



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

**EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CORDILLERA
PRINCIPAL OCCIDENTAL, ENTRE 34°20'S y 34°40'S, CHILE
CENTRAL**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIA MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

FERNANDA CAROLINA ALVARADO NEVES

PROFESOR GUÍA:

MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA TESIS Y MEMORIA PARA
OPTAR AL GRADO DE:** Magíster en Ciencias Mención
Geología, **Y TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Fernanda Carolina Alvarado Neves
FECHA: 07/01/2016
PROFESOR GUÍA: Marcelo Farías Thiers

EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CORDILLERA PRINCIPAL OCCIDENTAL, ENTRE 34°20'S y 34°40'S, CHILE CENTRAL

En los últimos años, el estilo estructural involucrado en el alzamiento cordillerano de los Andes de Chile Central ha sido materia de debate, así como la vergencia de las estructuras de primer orden dominantes en la orogénesis. Asimismo, a pesar de variados estudios realizados en los depósitos volcánicos y sedimentarios cenozoicos asociados a las formaciones Abanico y Farellones, aún existen incertezas con respecto a la definición y separación de ambas. En este contexto se estudiaron las estructuras, estratigrafía y cronología de la Cordillera Principal occidental entre 34°20'S y 34°40'S.

Considerando las características estratigráficas de la zona de estudio y dos dataciones U-Pb en circones nuevas se definieron dos unidades separadas por una discordancia angular erosiva: (i) la Unidad Volcano-sedimentaria Inferior con una edad máxima de depósito de *ca.* 18 Ma, la cual es correlacionable con términos jóvenes de la Formación Abanico y con una sección inferior de la Formación Farellones, y (ii) la Unidad Volcano-sedimentaria Superior, con una edad máxima de depósito de *ca.* 12 Ma, asignable a la sección superior de la Formación Farellones.

La zona de estudio presenta estructuras de diversa consideración y variadas características, lo cual permitió dividirla en tres dominios estructurales. El dominio Occidental presenta estructuras con rumbo N50°E y de mayor magnitud que aquellas observadas en el dominio Central, que presenta una mayor densidad relativa de estructuras y un cambio de rumbo de N50°E a N20°E. El dominio Oriental presenta un amplio monoclinial con rumbo variable de N°30E en el sector norte a N15°W en el sector sur.

Se construyó una sección balanceada representativa de la zona de estudio, con la cual se estimó un acortamiento mínimo de 27% equivalente a 22 km. El dominio Occidental y Central presentan una vergencia oeste de la deformación, mientras que el dominio Oriental presenta vergencia este. Este resultado sumado a las edades termocronológicas utilizadas permiten definir tres eventos de exhumación que afectaron a la zona de estudio: Evento 1 (Eoceno Medio): exhumación del borde oriental de la Cordillera de la Costa; Evento 2: (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): exhumación del frente occidental de la Cordillera Principal, en particular del Dominio Occidental, asociado a la inversión de la Cuenca de Abanico; y Evento 3 (Mioceno Superior): exhumación generalizada del frente oriental de la Cordillera de la Costa y del frente occidental de la Cordillera Principal.

Finalmente, considerando la progresión hacia el este de la deformación y la vergencia de las estructuras principales observadas en un perfil integrado de la Cordillera Principal entre 34°S y 35°S, se propone que la dirección de transporte tectónico dominante desde el Oligoceno tardío en la zona de estudio es hacia el este.

A mis padres y abuelos

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer a FONDECYT por financiar el proyecto bajo el cual se enmarca mi tesis, a CONICYT por financiar mi arancel del Programa de Magíster, al Departamento de Postgrado y Postítulo por financiar la pasantía que realicé en la Universidad de Berkeley, y a Midland Valley por proporcionar las licencias de MOVE utilizadas en este trabajo.

En segundo lugar quisiera agradecer a Marcelo Farías, el profesor guía de esta tesis, por confiar en mí este trabajo y por su ayuda. También quisiera agradecer al profesor co-guía de esta tesis, Reynaldo Charrier, por su siempre buena disposición en ayudarme. Asimismo, agradezco las correcciones y comentarios del profesor César Arriagada. Agradezco a los tres por todas las correcciones y aportes que me hicieron.

Por supuesto quiero agradecer a mis padres, a quienes dedico este trabajo, ya que gracias a ellos estoy donde estoy, y este logro es más de ellos que mío. Les doy gracias por educarme como lo hicieron, por darme las herramientas necesarias para enfrentarme bien el día a día, y por escucharme y darme consejos siempre cuando los he necesitado. Agradezco también a mis abuelos por ser como son, porque ellos le inculcaron a mis padres el significado de las palabras esfuerzo y perseverancia, y a su vez, ellos a mí, y gracias a eso hemos logrado lo que nos hemos propuesto. También agradezco a mis hermanas Panshi, Cata, Naty y a mi hermano Jorgito por estar siempre conmigo, por aguantarme, por hacerme reír, por todo!. Y a la Lili por cuidarnos siempre! Gracias también a mi tío Cacho y a mi prima Cami por acogerme en su departamento por casi todos estos años, y a la Ñaña e Idita por siempre cuidarnos y estar pendiente de "las niñitas".

Agradezco a mis amigos de la vida por la amistad que hemos formado, por estar siempre dispuestos a salir de la rutina y por todos los buenos recuerdos que tenemos. Agradezco a Punta Arenas y a su gente por haberme regalado una niñez y adolescencia inolvidable. Agradezco a mis geoamigas Caro, Gaby y Vale por tooodas esas horas de estudio, por las copuchas, por los cafés y chocolates, por los paseos, y por todo el buen rato que hemos pasado juntas <3. También agradezco a la Dani, por todos los terrenos que compartimos, por todo lo que me ha enseñado y por todo el sufrimiento compartido. Gracias a todos los chiquillos de mi curso de geo por todos los buenos momentos compartidos, los terrenos y los inolvidables geoawards. También gracias a mis compañeros de la sala de postgrado por la buena onda, por todos los almuerzos con temas entretenidos, por los *cómete un paper*, por los carretes, en fin, por hacer muy amena mi pasada por postgrado.

Agradezco a todo quienes me han ayudado directamente en la tesis. Al Pipe Gallardo y al Felipe Tapia por toda su ayuda y paciencia, a Juanito Becerra por su ayuda con Move y a la Dani (de nuevo) por sus consejos y discusiones. Gracias a mis compañeros de terreno Javi, Vale, José y Nicoso, por su ayuda geológica, por la paciencia, y por todos los buenos (y a veces críticos) momentos compartidos. Agradezco también a Carlos, Ángel, Pablo, Javier y Don Raúl, quienes fueron los arrieros en los terrenos de la tesis, y a quienes doy gracias por llevarme a lugares inimaginables de la cordillera. Gracias también a los caballos porque, sin duda, ellos son los únicos irremplazables para un trabajo como este.

Doy gracias a todos los funcionarios del Departamento de Geología, en particular a Blanca, Maritza, Kilo, Carlos Alvarado y Roberto Valle, por hacernos la vida mucho más fácil y por hacer que todo funcione en orden. También agradezco a los profesores Luis Aguirre, Reynaldo Charrier y Francisco Hervé por sus clases magistrales, por compartir sus experiencias, y porque con cada conversación con ellos hacía que me encantara más con la geología.

Finalmente, quiero agradecer a Pablo por su infinito amor, paciencia, compañía, y amistad. Gracias por estar siempre junto a mí estos últimos 4 años, gracias por la paciencia en estos últimos meses de stress, gracias por el amor, y gracias por despertar conmigo día a día.

TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción	1
1.1 Formulación del problema	1
1.3 Objetivos	3
1.3.1 Objetivo general.....	3
1.3.2 Objetivos específicos	3
1.2 Hipótesis de trabajo.....	4
1.4 Metodología	4
1.4.1 Trabajo pre-campañas de terreno.....	4
1.4.2 Trabajo de campo.....	5
1.4.3 Análisis post-trabajo de campo.....	5
1.4.4 Análisis integrado	6
1.5 Ubicación y vías de acceso.....	6
2. Antecedentes de la región de estudio.....	9
2.1 Marco Morfoestructural	9
2.1.1 Segmentación morfoestructural andina.....	9
2.1.2 Evolución cenozoica en la zona central de Chile-Argentina	11
2.1.3 Evidencias de la cuenca de Abanico y de su posterior inversión	12
2.2 Marco Geológico.....	14
2.2.1 Rocas Estratificadas	14
2.2.2 Rocas Intrusivas	16
2.2.3 Estructuras	17
2.3 Comentarios finales.....	18
3. Estratigrafía	19
3.1 Introducción	19
3.2 Descripción de columnas estratigráficas	22
3.2.1 Correlaciones	32
3.3 Edades U-Pb.....	33
3.4 Estratigrafía local	34
3.4.1 Unidad Volcano-sedimentaria Inferior	35
3.4.2 Unidad Volcano-sedimentaria Superior.....	36
3.4.3 Cuerpos intrusivos	36
3.5 Discusiones a la estratigrafía local	37

4. Geología estructural	40
4.1 Estructuras en superficie	40
4.1.1 Dominio Occidental	43
4.1.2 Dominio Central	45
4.1.3 Dominio Oriental	50
4.2 Interpretaciones	51
5. Modelo estructural.....	53
5.1 Introducción y metodología	53
5.2 Consideraciones iniciales	55
5.3 Modelos <i>forward</i>	57
5.3.1 Descripción de los modelos <i>forward</i>	57
5.3.2 Análisis de los modelos <i>forward</i>	59
5.3.3 Comparación entre modelo <i>forward</i> A y perfil simplificado.	62
5.4 Sección estructural balanceada y restauración	64
5.4.1 Descripción de la sección balanceada.....	64
5.4.2 Limitantes del modelo	66
5.5 Comentarios finales.....	67
6. Cronología de la deformación.....	68
6.1 Introducción y metodología	68
6.2 Resultados	70
6.2.1 Modelos de inversión de TF en apatito.....	74
6.3 Análisis e interpretación de las edades de enfriamiento	76
6.3.1 Trazas de fisión.....	76
6.3.2 Comparación de la magnitud de exhumación.....	77
6.4 Comentarios finales.....	79
7. Discusión.....	80
7.1 Acortamiento, vergencia y estilo de deformación.....	80
7.2 Edad de la deformación y relación con el contexto regional	82
7.3 Estimación de la tasa de exhumación.....	87
7.4 Modelos corticales propuestos en el área de estudio.....	88
7.5 Modelo Evolutivo.....	90
8. Conclusión	93
9. Bibliografía.....	95

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 6.1. Rango de temperaturas de cierre para los sistemas termocronológicos utilizados en este trabajo..	68
Tabla 6.2 Ubicación de las muestras utilizadas en el análisis de la exhumación del área de estudio..	72
Tabla 6.3 Resumen de las edades de enfriamiento utilizadas.....	72
Tabla 7.1 Tabla comparativa de acortamiento tectónico estimado a diferentes latitudes de la Cordillera Principal occidental.	81
Tabla 7.2 Datos utilizados en la estimación de la tasa de exhumación de la zona de estudio.	87

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Modelos a escala cortical para la Cordillera Principal entre 32°S y 35°S..	2
Figura 1.2 Esquema de la metodología propuesta y la relación entre cada una de las etapas.....	6
Figura 1.3 Localización de la zona de estudio..	7
Figura 1.4. Vías de acceso a la zona de estudio y puntos de referencias.	8
Figura 2.1 Mapa geológico de los Andes entre 31°S y 37°S.....	10
Figura 3.1 Distribución espacial de las columnas estratigráficas realizadas en este trabajo y puntos de referencia..	20
Figura 3.2 Esquemas representativos de las columnas estratigráficas levantadas en la zona de estudio.....	21
Figura 3.3 Fotomicrografías de muestras representativas de la Columna A.....	23
Figura 3.4 Fotomicrografía de basalto andesítico perteneciente a la columna B.....	24
Figura 3.5 Afloramientos de la columna realizada en el sector de la Quebrada La Huacha.....	25
Figura 3.6 Fotomicrografía a nicoles paralelos de muestras representativas de la Columna D... ..	25
Figura 3.7 Fotografía del afloramiento de la toba gris utilizada como nivel guía en el sector de la Quebrada La Huacha.	26
Figura 3.8 Contacto entre dos niveles estratificados de andesitas basálticas caracterizados en la Columna D.....	27
Figura 3.9 Fotomicrografía de una andesita basáltica perteneciente a la Columna C.....	28

Figura 3.10 Fotomicrografías a nicoles paralelos de tobas de lapilli vítreas pertenecientes a la sucesión superior de la Columna E.....	29
Figura 3.11 Fotografía de los afloramientos ubicados en el Paso El Corte, caracterizados en la Columna F.	30
Figura 3.12 Fotomicrografías de muestras pertenecientes a la Columna F.....	30
Figura 3.13 Fotografía de la sucesión de tobas grises y basaltos pardo-rojizos caracterizadas en la Columna G.....	31
Figura 3.14 Fotomicrografías de la Columna G.....	32
Figura 3.15 Datación U-Pb en circones.....	33
Figura 3.16 Fotografía de la discordancia angular observada en la cima del cerro Alto de la Campana.....	34
Figura 3.17 Fotografía del Stock Los Rucios.	37
Figura 3.18 Mapa geológico de la zona de estudio..	39
Figura 4.1 Mapa geológico de la zona de estudio y traza de perfiles esquemáticos.	41
Figura 4.2 Perfiles esquemáticos de las estructuras presentes en la zona de estudio.....	42
Figura 4.3 Fotografía del sinclinal Los Maquis.....	43
Figura 4.4 Imagen satelital de sinclinal La Cañadilla.	44
Figura 4.5 Fotografías del Dominio Central.....	46
Figura 4.6 Imagen satelital de la cara sur del Cerro Alto de la Campana..	47
Figura 4.7 Discordancia entre la Formación Farellones Superior y la Unidad Volcano-sedimentaria.....	48
Figura 4.8 Fotografías del Dominio Central.....	49
Figura 4.9 Fotografía de la falla El Corte.	49
Figura 4.10 Contacto observado en el Dominio Oriental, entre la Unidad Volcano-sedimentaria con manto de 20°W subyaciendo a la Formación Farellones Superior, dispuesta discordante con manto subhorizontal.....	50
Figura 5.1 Mapa geológico y perfil esquemático representativo de la zona de estudio.	54
Figura 5.2 Comparación entre (a) perfil AA' completo y (b) perfil simplificado, según los supuestos mencionados en la sección 5.2.	56
Figura 5.3 Modelos <i>forward</i> generados mediante el software 2DMove.	60

Figura 5.4 Comparación entre (a) perfil AA' simplificado y (b) modelo <i>forward</i> A..	63
Figura 5.5 Restauración palinspástica del modelo estructural construido para la zona de estudio.	65
Figura 6.1. Temperaturas de cierre de los sistemas termocronológicos utilizados en este estudio..	69
Figura 6.2 Perfil estructural esquemático con la posición relativa de las muestras datadas.	71
Figura 6.3 Relación entre edades termocronológicas y (a) altitud de cada muestra, y (b) distancia en el perfil AA'.	73
Figura 6.4 Modelo de enfriamiento de la muestra F4-01 realizado en el software HeFTy.....	75
Figura 6.5 Modelo de enfriamiento de la muestra F4-02 realizado en el software HeFTy.....	75
Figura 6.6 Modelo de inversión de la muestra ETP-17 realizado en AFTSolve.....	78
Figura 7.1 Modelo estructural propuesto para la zona de estudio.....	80
Figura 7.2 Sección estructural esquemática del Dominio Central.....	81
Figura 7.3 Relación entre la edad y la altura de cada muestra datada.....	83
Figura 7.4 Perfil AA' con isocronas estimadas a partir del método (U-Th)/He.....	84
Figura 7.5 Cuadro comparativo de la evolución neógena de los Andes de Chile Central y el oeste de Argentina..	86
Figura 7.6 Perfil esquemático regional entre 34°S y 35°S.....	89
Figura 7.7 Evolución paleogeográfica propuesta para la zona de estudio.....	91

ANEXOS

Detalle restauración en Software 2D Move	Anexo A
Termocronología Cuantitativa	Anexo B
Detalle de datos analíticos de (U-Th)/He	Anexo C

1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

La zona central de Chile presenta un importante registro geológico de la evolución paleogeográfica y tectónica desde el Mesozoico, presentando evidencias de los distintos eventos de extensión y compresión ocurridos desde el inicio de la subducción moderna durante el Jurásico temprano (e.g. Charrier *et al.* 2007). En particular, entre 32°S y 36°S diversos autores sugieren los siguientes eventos tectónicos, los cuales han contribuido a la evolución andina en esta zona.

- Extensión durante el Eoceno al Oligoceno tardío, la cual generó la cuenca de Abanico (e.g. Charrier *et al.* 1996; Godoy *et al.* 1999; Charrier *et al.* 2002).
- Inversión de esta cuenca desde el Mioceno temprano al Mioceno medio (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006; Tapia, 2015).
- Propagación de la deformación hacia el este durante el Mioceno medio a tardío, desarrollando distintas fajas plegadas y corridas a lo largo del orógeno (e.g. Giambiagi *et al.* 2003; Ramos *et al.* 2004; Mescua *et al.* 2014).
- Alzamiento de la Cordillera Frontal a ~8,5 Ma (ubicado hasta los 34°15'S, Giambiagi y Ramos 2002; Giambiagi *et al.* 2003), simultáneo al fallamiento fuera de secuencia que habría afectado a la Cordillera Principal oriental y el borde oriental de la cuenca de Abanico (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock *et al.*, 2006; Tapia, 2015).

A pesar de que existe un consenso con respecto a la evolución tectónica ocurrida en la zona, no hay un acuerdo sobre la vergencia de las estructuras de primer orden y la relevancia de las estructuras heredadas de los periodos extensionales en la construcción andina.

Ejemplos de estas contraposiciones se sintetizan en los trabajos de Farías *et al.* (2010) y de Armijo *et al.* (2010) (Figura 1.1). Por un lado, Farías *et al.* (2010) plantea que el estilo de deformación que domina la formación y alzamiento de la cordillera en la zona central de Chile corresponde a una inversión tectónica y a la posterior propagación de la deformación en la faja plegada y corrida que se encuentra al este. Según este modelo, la deformación se propaga desde la subducción mediante una estructura de escala cortical con vergencia hacia el este, que conecta mecánicamente la zona de subducción a 60 km de profundidad con el cordón montañoso a 10 km de profundidad.

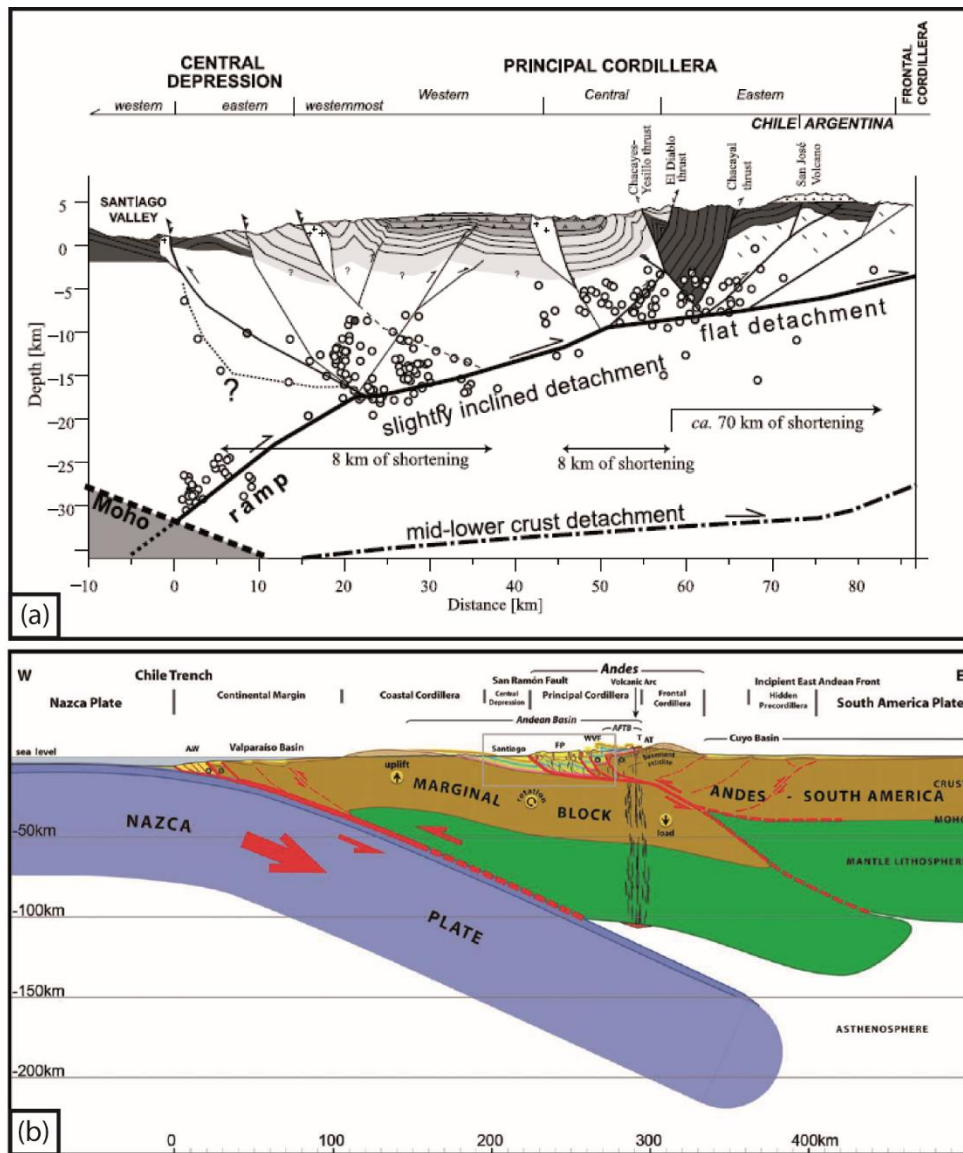


Figura 1.1 Modelos a escala cortical para la Cordillera Principal entre 32°S y 35°S. (a) Modelo estructural y cortical propuesto por Fariás *et al.* (2010). (b) Modelo cortical propuesto por Armijo *et al.* (2010).

Por el contrario, Armijo *et al.* (2010) proponen que las estructuras dominantes de la orogénesis de los Andes de Chile-Argentina central habrían sido formadas durante la etapa compresiva y sería posteriores al alzamiento de la Cordillera Frontal. Los autores sugieren la existencia de un sistema de fallas vergentes al oeste (WAT= *West Andean Thrust*), el cual estaría conectado con un despegue bajo la Cordillera Frontal. Esta última actuaría como un *backstop*, proporcionando las condiciones necesarias para mantener las altas tasas de elevación que presenta actualmente la Cordillera Principal, y causaría la propagación hacia el oeste del Sistema de Falla San Ramón, el cual corresponde a una de las estructuras principales del WAT. Con esta configuración, se sugiere una subducción intracontinental, similar a las que existen en zonas de colisión, sintética a la subducción de la Placa de Nazca.

El contraste de los modelos presentados en los párrafos anteriores deja de manifiesto las incertezas que existen con respecto a los procesos constructivos de la cordillera, en particular con la relevancia de las estructuras extensionales heredadas y con el sentido del transporte tectónico en la actualidad.

Por otro lado, durante el desarrollo de la cuenca de Abanico y posterior inversión tectónica se acumularon en ella potentes sucesiones volcánicas y sedimentarias agrupadas en las formaciones Abanico y Farellones, respectivamente. La relación de contacto entre ellas ha sido observada de diversas formas dependiendo del lugar, como concordante, discordante, paraconcordante, por falla o transicional (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006). Asimismo, existe un traslape entre las edades de ambas formaciones, siendo la más joven de la Formación Abanico de *ca.* 16 Ma en la VI Región de O'Higgins (Kay y Kurtz, 1995) y la más antigua de la Formación Farellones de *ca.* 25 Ma a los $\sim 31^{\circ}30'S$ (Munizaga y Vicente, 1982). No obstante, las edades Ar/Ar y K/Ar han diferido largamente con edades U/Pb en circón (*e.g.*, Fock, 2005; Farías *et al.*, 2010; Tapia, 2015), posiblemente debido a un exceso de argón atmosférico (*cf.*, Muñoz *et al.*, 2006; Muñoz *et al.*, 2006). Aun así, tanto el traslape de edades como las variables relaciones de contacto han sido atribuidas por Charrier *et al.* (2005) a una diacronía en la deformación, siendo ésta más joven hacia el sur. Finalmente, el reciente mapeo realizado por Hevia (2014) permite extender los afloramientos de la Formación Farellones hasta $\sim 35^{\circ}S$, aun cuando antes habían sido reportados exclusivamente hasta el río Tinguiririca ($34^{\circ}45'S$). De acuerdo a lo anterior, aún existen incertezas para la definición y separación de ambas formaciones.

Considerando lo anterior, se presentan en este trabajo nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos del sector cordillerano ubicado entre $34^{\circ}20'S$ y $34^{\circ}40'S$, latitud a la cual comienzan a disminuir los afloramientos de la Formación Farellones. Además, se propone un modelo de evolución tectónica de la Cordillera Principal occidental y una sección estructural balanceada para el este sector, con el fin de aportar nuevos datos para comprender cuál es el rol de las estructuras extensionales eo-oligocenas y cuál es el sentido del transporte tectónico que ha dominado en el sector.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 OBJETIVO GENERAL

Definir las condiciones tectónicas y la temporalidad de los eventos de deformación y exhumación que tuvieron como consecuencia la formación de la Cordillera Principal Occidental, entre $34^{\circ}20'S$ y $34^{\circ}40'S$, durante el Cenozoico.

1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Definir la paleogeografía y los ambientes de depósito de las unidades presentes en la zona de estudio.
2. Determinar el arreglo estructural bajo el cual se acomodaron los eventos de deformación.
3. Definir la temporalidad de los eventos tectonoestratigráficos ocurridos en la zona de estudio durante el Cenozoico.

1.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO

La morfología actual de los Andes de Chile Central (32°S-36°S) es el resultado de diferentes eventos tectónicos ocurridos desde el Mesozoico hasta el presente. En particular, las rocas volcánicas y sedimentarias que conforman la Cordillera Principal Occidental han sido interpretadas como depósitos de una cuenca extensional, las cuales habrían sido posteriormente deformadas bajo un régimen compresivo entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano (*e.g.* Godoy *et al.* 1999; Charrier *et al.* 2002; Fock 2005). De acuerdo a lo anterior, se espera que la evolución de este segmento cordillerano en Chile Central sea similar a la evolución propuesta para la latitud de Santiago, y por ende, que involucre eventos de inversión tectónica y propagación de la deformación hacia el este. Por otro lado, se espera encontrar características estructurales (vergencia y acortamiento acomodado) dentro de la zona de estudio que ayuden a resolver las controversias presentadas anteriormente.

Considerando que los eventos tectónicos que han sido responsables de la formación de la Cordillera Principal Occidental son eventos de escala regional, se espera que el acortamiento acomodado en la zona de estudio, sea similar al estimado al norte y sur de esta, en el mismo segmento cordillerano.

Como hipótesis metodológica, se considera que las edades entregadas por los sistemas termocronológicos de trazas de fisión y (U-Th)/He pueden ser interpretadas como edades de exhumación, solo si difieren de la edad estratigráfica. Bajo este supuesto se espera obtener edades de exhumación con las cuales se podrá definir una temporalidad de eventos de deformación.

1.4 METODOLOGÍA

La metodología a través de la cual se desarrolla este trabajo de tesis se muestra a continuación (Figura 1.2). Esta se divide en cuatro etapas principales, las cuales se realizan con el fin de cumplir los tres objetivos específicos mencionados. Las etapas que componen la metodología del presente trabajo son las siguientes:

- Trabajo pre-campañas de terreno
- Trabajo de terreno
- Análisis post-campañas de terreno
- Análisis integrado

A continuación se describen detalladamente cada etapa de la metodología.

1.4.1 TRABAJO PRE-CAMPAÑAS DE TERRENO

Comprende dos subetapas:

Revisión bibliográfica: Se estudiaron publicaciones, trabajos de título y tesis de postgrado realizados en la zona de estudio con el fin de:

- Conocer los antecedentes y discusiones que se han llevado a cabo con respecto a la evolución tectónica ocurrida en la Cordillera Occidental, y así estudiar las actuales teorías que se manejan en la zona.
- Conocer la estratigrafía que se ha definido para el área de estudio.

- Considerar el actual mapa geológico y perfiles estructurales definidos para la zona.
- Estudiar la metodología para datación termocronológica.

Fotointerpretación de la zona: Esta se realizó mediante el Software Google Earth, con el fin de determinar puntos de interés para estudiar en los trabajos de campo, de modo de tener un plan organizado que optimice el tiempo.

Los resultados en esta etapa aportaron en la resolución de los objetivos específicos 1 y 2.

1.4.2 TRABAJO DE CAMPO

Se llevó a cabo en 3 campañas de terreno, las cuales se realizaron con el procedimiento típico de un trabajo de campo, dándole énfasis en la determinación de las características estratigráficas y estructurales de la zona, y en la obtención de muestras apropiadas para los análisis posteriores.

Campaña de terreno 1: Se realizó durante Enero, Febrero y Marzo de 2014. Las salidas a terreno fueron aproximadamente de 10 días por mes. Estas se efectuaron con el fin de estudiar parte de las zonas de altura media de la cordillera, entre aproximadamente 70°44' y 70°38' de longitud oeste.

Campaña de terreno 2: Se realizó entre Abril y Octubre de 2014, con el fin de estudiar las zonas bajas de la Cordillera Principal, en particular, al oeste del área estudiada en la campaña de terreno 1.

Campaña de terreno 3: Se realizó en Enero de 2015, con el fin de estudiar la zona ubicada al este del área estudiada en la Etapa 1. Asimismo, parte de este trabajo de campo se efectuó para obtener datos concluyentes respecto a la tesis.

Los resultados en esta etapa de la metodología apuntaron a resolver los objetivos específicos 1 y 2.

1.4.3 ANÁLISIS POST-TRABAJO DE CAMPO

En esta etapa de la metodología se realizaron los análisis respectivos de los datos y muestras recolectados en las campañas de terreno. En particular, se buscó:

- Determinar discordancias presentes en la zona, para definir la temporalidad relativa de las distintas etapas tectónicas y cuáles unidades son syn-deformacionales.
- Correlacionar columnas estratigráficas.
- Generar el mapa geológico de la zona a escala 1:100.000.
- Generar perfiles estructurales mediante el método *Kink*.
- Seleccionar muestras para realizar corte transparente y para dataciones (U-Th)/He en apatito y U-Pb en circón. Además, se utilizan edades publicadas por Farías *et al.* (2008) y Maksaev *et al.* (2009).
- Determinar las edades termocronológicas de las muestras seleccionadas, según el método (U-Th)/He. Para conocer la metodología llevada a cabo y los principios involucrados en método, revisar el Anexo B.

Los resultados en esta etapa de la metodología están relacionados con el objetivo específico 1, 2 y 3.

1.4.4 ANÁLISIS INTEGRADO

En esta etapa se realizó un análisis crítico e interpretativo de los resultados de la etapa anterior. En específico:

- Se generaron modelos estructurales tipo *forward* para testear distintos estilos de deformación.
- Se construyó una sección estructural balanceada representativa de la zona, con el Software 2DMove. Con esto se cuantificó la deformación ocurrida en la zona.
- Se determinó la evolución paleogeográfica de la zona utilizando el modelo estructural, los datos estratigráficos y las dataciones obtenidas para cada unidad.

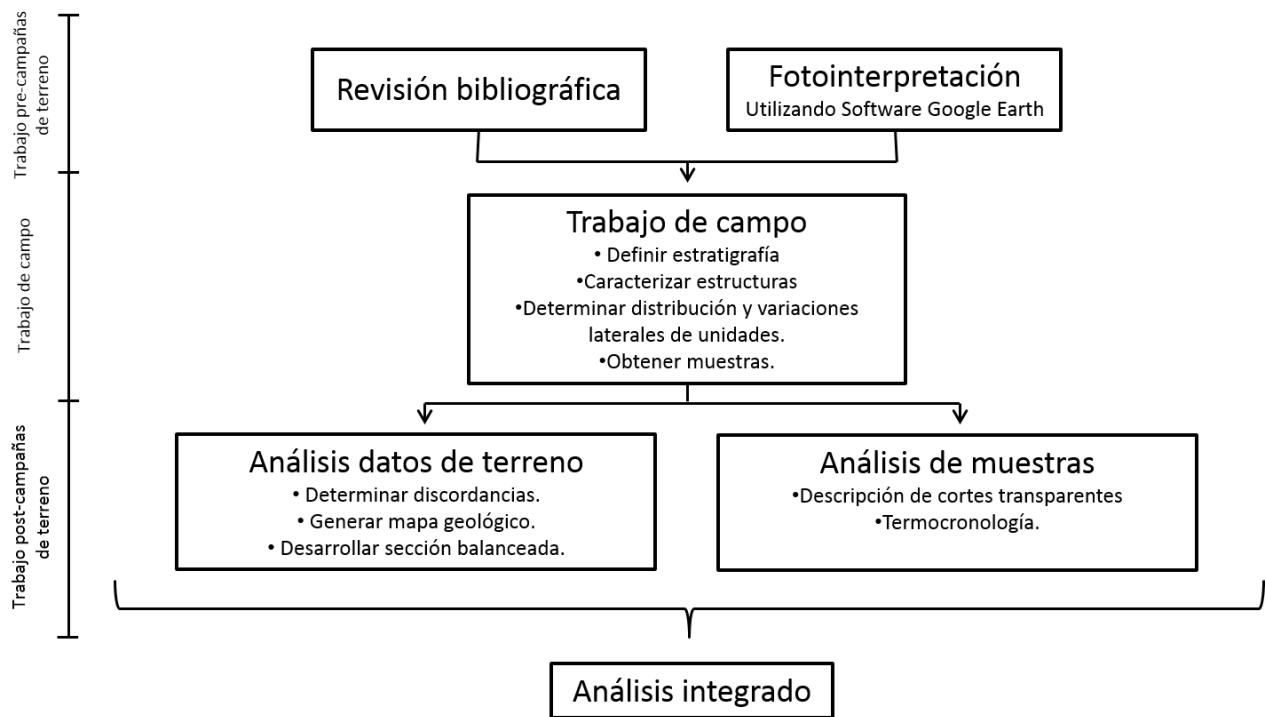


Figura 1.2 Esquema de la metodología propuesta y la relación entre cada una de las etapas.

1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se encuentra en el límite entre las provincias de Cachapoal y Colchagua, en la VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins. Abarca la zona cordillerana entre la ciudad de Rengo y la Laguna de los Cristales, entre el río Claro de Rengo y el estero Roma (Figura 1.3).

El acceso a la zona de estudio se puede realizar por dos vías principales, las cuales se acceden desde la Ruta Panamericana Sur o Ruta 5. La primera vía se accede por la ciudad de Rengo, donde se toma la ruta H-65 con dirección hacia Popeta-Las Nieves. Esta ruta pública llega al Fundo El Baluarte, donde comienza el camino privado que va por la ladera sur del valle del río Claro de Rengo y que continúa hasta la laguna Los Cristales, ubicada a aproximadamente 15 km hacia el este. La segunda vía de acceso es por el pueblo de Pelequén, donde se toma la ruta H-713 y luego

la H-711 con dirección hacia el este, la cual llega al sector de Los Maquis, desde donde se continúa hacia el este a caballo, por senderos cordilleranos (Figura 1.4).

En la Figura 1.4 se señalan puntos de referencia, que se mencionaran en el desarrollo de este trabajo.

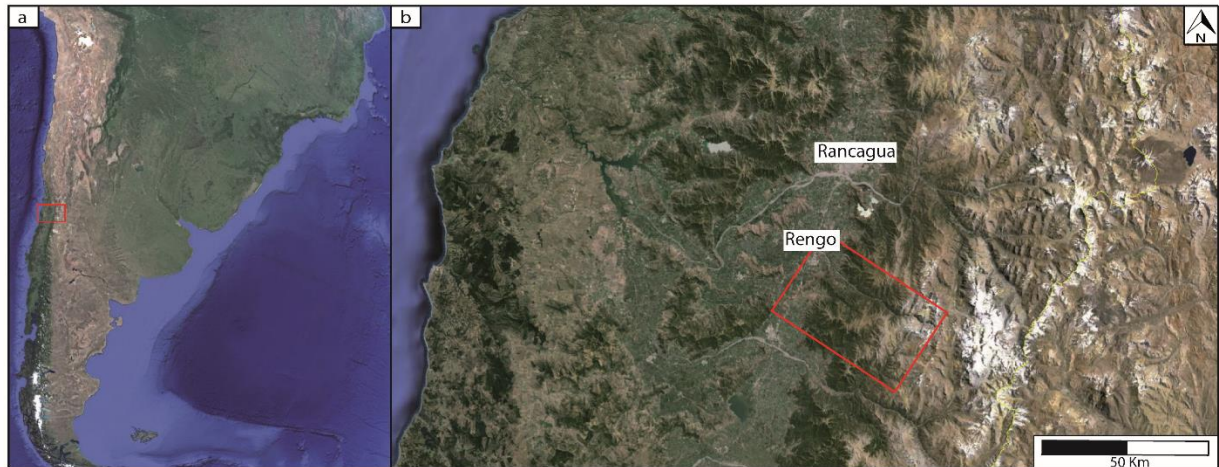


Figura 1.3 Localización de la zona de estudio. En la imagen (a) se muestra la ubicación del cuadro (b) en Sudamérica. En la imagen (b) se indica la ubicación de la zona de estudio en la Región del Libertador Bernardo O'Higgins. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth.

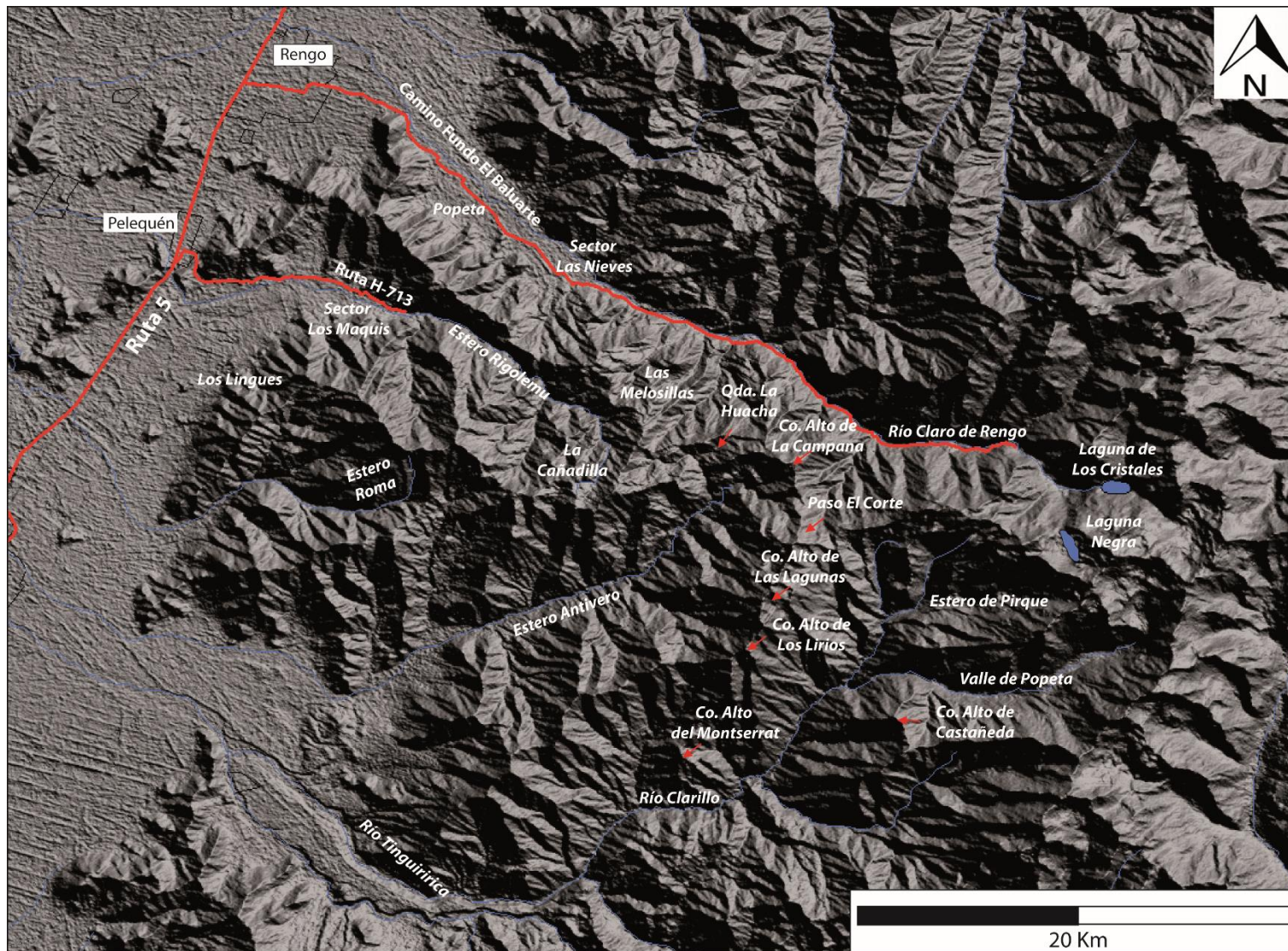


Figura 1.4. Vías de acceso a la zona de estudio y puntos de referencias.

2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

2.1 MARCO MORFOESTRUCTURAL

2.1.1 SEGMENTACIÓN MORFOESTRUCTURAL ANDINA

La región Andina, entre 33°S y 35°S, comprende 5 unidades morfoestructurales mayores, las cuales son, de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal (deja de estar presente al sur de 34,15°S) y un antepaís activo (Figura 2.1)

La Cordillera de la Costa se puede sub-dividir en dos flancos, siguiendo la proposición de Farías *et al.* (2008): un sector occidental compuesto por un basamento cristalino y metapelítico del Paleozoico tardío-Triásico y un flanco oriental compuesto por secuencias de intra-arco del Jurásico-Cretácico con manteo preferencial hacia el este, e intrusivos de edad similar. Estas últimas secuencias se extienden hasta el centro de la Depresión Central (Thiele, 1980), donde se contactan con rocas de la Formación Abanico mediante discordancias y fallas (Fock, 2005). A grandes rasgos es posible observar que en esta zona existen variaciones en las rocas que conforman este dominio morfoestructural. Se aprecia que al sur de 34°S aumentan los afloramientos de rocas paleozoicas, mientras que al sur de 35°S disminuyen los afloramientos de los arcos Jurásico-Cretácico.

La Depresión Central está formada por sedimentos cuaternarios y una cubierta de ignimbritas, con un espesor máximo de 500 m en el valle de Santiago (Araneda *et al.*, 2000). El basamento de este dominio morfoestructural corresponde a rocas mesozoicas en la zona oeste, mientras que a rocas cenozoicas en la zona este (Farías *et al.*, 2010).

La Cordillera Principal está conformada por diferentes unidades estratificadas de edades mesozoicas y cenozoicas, intruidas por cuerpos plutónicos de edad cenozoica. Las unidades cenozoicas constituyen el grueso de la Cordillera Principal, mientras que las unidades de edad mesozoica forman la franja oriental de ésta y están intensamente deformadas, con vergencia preferencial hacia el este, formando las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, al norte y sur de 34°15'S, respectivamente (ver Figura 2.1). Las unidades mesozoicas corresponden a rocas sedimentarias, de origen marino y continental, y volcánicas con edades desde el Triásico superior hasta el Cretácico superior. Las unidades cenozoicas corresponden a las formaciones Abanico (Eoceno Medio-Mioceno Inferior) y Farellones (Mioceno), las cuales consisten en secuencias de lavas y depósitos volcanoclásticos con intercalaciones de rocas sedimentarias.

La Cordillera Frontal está constituida por un basamento ígneo y metamórfico del Proterozoico al Triásico Inferior, alzado hace *ca.* 8,5 Ma (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003), mientras que el antepaís está conformado por depósitos cuaternarios y depósitos sin-orogénicos del Neógeno.

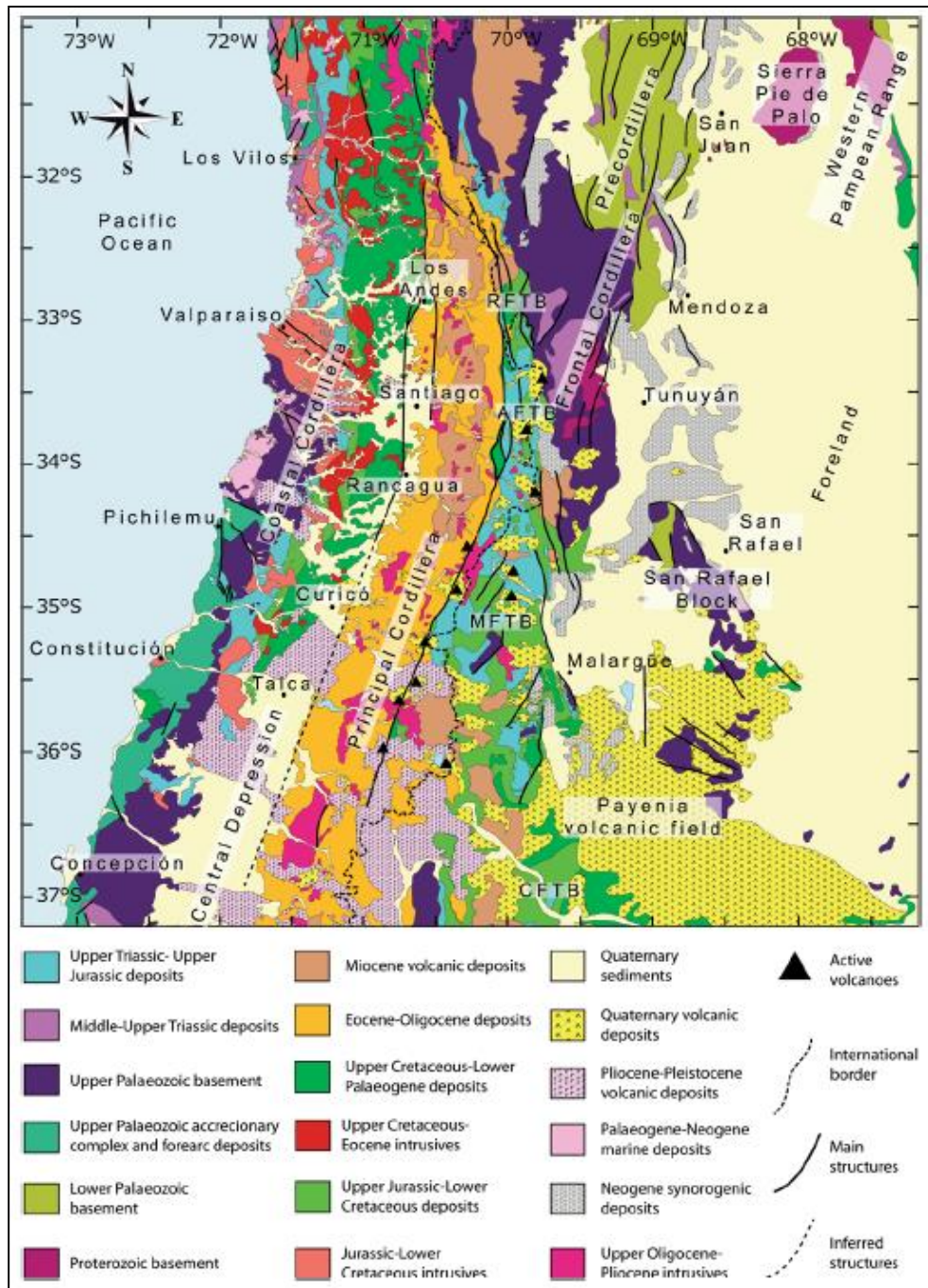


Figura 2.1 Mapa geológico de los Andes entre 31°S y 37°S. Se muestran las 5 unidades morfoestructurales, la ubicación de las principales ciudades, de las fajas plegadas y corridas La Ramada (RFTB), Aconcagua (AFTB), Malargüe (MFTB) y Chos-Malal (CFTB). Tomado de Tapia (2015).

2.1.2 EVOLUCIÓN CENOZOICA EN LA ZONA CENTRAL DE CHILE-ARGENTINA

Desde el Eoceno tardío hasta el Oligoceno tardío se desarrolla una cuenca extensional, la cual se habría prologando desde 29°S hasta 39°S en territorio chileno. Esta es la denominada cuenca de Abanico, la cual fue rellenada por la Formación Abanico en distintos depocentros no muy bien definidos, pero que podrían evidenciar el cambio de vergencia en las fallas inversas contenidas en la propia cuenca (Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005; Farías *et al.*, 2010). En la zona de estudio, el límite occidental de la cuenca se encontraría en el borde occidental de la Cordillera Principal, mientras que el borde oriental se ubicaría en el límite entre la Cordillera Principal occidental y oriental.

La cuenca de Abanico comienza a invertirse tectónicamente durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano (Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006; Godoy *et al.*, 1999; Tapia, 2015). En las primeras etapas de la inversión, la deformación (pliegues y fallas inversas de alto ángulo) afectó principalmente a ambos bordes de la cuenca (Fock *et al.*, 2006), lo cual permitió que se deposite en el centro de ésta la Formación Farellones, que corresponde al arco del Mioceno (Charrier *et al.*, 2002). Esta unidad está levemente deformada, excepto en los bordes de la cuenca, donde sobreyace a la Formación Abanico, ya sea mediante una discordancia o desarrollando estratos de crecimiento en su base.

La deformación de las unidades que conformaron esta cuenca ocurre durante y después del depósito de la última etapa de la Formación Abanico, y fue probablemente controlada por la inversión de las fallas normales que generaron la cuenca. A la latitud de Santiago, un episodio de deformación que se encuentra bien acotado ocurrió entre los 20,09 y 16,1 Ma, el cual está evidenciado por depósitos syn-tectónicos (Fock *et al.*, 2006). A 35°S, Tapia (2015) describe estratos sinorogénicos en el área del cerro Alto del Padre, que marcarían en inicio de la deformación compresiva a los 20 Ma.

Probablemente la deformación que afectó a estas unidades no ocurre en forma simultánea en toda la cuenca. Asimismo, los procesos de depósitos (incluyendo el volcanismo) debieron haber continuado en forma esporádica durante todo el evento de compresión, lo cual también es apoyado por la ausencia de un cambio claro en toda el área entre las formaciones Abanico y Farellones (Charrier *et al.*, 2002). El proceso de inversión continúa hasta el Mioceno medio, migrando la deformación hacia el este y concentrándose en el límite oriental de la cuenca (Fock, 2005). En particular, Tapia (2015) propone que la deformación compresiva de la cuenca de Abanico a 35°S, habría finalizado a los 11 Ma, considerando que esta es la edad más joven del miembro inferior deformado de la Formación Farellones en el área del cerro Alto del Padre.

Durante el Mioceno medio a tardío, la deformación migra hacia el este desarrollando las fajas plegadas y corridas. Específicamente, a partir de ~16 Ma se comienza a conformar la faja plegada y corrida de Aconcagua (Giambiagi *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2004; Fock, 2005), mientras que entre 20 y 16 Ma habría comenzado la deformación de la parte interna de la faja plegada y corrida Malargüe (Mescua *et al.*, 2014). Desde entonces, este dominio de la Cordillera Principal ha acomodado la mayor parte de la deformación ocurrida en la zona (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2004).

Después de 8,5 Ma, se eleva la Cordillera Frontal al este de la Cordillera Principal, debido a la activación de fallas de medio a alto ángulo de escama gruesa (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003). Simultáneamente o justo posterior a este evento, se generan fallas inversas fuera de secuencia, las cuales deforman la parte oriental de la cuenca de Abanico y la Cordillera Principal Oriental (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock *et al.*, 2006). A 35°S, la deformación migra hacia el sector oriental de la faja plegada y corrida de Malargüe a los 7 Ma. Este evento también es simultáneo a deformación fuera de secuencia en la parte interna del orógeno (Tapia 2015).

A *ca.* 4 Ma, la deformación y acortamiento migran hasta el antepaís (Giambiagi *et al.*, 2003) y la Cordillera de los Andes en Chile alcanza, en su mayoría, la elevación que presenta actualmente, disminuyendo en un orden de magnitud la tasa de alzamiento, de 1-2 mm/año durante el Mioceno a 0,1 mm/año en la actualidad (Farías *et al.*, 2008).

La evolución magmática en Chile Central ha estado relacionada con la migración del arco hacia el este desde el Jurásico (*e.g.* Kay *et al.* 2005; Charrier *et al.* 2007). Al iniciarse la compresión durante el Mioceno temprano, se emplazan intrusivos graníticos en la Cordillera Principal (Kay *et al.*, 2005). Luego, el arco migra levemente hacia el este, lo cual queda evidenciado por el depósito de la Formación Farellones, que representa la localización del arco hasta el Langhiano. Nuevamente el arco migra hacia el este, intruyendo la zona oriental de las formaciones Abanico y Farellones durante el Mioceno tardío, entre los 13 y 7 Ma (Kay *et al.*, 2005; Muñoz *et al.*, 2013). Para este periodo, Folguera y Ramos (2011) plantean que entre 34°S y 38°S se habría desarrollado un *flat slab*, el cual habría provocado la expansión del arco y una fuerte migración hacia el este. Luego, la actividad del arco disminuye, aunque ocurren algunos pulsos al oeste del arco anterior, los cuales forman los pórfidos cupríferos de los Yacimientos el Teniente y Río Blanco-Los Bronces. Este arco estuvo activo entre los 9 y 4 Ma, y es contemporáneo a las fallas fuera de secuencia que afectan a la Cordillera Principal (Kay *et al.*, 2005; Farías *et al.*, 2008). Finalmente el arco migra nuevamente hacia el este, intruyendo la actual Cordillera Principal Oriental, y ubicándose en su posición actual (Farías *et al.* 2010; Muñoz *et al.* 2013).

2.1.3 EVIDENCIAS DE LA CUENCA DE ABANICO Y DE SU POSTERIOR INVERSIÓN

En los siguientes párrafos se describen características observadas en terreno por diversos autores, que sugieren el desarrollo de la cuenca de Abanico y su posterior inversión. La importancia de estudiar estos registros geológicos radica en el enfoque que se le dará a los trabajos de campo realizados durante el desarrollo de esta tesis. En otras palabras, se espera encontrar características similares en los afloramientos de la zona de estudio.

Charrier *et al.* (2002) resumen las siguientes evidencias, observables en terreno, de la formación de la cuenca extensional durante el Eoceno tardío al Oligoceno tardío: (i) Evidencias sedimentológicas, como estratos de crecimiento (en la Termas del Flaco), gran espesor de la Formación Abanico e intercalaciones de depósitos lacustres entre rocas volcánicas que verifican una depresión y subsidencia importante; y (ii) Evidencias estructurales, como la relación de contacto entre la Formación Abanico y las secuencias mesozoicas, la cual corresponde a una discordancia que indica el depósito de la primera sobre un basamento deformado y erodado, el alto ángulo de la mayoría de las fallas NS que afectan

a la Formación Abanico el cual se atribuye a ambientes extensionales, que existan variadas formas y vergencias de las estructuras menores atribuidas al efecto de la carga sedimentaria en la inversión de fallas normales, la ausencia del contacto entre Formación Abanico y unidades mesozoicas al oeste de la falla Espinoza, en el valle del Río Las Leñas (indica que el movimiento normal de la falla fue mayor que la inversión) y la existencia de posibles fallas de rumbo que acomodaron parte de la deformación durante el desarrollo de la cuenca (fallas de orientación WNW-ESE).

Las evidencias que sugieren una inversión tectónica de la cuenca sintetizadas por Charrier *et al.*(2002) y por Muñoz-Saez *et al.*(2014) son: (i) Evidencias sedimentológicas, como depósitos sintectónicos asociados al desarrollo de pliegues; y (ii) Evidencias estructurales, como la presencia de una discordancia observada en el bloque colgante de la Falla Chacalles-Yesillos (valle del Río Maipo), entre la Formación Colimapu (cretácica) y la Formación Abanico, la cual se considera que fue alzada por la inversión de esta falla y que sería la parte inferior de la Formación Abanico, y la presencia de pliegues de menor escala con diferentes vergencias que habrían sido formados por la reactivación de fallas ciegas menores heredadas del periodo extensional.

Igualmente, existen evidencias geoquímicas que indican que el volcanismo de la Formación Abanico y del miembro inferior de la Formación Farellones habrían ocurrido bajo condiciones extensionales, mientras que el cambio progresivo de algunos complejos plutónicos de la zona, desde magmas toleíticos a calco-alcalinos, serían evidencias geoquímicas de la compresión (Charrier *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003).

Finalmente, Godoy (2012), utilizando dataciones radiométricas, plantea que el volcanismo calcoalcalino de la Formación Farellones comenzó durante el Mioceno temprano a 32°S, mientras que a 34°S, durante el Mioceno medio. Los datos anteriores le permiten concluir que hacia el N, la inversión de la cuenca de Abanico habría ocurrido antes y en mayor magnitud que en el sur de la zona, lo cual estaría ligado a un mayor control del basamento. Charrier *et al.* (2005) también proponen una progresión de la deformación de norte a sur, lo cual podría ser atribuible a la migración de la intersección entre la dorsal de Juan Fernández y el margen continental.

2.2 MARCO GEOLÓGICO

A continuación se describen las características litológicas, los contactos entre unidades y las edades reportadas de las rocas estratificadas e intrusivas presentes de la zona de estudio, que abarca el segmento oriental de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal occidental, entre 34°S y 35°S.

2.2.1 ROCAS ESTRATIFICADAS

CORDILLERA DE LA COSTA

Formación Las Chilcas (Thomas, 1958)

Corresponde a una secuencia volcánica y sedimentaria de origen marino y continental, con un amplio espectro de litologías que incluye calizas, areniscas, conglomerados, brechas, tobas, entre otras (Boyce, 2015). Thomas (1958) estimó un espesor máximo de 7 km para esta formación en el área de Las Chilcas. Se extiende como una franja relativamente continua desde 33°S hasta 34°S, empobreciéndose progresivamente hacia el sur en facies sedimentarias. A 34°S predominan los estratos volcánicos (Godoy *et al.*, 1999).

En la zona de estudio se encuentra intruida por granitos de edad cretácica tardía. Las andesitas y tobas lítica basales sobreyacen localmente en discordancia a la Formación Lo Prado, correspondiente a depósitos marinos de una cuenca de antearco (Charrier *et al.*, 2007). Asimismo, Boyce (2015) describe un contacto discordante entre la Formación Las Chilcas y la Formación Cerro Morado, donde la primera sobreyace a la segunda.

Las últimas edades reportadas para esta formación la sitúan entre los ~105 y 82 Ma, a partir de dataciones de circones detríticos en la base y techo (Boyce, 2015).

Formación Lo Valle (Thomas, 1958)

Corresponde a depósitos del Cretácico tardío, ubicados en el flanco este de la Cordillera de la Costa desde 32°S hasta 35,15°S (Charrier *et al.*, 2007).

En su localidad tipo, esta formación corresponde a una secuencia de 700 m de espesor de depósitos piroclásticos silíceos (a menudo soldadas) con intercalaciones de lavas y sedimentos continentales, con características geoquímicas calcoalcalinas. Hacia el sur su espesor varía desde 3500 m hasta 750 m. Debido a este variable espesor y a los diferentes contactos observados con las unidades subyacentes es probable que esta unidad corresponda a depósitos de la última fase de un episodio de extensión (Charrier *et al.*, 2007).

Boyce (2015) reporta una edad del Maastrichtiano temprano para una toba ubicada en la base de la Formación Lo Valle.

CORDILLERA PRINCIPAL OCCIDENTAL

Formación Abanico (Aguirre, 1960)

La Formación Abanico presenta una distribución amplia en la zona de estudio y ha sido mapeada como dos cinturones de orientación NS, ubicándose entre estos dos la Formación Farellones. Equivalentes a esta formación, algunas de ellas más jóvenes, pueden ser trazados hasta 44°S en Argentina (Charrier *et al.*, 2002). En la Cordillera Principal al este de la ciudad de Rancagua, fue denominada Formación Coya-Machalí por Klohn (1960)

La secuencia presenta un espesor de aproximadamente 2,5 km y está formada por tobas y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas y sedimentitas clásticas. En la parte inferior de la unidad predominan las brechas y tobas gruesas sobre las lavas y sedimentitas volcanoclásticas. Las lavas son andesitas y riolitas. Las sedimentitas son escasas en relación al conjunto y se desarrollan preferentemente en la parte superior de la secuencia, donde son areniscas de grano medio a fino, lutitas y limos finamente estratificados, con restos carbonosos y fauna fósil. A estos depósitos se le atribuye un origen lacustre (Thiele, 1980).

La edad más joven reportada para esta formación es de 16,1 Ma (Kay y Kurtz (1995) en Charrier *et al.* 2002) en Ar/Ar, mientras que la más antigua es de 47,3 Ma (Mosolf *et al.*, 2011) en el mismo sistema geocronológico. Asimismo, Fock (2005) reporta una edad U-Pb en circón de 43 Ma.

El contacto entre Formación Abanico y las unidades mesozoicas está expuesto en las zona oeste y este de los afloramientos de esta formación. En el margen occidental, existe un contacto deposicional (entre 33°S y 33°15'S con la Formación Lo Valle y entre 33°45'S y 34°S con la Formación Las Chilcas), donde es aparentemente conformante, pero existe un gap de ~37 millones de años (Charrier *et al.*, 2002).

Por otro lado, el contacto en el margen oriental de la Formación Abanico ha sido estudiado en distintas localidades. A los 33°50'S, en el valle del Río Maipo, el contacto entre los depósitos cenozoicos y mesozoicos corresponde a la falla inversa Chacayes-Yesillo, de alto ángulo y vergencia hacia el oeste (Charrier *et al.*, 2002), aunque en el mismo sector aflora discordante sobre secuencias mesozoicas de la Formación Colimapu. A 34°15'S, en el valle del Río Cachapoal, los depósitos cenozoicos sobreyacen en discordancia sobre depósitos marinos de la Formación Leñas-Espinoza del Caloviano y a la Formación Baños del Flaco del Titoniano-Neocomiano (Charrier *et al.*, 2002). Esta discordancia forma una superficie plegada y con un manteo suave hacia el oeste, la cual no está expuesta al oeste de la falla Espinoza. En la zona de las Termas del Flaco, los depósitos de la Formación Abanico sobreyacen una superficie de erosión inclinada que cubre la parte inferior de la Formación Baños del Flaco y la unidad cretácica superior BRCU (*Brownish-red clastic unit*) (Charrier *et al.*, 1996). En esta zona, la discordancia basal de los depósitos cenozoicos está cortada por la falla inversa El Fierro, que presenta vergencia al este y un manteo inclinado de 40°W (Charrier *et al.*, 1996).

La Formación Abanico está cubierta por la Formación Farellones, por unidades volcánicas más jóvenes y por depósitos cuaternarios (Charrier *et al.*, 2002). El contacto entre la

Formación Abanico y la Formación Farellones ha sido observado de diversas formas, dependiendo del lugar, como concordante, discordante, pseudo-concordante, de carácter tectónico o transicional (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006). Estas relaciones de contacto se deben a que gran parte de la deformación se produjo por la inversión de las fallas que participaron en el desarrollo de la cuenca de Abanico, lo que determinó una deformación localizada de los depósitos de la cuenca. Asimismo, la deformación contemporánea y posterior al depósito de Formación Farellones habría variado en el tiempo y en el espacio, razón por la cual no se habría desarrollado una discordancia regional (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002). Asimismo, existen depósitos sintectónicos en el miembro inferior de la Formación Farellones, lo cual indica que la inversión de la cuenca de Abanico sería contemporánea con el inicio del depósito de Formación Farellones (Fock *et al.*, 2006).

La Formación Abanico presenta minerales metamórficos de muy bajo grado como clorita-esmectita, ceolitas, prehnita, pumpellyita y epidota, asociados a un metamorfismo de enterramiento (Robinson *et al.*, 2004).

Formación Farellones (Klohn, 1960)

La Formación Farellones corresponde a una unidad volcánica, con afloramiento que forman una banda NS, entre aproximadamente 32 y 35°S. La secuencia está compuesta por lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Localmente, estas rocas aparecen muy alteradas a arcillas, limolita, hematita y sílice. Las sedimentitas lacustres corresponden a conglomerados, areniscas y lutitas finamente estratificadas. Su espesor varía entre 3 a 5,5 km (Robinson *et al.*, 2004).

A diferencia de la Formación Abanico (aspecto más macizo), esta unidad presenta una estratificación más marcada, debido a alternancia de rocas volcanoclásticas más finas, en tramos de 4 a 5 m (Thiele, 1980).

Considerando que la edad más joven encontrada en esta formación es del Mioceno tardío, se puede decir que es de edad miocena (Charrier *et al.*, 2002).

2.2.2 ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas presentes en la zona de estudio se pueden agrupar en dos grupos:

Intrusivos en la Cordillera de la Costa

Corresponden a rocas del Cretácico inferior alto al Cretácico superior. Intruyen a las formaciones La Chilcas, Lo Prado y otras rocas intrusivas del mismo periodo (Godoy *et al.*, 2009)

Intrusivos en la Cordillera Principal occidental

Corresponden a las unidades que intruyen a las formaciones Abanico y Farellones, en el sector occidental de la Cordillera Principal, y presentan edades oligocenas a pleistocenas (Godoy *et al.*, 2009; Muñoz *et al.*, 2013).

2.2.3 ESTRUCTURAS

FALLAS PRINCIPALES DE EXTENSIÓN REGIONAL

Falla Infiernillo-Los Ángeles

Sistema de fallas normales invertidas, con manteo hacia el este. Se reconoce al norte de la zona de estudio (hasta al menos 33°S), pero se considera de importancia regional, ya que Fock *et al.* (2006) la propone como el borde occidental de la cuenca de Abanico. Estas fallas generan que unidades cenozoicas se monten sobre secuencias mesozoicas. Se ubica en la Depresión Central (Fock, 2005).

Falla San Ramón-Pocuro

Sistema de fallas inversas vergentes al oeste, que conforman el límite oeste de la Cordillera Principal a la latitud de la ciudad de Santiago. Pone en contacto depósitos no consolidados que rellenan el valle de Santiago con rocas cenozoicas de la Formación Abanico (Rauld *et al.*, 2006; Armijo *et al.*, 2010). Este sistema de falla presenta actividad reciente evidenciada por escarpes de falla que afectan abanicos aluviales pleistocenos y holocenos (Rauld *et al.*, 2006). Algunos autores plantean que este sistema de fallas correspondería al límite oeste del compartimiento oriental de la cuenca de Abanico, siendo de esta forma una falla normal invertida (Fock, 2005; Charrier *et al.*, 2009).

Falla El Diablo-Las Leñas Espinoza-El Fierro

Corresponden a una sucesión NS de fallas normales invertidas, con vergencia hacia el este, las cuales corresponderían al borde oriental de la cuenca de Abanico. Estas montan a la Formación Abanico sobre las secuencias mesozoicas de la Cordillera Principal oriental (Farías *et al.*, 2010; Muñoz-Saez *et al.*, 2014). Este sistema de fallas se encuentra parcialmente invertido, siendo otras fallas de igual vergencia pero fuera de secuencia (*e.g.*, Falla El Baule, González 2008) o retrocorrimientos (*e.g.*, Falla Chacayes-Yesillo, Fock *et al.* 2006), las que han acomodado mayor deformación. Se ubica en la Cordillera Principal, cercano a los 70°W de longitud (Farías *et al.*, 2010). Es posible trazar esta falla desde el sur del Valle del río Maipo (33,45°S, Fock *et al.* 2006) hasta al menos el valle del Río Tinguiririca, donde se ha observado con un manteo de 40°W (Charrier *et al.*, 1996).

Falla Chacayes-Yesillo

Corresponde a una falla inversa, ubicada en la Cordillera Principal 50 km al este del frente cordillerano y puede ser trazada desde ~33,50' a ~35°S (Jara, 2007). Ha sido interpretado como un retrocorrimiento de la falla El Diablo-Las Leñas Espinoza-El Fierro (Fock *et al.*, 2006).

OTRAS ESTRUCTURAS

Al este del frente cordillerano se observa una serie de sinclinales y anticlinales (Fock *et al.*, 2006; Godoy *et al.*, 2009) formados principalmente entre los 22 y 16 Ma (Fock *et al.*, 2006). Estos pliegues presentan ejes con orientación NS. Hacia el este, se presentan unos pliegues y fallas que deforman en menor medida las secuencias cenozoicas y los cuales muestran vergencia preferencial hacia el este, aun cuando esta situación varía en el rumbo mostrando vergencias opuestas (*e.g.*, Armijo *et al.* 2010; Farías *et al.* 2010; Quiroga 2013). Esto es característico en zonas donde se desarrolló una cuenca extensional en la cual durante la inversión se aprecia el cambio de vergencia en estructuras de alto ángulo invertidas.

En el dominio de la Cordillera Principal central, definido por Farías *et al.*(2010), los autores observan una cantidad significativa de pliegues y corrimientos que afectan a la Formación Abanico, donde los pliegues presentan longitudes de onda de hasta 3 km y presentan características de pliegues por propagación y por flexura de falla. En este dominio, la geometría de los pliegues y fallas asociadas sugieren una inversión tectónica tanto de las cuencas cenozoicas como mesozoicas. Las características observadas son: pliegues cortados por fallas inversas y por fallas fuera de secuencia, y retrocorrimientos asociados a un evento posterior a la inversión de la cuenca de Abanico (Farías *et al.*, 2010).

2.3 COMENTARIOS FINALES

La zona de estudio se encuentra en el flanco oeste de Cordillera Principal. Dado los antecedentes presentados en los párrafos anteriores, se espera encontrar afloramientos de depósitos cenozoicos asociados al desarrollo de la cuenca de Abanico y a su posterior inversión. Específicamente, depósitos de la Formación Abanico deben encontrarse en gran parte del área de estudio, mientras que depósitos asociados a la Formación Farellones estarían ubicados en el sector oriental de la misma.

De acuerdo a las características estructurales observadas al norte y sur del área de estudio, se espera encontrar estructuras similares, es decir, una serie de pliegues anticlinales y sinclinales limitados al oeste por el frente cordillerano, desarrollados durante el régimen compresivo que sucedió a la extensión. De las fallas de extensión regional mencionadas, sólo se esperaría encontrar evidencias de un sistema de falla similar al sistema de falla San Ramón, dado que las otras estructuras se encontrarían fuera de la zona de estudio.

Con respecto a las evidencias de los periodos de extensión y compresión que se esperan encontrar, se dará énfasis en buscar registros sedimentológicos y estructurales similares a los descritos a otras latitudes de Chile Central. Asimismo, con las edades de enfriamiento obtenidas en este trabajo se espera definir eventos de deformación que sean consistentes con los observados al norte y sur de la zona, es decir, eventos bajo un régimen compresivo a partir del Oligoceno tardío.

3.1 INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se muestra una descripción de la estratigrafía local de la zona de estudio, lo cual se realizó con el objetivo de caracterizar las unidades presentes y así aportar nuevos datos sobre las formaciones Abanico y Farellones.

A grandes rasgos, la zona de estudio se caracteriza por presentar una secuencia estratigráfica predominantemente volcánica, compuesta por basaltos, andesitas-basálticas y andesitas, y por tobas de lapilli líticas, cristalinas y vítreas. Solo se observan algunas capas de arenisca y conglomerados polimícticos, con clastos de origen principalmente volcánico. No se reconocieron niveles guías que abarquen toda la zona de estudio.

Para la definición de la estratigrafía local se construyeron 7 columnas estratigráficas, las cuales se correlacionaron entre ellas y con la estratigrafía definida en trabajos previos realizados en zonas aledañas (Malbrán 1986; Jara 2007; Godoy *et al.* 2009). Asimismo, se obtuvieron dos edades de U-Pb en circón. De acuerdo a estos datos, se definieron dos unidades presentes en la zona de estudio: una unidad volcano-sedimentaria, de edad Eoceno medio (?) – Mioceno Inferior, la cual se extiende en gran parte de la zona de estudio, y una unidad volcano-sedimentaria perteneciente al miembro superior de la Formación Farellones, de edad Mioceno Medio a Superior, la cual se extiende en las zonas más altas del área de estudio. El contacto entre ambas unidades se define por una discordancia angular.

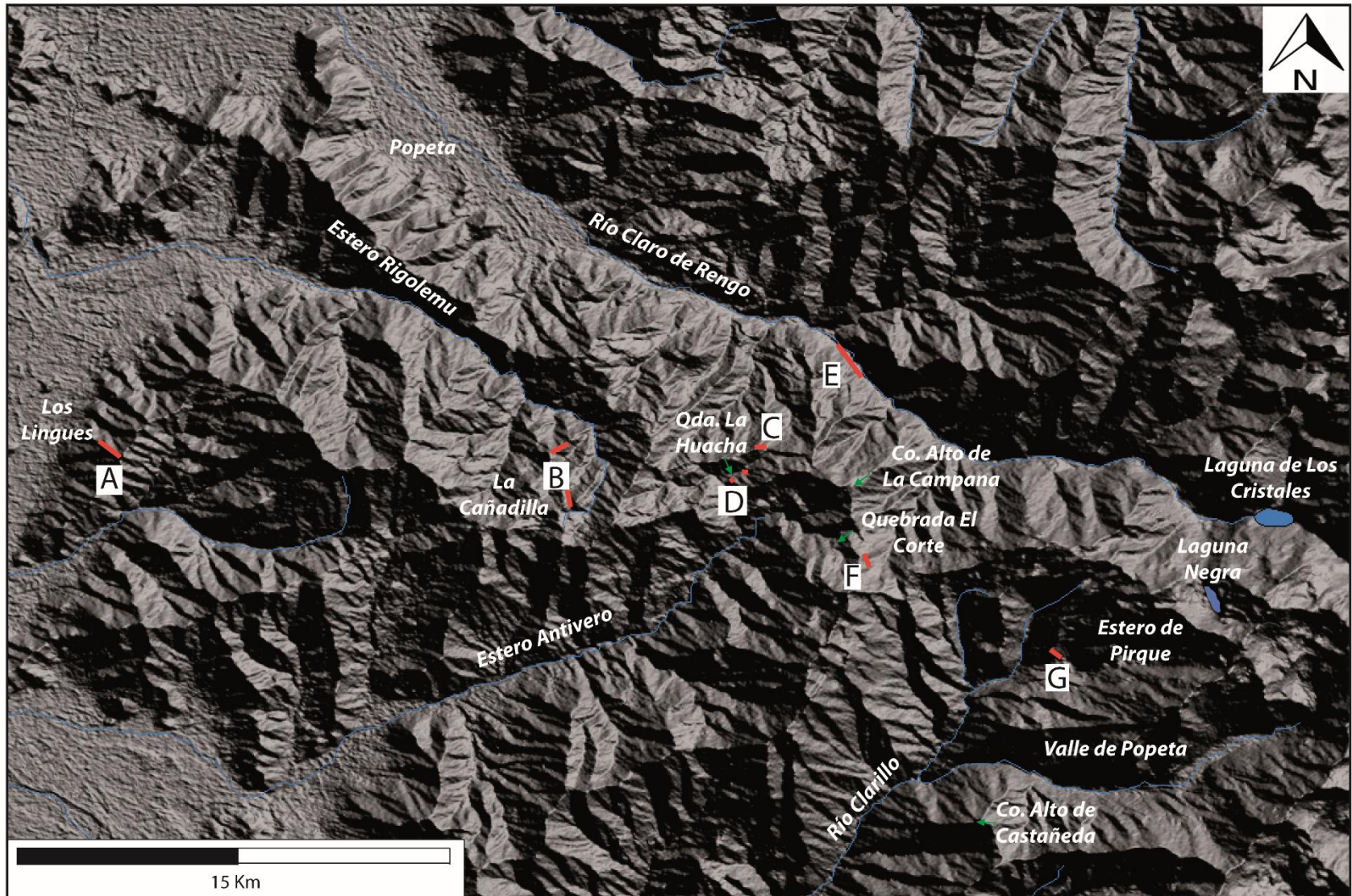


Figura 3.1 Distribución espacial de las columnas estratigráficas realizadas en este trabajo y puntos de referencia. Las líneas rojas indican la posición exacta de las columnas. Las flechas verdes indican algunos puntos de referencia.

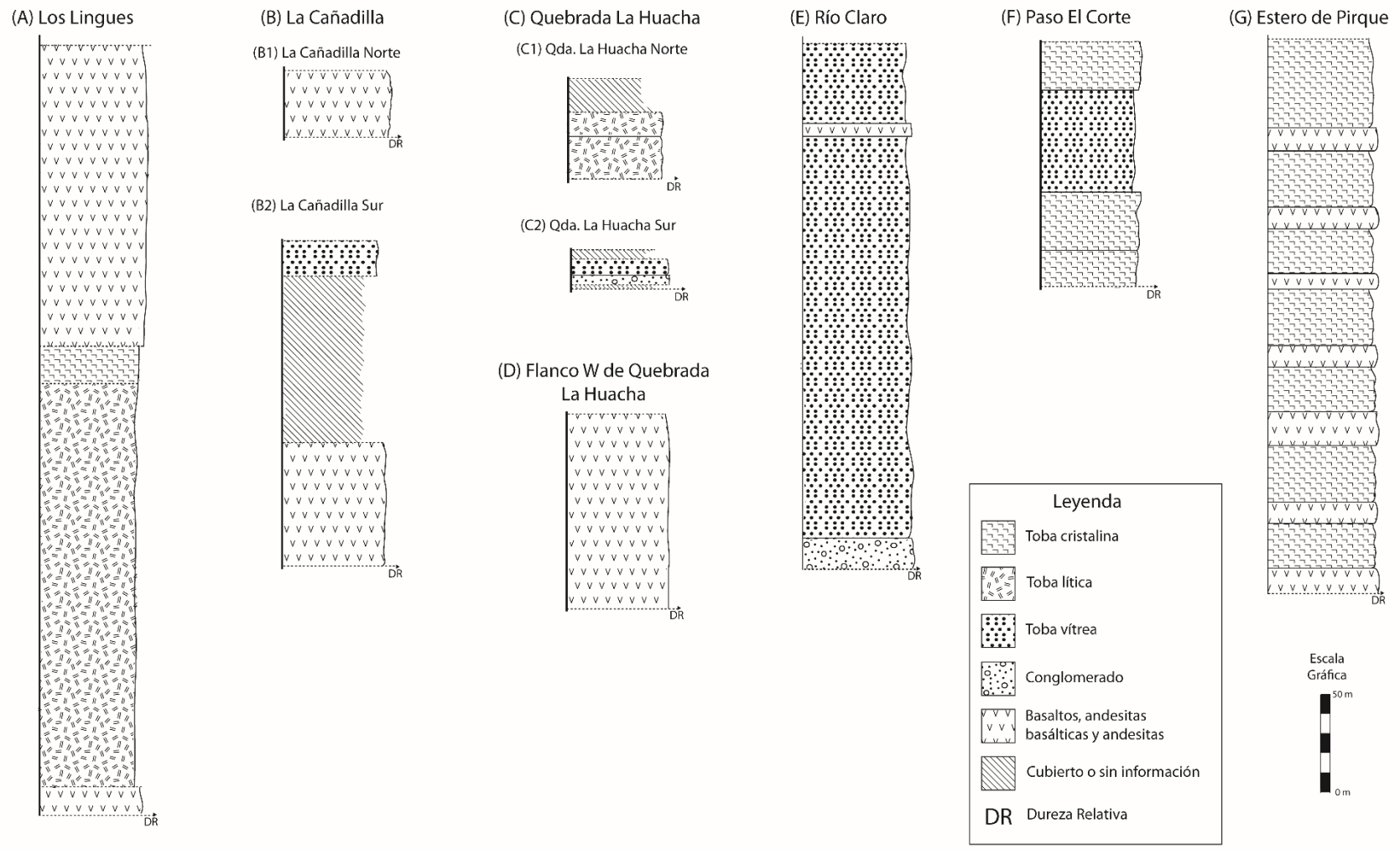


Figura 3.2 Esquemas representativos de las columnas estratigráficas levantadas en la zona de estudio.

3.2 DESCRIPCIÓN DE COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

A continuación se describen las columnas estratigráficas levantadas en las campañas de terreno. La distribución espacial de éstas en la zona de estudio se muestra en la Figura 3.1. En la Figura 3.2 las columnas se sintetizan de forma esquemática.

Columna A – Los Lingues

La columna levantada en el sector de Los Lingues presenta un espesor de *ca.* 360 m (A en Figura 3.2). La columna está compuesta por una sucesión inferior de lavas basálticas de ~10 m de espesor, una sucesión central de ~220 m, compuesta por tobas de lapilli líticas y cristalinas, y una sucesión superior de ~130 m, formada por basaltos y andesitas-basálticas.

Petrográficamente, se observa que la sucesión inferior presenta un porcentaje similar de masa fundamental y de fenocristales. La masa fundamental (Figura 3.3a) está compuesta por microlitos de plagioclasa, minerales opacos, piroxeno y vidrio, y presentan tamaños menores a 0,1 mm. Los fenocristales son principalmente de plagioclasa con tamaños entre 0,1 y 6 mm de largo, observándose algunos cristales de minerales opacos y olivino con tamaños menores a 1 mm.

Las tobas de la sucesión central (Figura 3.3b) presentan un porcentaje alto de fragmentos mayores (80-90%) con respecto al porcentaje de matriz (20-10%). La matriz es de composición vítrea y presenta fragmentos con tamaños menores a 0,6 mm. Los fragmentos mayores tienen tamaño lapilli fino y son principalmente líticos y cristales de plagioclasa y cuarzo, siendo muy escaso el volumen de juveniles.

La sucesión superior está compuesta por basaltos y andesitas-basálticas, las que muestran un porcentaje de masa fundamental siempre mayor al porcentaje de fenocristales. La masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y vidrio, en algunos casos desarrollando textura traquítica. Los fenocristales son principalmente de plagioclasa con tamaños entre 0,1 y 7 mm, y en forma subordinada cristales de clinopiroxeno y olivino de hasta 0,4 mm. La alteración de las rocas de este miembro es leve, y los principales minerales son cuarzo secundario y clorita-esmectita en amígdalas o como reemplazo de la masa fundamental.

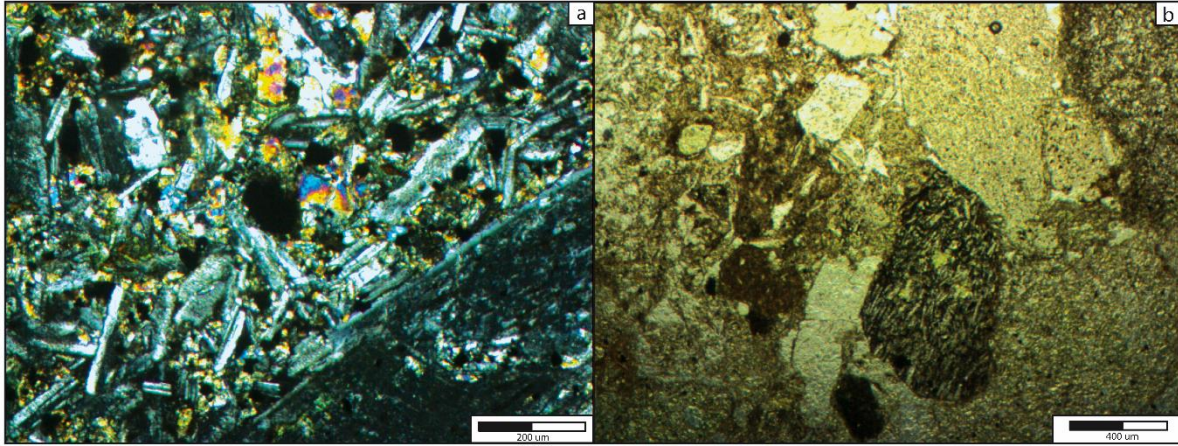


Figura 3.3 Fotomicrografías de muestras representativas de la Columna A. (a) Basalto perteneciente a la sucesión inferior, a nicoles cruzados; (b) toba lítica de la sucesión central, a nicoles paralelos.

Columna B – La Cañadilla

La columna levantada en este sector presenta un espesor de *ca.* 210 m, de los cuales gran parte está cubierta o no se tiene información debido a la ausencia de afloramientos (B en Figura 3.2). Presenta dos sucesiones lávicas separadas por una toba de ceniza vítrea blanquecina de ~15 m de espesor (B2 en Figura 3.2). Ambas sucesiones de lavas están compuestas por andesitas basálticas, de las cuales, la inferior presenta un espesor de *ca.* 88 m, y la superior de *ca.* 30 m (B1 en Figura 3.2).

Petrográficamente, se observa que la secuencia lávica inferior presenta un porcentaje muy variable de masa fundamental y fenocristales (Figura 3.4). La masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasa, óxidos de hierro, vidrio y en algunos casos, piroxeno. Los fenocristales son principalmente de plagioclasa con tamaños entre 0,05 y 7 mm, y en forma subordinada se observan cristales de piroxeno y olivino, con tamaños menores a 1 mm. Los fenocristales desarrollan textura porfírica o seriada en las diferentes muestras. A diferencia de la sucesión de lavas descritas más adelante en la Columna D, las rocas de esta columna presentan un importante reemplazo por carbonatos, tanto de la masa fundamental, como en los fenocristales.

La secuencia superior presenta un porcentaje alto de masa fundamental (90%) compuesta por microlitos de plagioclasa, que desarrollan textura traquítica, y vidrio. Los fenocristales son principalmente de plagioclasa, con tamaños entre 0,3 y 6 mm, los cuales se encuentran en cúmulos y presentan textura de reabsorción. Se observan escasos cristales de clinopiroxeno con tamaños entre 0,1 y 1,5 mm.

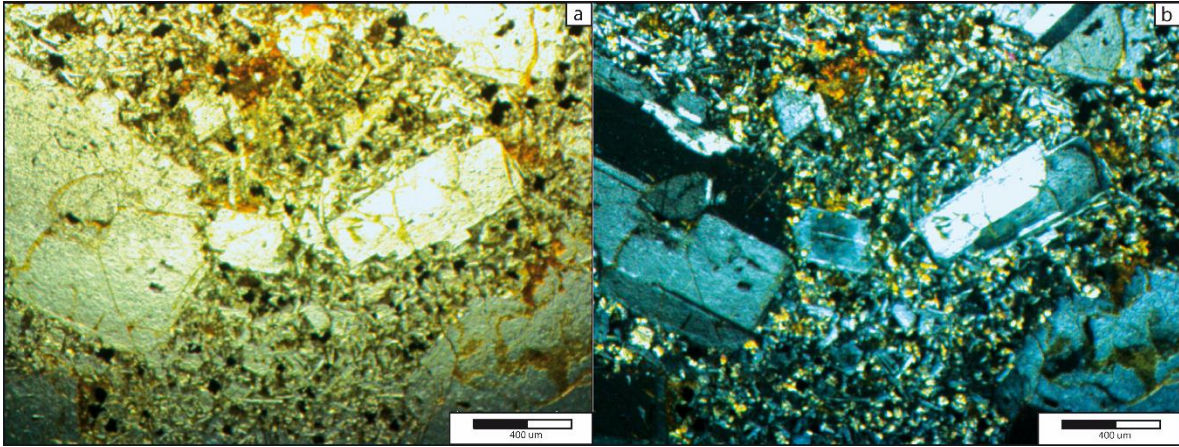


Figura 3.4 Fotomicrografía de basalto andesítico perteneciente a la columna B. (a) nicoles paralelos; (b) nicoles cruzados.

Columna C - Quebrada La Huacha

La columna levantada en este sector presenta un espesor de *ca.* 50 m, dentro de los cuales, los primeros ~15 m corresponden a una sucesión volcano-sedimentaria (C2 en Figura 3.2), mientras que los ~35m superiores, a una sucesión volcánica (C1 en Figura 3.2). Ambos segmentos están separados por ~10 m sin información.

La sucesión volcano-sedimentaria está compuesta por conglomerados finos de espesores métricos sin gradación, con una capa superior de toba vítrea de *ca.* 10 m de espesor (Figura 3.5). Los conglomerados son principalmente matriz soportados, agrupados en bancos de espesor entre 1 y 6 m, con selección variable entre las capas y con clastos de origen volcánico que no superan los 2 cm. La madurez textural es discreta y la madurez mineralógica, discreta a baja. En este segmento de la columna se observan lentes con una matriz más fina y menor porcentaje de clastos, con laminación paralela a la estratificación.

Petrográficamente (Figura 3.6a), se observa que los conglomerados finos están compuestos por un 90% de clastos principalmente de andesita fuertemente oxidados, <1% de cristales de cuarzo y piroxeno, <1% de matriz y ~9% de cemento silíceo.

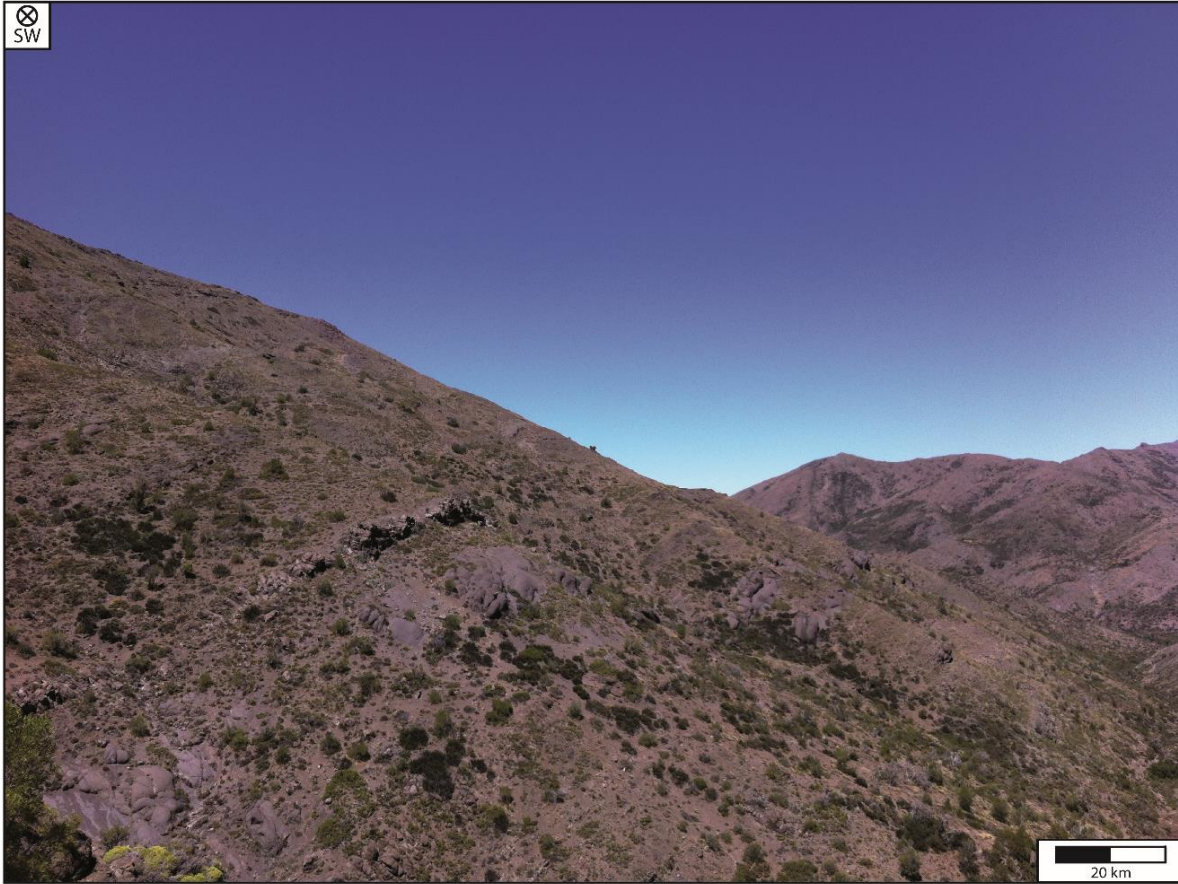


Figura 3.5 Afloramientos de la columna realizada en el sector de la Quebrada La Hucha.

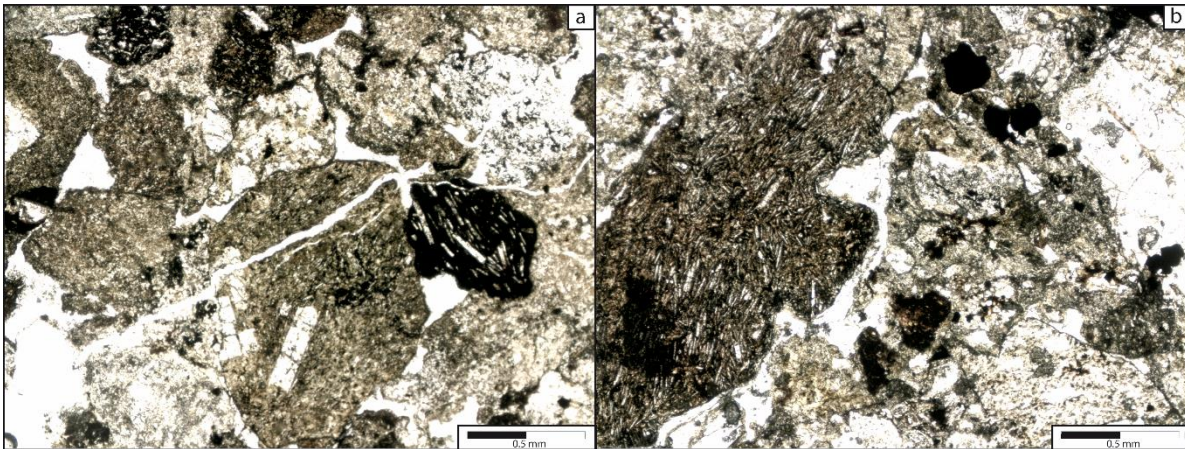


Figura 3.6 Fotomicrografía a nicols paralelos de muestras representativas de la Columna D. (a) Conglomerado fino correspondiente al segmento inferior y (b) toba lítica representativa del segmento superior.

Por otro lado, el segmento volcánico superior está compuesto por capas de 1 a 20 m de tobas, principalmente líticas, aunque se observan algunas vítreas y cristalinas. El techo de la columna corresponde a una toba lítica de lapilli de color gris, aproximadamente 20 m, utilizada como una capa guía en este sector de la zona de estudio (Figura 3.7).

Petrográficamente, las tobas (Figura 3.6b) muestran siempre un porcentaje mayor de fragmentos mayores (~90%) respecto a la matriz (~10%). La matriz es principalmente vítrea, y presenta tamaños menores a 0,1 mm. Los fragmentos mayores son tamaño lapilli, predominantemente fino a medio, observándose sólo en algunas capas y en un porcentaje bajo, líticos mayores a 40 mm. Los líticos observados son principalmente de andesita y forman entre un 70 y 85% de la roca. Los cristales son en su mayoría de plagioclasa y en forma subordinada, minerales ferromagnesianos, comprendiendo entre 1 y 10% de la roca. Los juveniles son en general escasos. La alteración de las tobas varía desde selectiva a pervasiva y los minerales secundarios predominantes son esmectita, clorita-esmectita, celadonita, ceolitas, óxidos de hierro, cuarzo y calcita.



Figura 3.7 Fotografía del afloramiento de la toba gris utilizada como nivel guía en el sector de la Quebrada La Huacha.

Columna D – Ladera W de Quebrada La Huacha

Esta columna presenta un espesor de *ca.* 90 m (D en Figura 3.2) y está compuesta principalmente por andesitas basálticas grisáceas y rojizas, formando capas con espesores menores a ~5 m (Figura 3.8). Dentro de la columna solo se identifica una capa de andesita, la cual se caracterizó como tal por la presencia de minerales hidratados.



Figura 3.8 Contacto entre dos niveles estratificados de andesitas basálticas caracterizados en la Columna D.

En la seis láminas transparentes descritas se observa siempre un porcentaje mayor de masa fundamental (80-90%), con respecto al porcentaje de fenocristales (20-10%) (Figura 3.9). La masa fundamental de estas rocas está formada por microlitos de plagioclasa, minerales opacos y vidrio y en menor grado, microlitos de piroxeno, mostrando tamaños menores a 0,1 mm. En algunas muestras los microlitos de plagioclasa desarrollan textura traquítica. Los fenocristales son principalmente plagioclasas de hasta 1 mm de largo y se presentan en muchos casos formando cúmulos. Un porcentaje menor de fenocristales corresponden a clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino, y sólo en una muestra se observaron cristales de biotita. En general, los fenocristales presentan texturas de reabsorción. La presencia de amígdalas y vetillas es variable y cuando están presentes, están rellenas por cuarzo y celadonita.

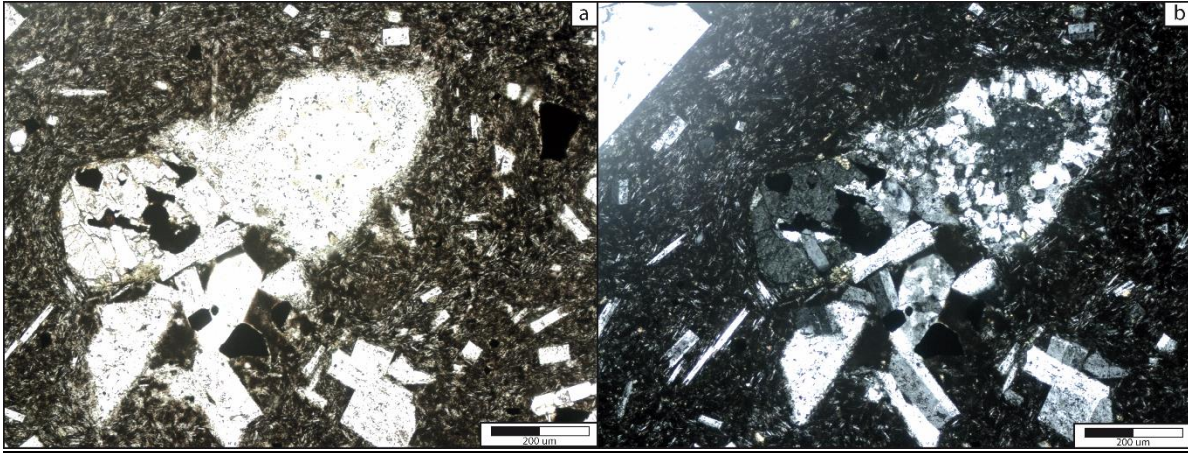


Figura 3.9 Fotomicrografía de una andesita basáltica perteneciente a la Columna C. Se observa la textura traquítica incipiente y amígdalas de cuarzo y clorita-esmectita. (a) Nícoles paralelos y (b) Nícoles cruzados.

Columna E – Río Claro

La columna levantada en el camino que recorre el Río Claro de Rengo presenta un espesor de *ca.* 240 m y está compuesta por una sucesión inferior sedimentaria de aproximadamente 25 m de espesor y una sucesión superior volcánica, dominado por tobas de lapilli principalmente vítreas (E en Figura 3.4).

La sucesión inferior está compuesta por un conglomerado grueso, el cual presenta líticos de tamaños entre 0,01 y 2 m, de composición variable, pero con abundantes clastos de andesita. No se observa gradación en el tamaño de los clastos, presenta una selección muy mala, y una madurez mineralógica y textural baja.

Petrográficamente, las tobas de la sucesión superior presentan una relación entre fragmentos mayores y matriz variable en todas las muestras recolectadas (Figura 3.10). En general, la matriz está compuesta principalmente por vidrio y presenta tamaños menores a 0,2 mm. Los fragmentos mayores son principalmente cristales de plagioclasa y juveniles con tamaño lapilli fino. En general, las rocas presentan un porcentaje muy bajo de líticos (entre 0 y 10%).

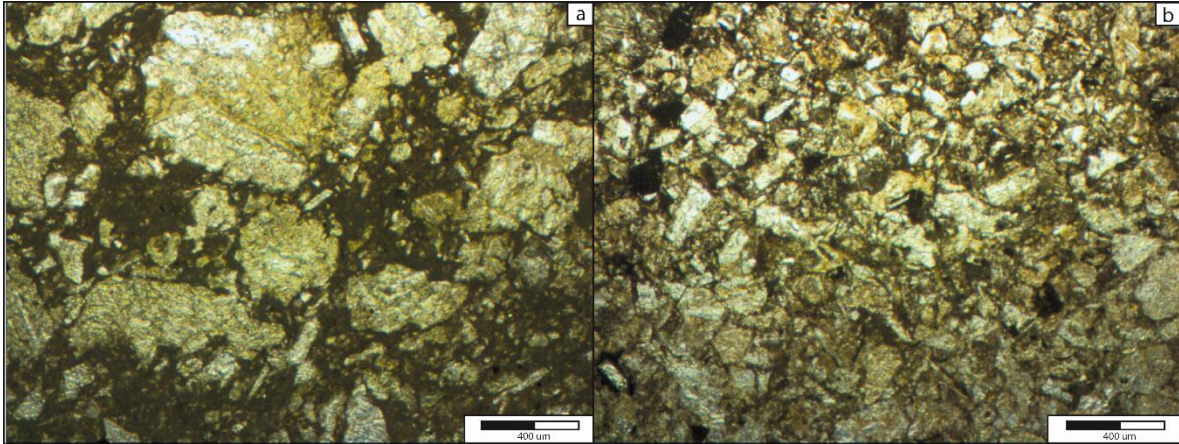


Figura 3.10 Fotomicrografías a nicoles paralelos de tobas de lapilli vítreas pertenecientes a la sucesión superior de la Columna E.

Columna F – Paso El Corte

Esta columna se describió en el paso “El Corte” y se encuentra en el lado oeste de la falla El Corte (F en Figura 3.2). Se observan afloramiento de distintos colores, lo cual permite distinguir al menos 4 estratos – de abajo a arriba, blanco, verde, gris y morado – decamétricos (Figura 3.11). Debido a las dificultades de acceso al sector, sólo se tomó muestras de dos de estos estratos, con las cuales se construyó la columna.

La columna está compuesta por tobas de lapilli fino vítreas y cristalinas, agrupadas en bancos decamétricos, y presenta un espesor de *ca.* 110 m. Petrográficamente, la toba cristalina (Figura 3.12a) presenta un 60% de fragmentos mayores y un 40% de matriz principalmente vítrea. Los fragmentos mayores son principalmente cristales de cuarzo y plagioclasa con tamaños entre 0,1 y 3 mm. La toba vítrea (Figura 3.12b) está compuesta por un 70 % matriz de composición vítrea, y un 30% de fragmentos mayores. Los fragmentos mayores son principalmente de plagioclasa de entre 0,1 y 4 mm de largo, y en forma subordinada de cuarzo y minerales opacos, de 0,1 a 0,3 mm. En ambas muestras los juveniles son muy escasos y representan hasta el 2% del volumen total de la roca. La matriz de ambas muestras se encuentra reemplazada por epidota y/o clorita-esmectita.



Figura 3.11 Fotografía de los afloramientos ubicados en el Paso El Corte, caracterizados en la Columna F.

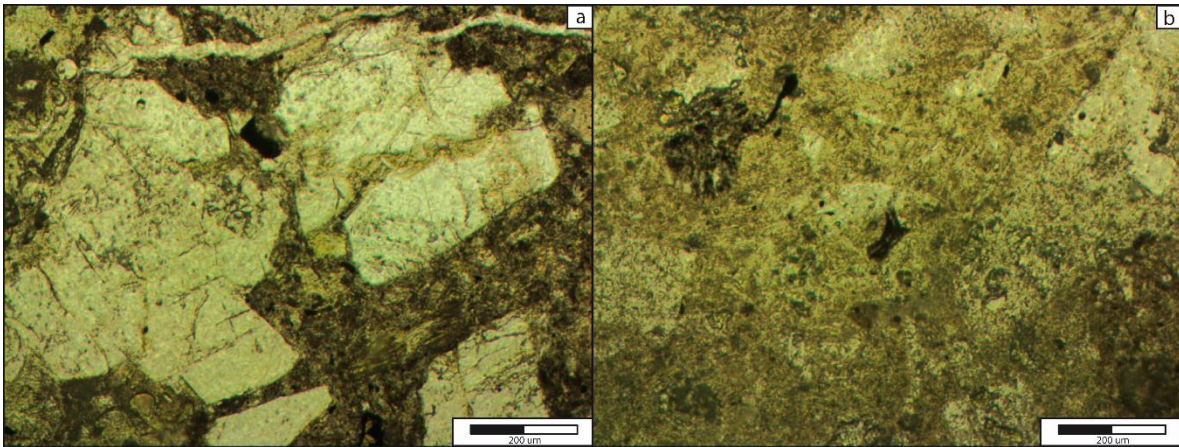


Figura 3.12 Fotomicrografías de muestras pertenecientes a la Columna F. (a) Toba cristalina a nicoles paralelos y (b) toba vítrea a nicoles paralelos.

Columna G – Estero de Pirque

La columna levantada en el sector central del Estero de Pirque corresponde a una intercalación de tobas cristalinas grises y basaltos pardo-rojizos, de aproximadamente 240 m de espesor (Figura 3.13). Los espesores de cada estrato varían entre 10 y 20 m, siendo siempre mayores las capas de tobas grises (G en Figura 3.4).



Figura 3.13 Fotografía de la sucesión de tobas grises y basaltos pardo-rojizos caracterizadas en la Columna G.

Petrográficamente, los basaltos presentan una matriz fundamental que alcanza el 30% del volumen total, y está compuesta por microlitos de plagioclasa, vidrio y minerales opacos (Figura 3.14a). Los fenocristales son de plagioclasa (~60% de la roca) de hasta 5 mm de largo, ortopiroxeno (~10% de la roca) de hasta 2 mm y en forma subordinada olivino y minerales opacos.

Las tobas presentan un 20% de matriz, de composición principalmente vítrea, con fragmentos menores a 0,1 mm (Figura 3.14b). Los fragmentos mayores conforman el 80% de la roca, y son principalmente cristales de plagioclasa de hasta 3 mm, y en forma subordinada, líticos de hasta 5 mm. La roca presenta un reemplazo leve de la matriz y fragmentos mayores por carbonatos.

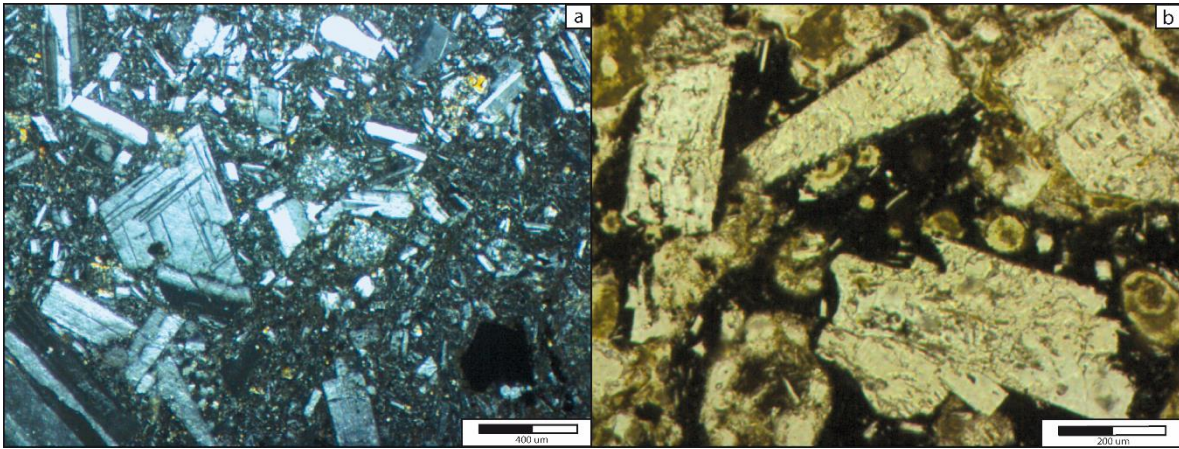


Figura 3.14 Fotomicrografías de la Columna G. (a) Basalto a nicoles cruzados y (b) toba cristalina de nicoles paralelos.

3.2.1 CORRELACIONES

Las correlaciones definidas a continuación tienen como fin relacionar las columnas descritas en este trabajo con la estratigrafía de trabajos previos, así como unificar la estratigrafía definida para la zona de estudio. Estas se basan principalmente en las características litológicas observadas y en la similitud de los afloramientos interpretados por análisis de imágenes satelitales.

La columna C se ubica estratigráficamente y en forma concordante sobre la columna D. Ambas forman una secuencia volcano-sedimentaria, compuesta por una sucesión inferior de andesitas basálticas, una sucesión central de conglomerados finos y una sucesión superior de tobas principalmente líticas. Debido a la alta densidad de estructuras, a la dificultad para encontrar y seguir niveles guías en las imágenes satelitales y a la similitud de los afloramientos en este sector de la Cordillera Principal, no es posible relacionar estas columnas con alguna en particular definida por Jara (2007) para el sector ubicado al norte del río Claro de Rengo. La columna E se ubica estratigráficamente, y en forma concordante, bajo la columna C, pero no es posible determinar su relación con la columna D, debido a las estructuras presentes en el sector.

Utilizando imágenes satelitales, es posible correlacionar la columna F con la Unidad volcánica y volcanoclástica superior definida por Jara (2007). Si bien no es posible determinar en qué segmento de esta unidad se encuentra la columna F, se puede observar que los afloramientos en el Paso El Corte y al oeste y sur de éste, caracterizados por su buena estratificación y estratos claros, son muy similares a los afloramientos de la unidad definida por Jara (2007). Asimismo, ambos afloramientos se encuentran en niveles topográficos y longitudinales similares. La columna F se ubica estratigráficamente sobre la columna G.

Por su ubicación y litologías, las columnas B, C y D serían parte de la Unidad de Rocas Piroclásticas y Lavas Indiferencias de Godoy *et al.*, (2009), la cual ocupa gran parte de su área de estudio.

Finalmente, con respecto al estudio realizado por Malbrán (1986), todas las columnas descritas en el presente trabajo serían parte de la Formación Coya-Machalí (equivalente a Formación Abanico, Charrier *et al.* 2002), formada por tobas de lapilli y de ceniza, brechas finas, y coladas andesítico-basálticas. Por lo tanto, se propone que las columnas descritas en el presente trabajo involucran rocas de edad Eoceno medio-Mioceno inferior.

3.3 EDADES U-Pb

En el presente estudio, una muestra de roca volcánica del techo de la Columna F construida en el paso el Corte (FA2-06-03) y una muestra sedimentaria (FA2-05-03) fueron procesadas para realizarles geocronología U-Pb en circones. Los resultados de este análisis se muestran en la Figura 3.15, en la cual se grafica la frecuencia de circones para cada edad. Para ambas muestras se definieron 4 componentes de edades presentes en la muestra de circones con el fin de agruparlas y así obtener una mejor caracterización de ellas.

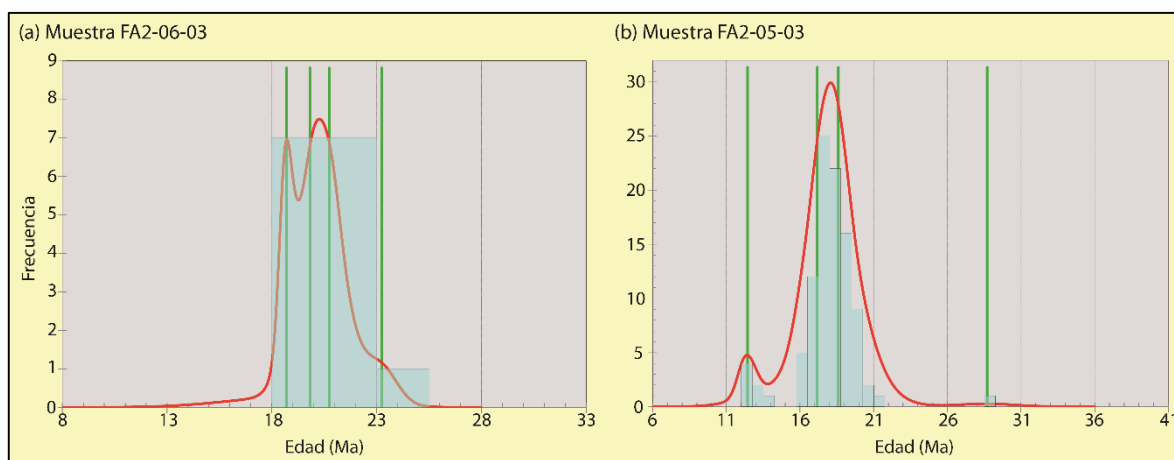


Figura 3.15 Datación U-Pb en circones. Los gráficos muestran la relación entre la frecuencia de circones y la edad. Las líneas verdes indican la edad de cada componente. El *misfit* de la muestra FA2-06-03 fue de 0.148 y el de la muestra FA2-05-03 fue de 0.149, indicando ambos un buen ajuste de los datos a las componentes.

La muestra FA2-06-03 corresponde a una toba cristalina tomada en el paso El Corte, ubicado al este de la quebrada homónima. En esta muestra se dataron 15 circones y todos presentan edades miocenas (Figura 3.15a). La edad ponderada de la muestra es de $18,66 \pm 0,28$ (2σ), mientras que la edad más joven es de $18,5 \pm 2,8$ Ma.

La muestra FA2-05-03 fue tomada en la cumbre del Cerro Alto de la Campana. Estos depósitos se encuentran sobre la discordancia angular observada en la zona, y Malbrán (1986) los asignó a la Formación Farellones. La muestra corresponde a un conglomerado medio matriz soportado, con mala selección y un alto porcentaje de líticos volcánicos. En esta muestra se dataron 100 circones, de los cuales el más joven presenta una edad de $12,13 \pm 0,44$ Ma indicando una edad máxima de depósito de esta muestra correspondiente al Mioceno medio (Figura 3.15b). Asimismo, se reconocen dos familias de circones: la más joven tiene un *peak* a los $12,45 \pm 0,23$ Ma, mientras que la más antigua, un *peak* de $18,61 \pm 0,2$ Ma.

3.4 ESTRATIGRAFÍA LOCAL

La estratigrafía local está conformada por dos unidades volcano-sedimentarias, las cuales se encuentran en contacto mediante una discordancia angular (Figura 3.16), criterio utilizado para separarlas. Las 7 columnas construidas pertenecen a la unidad Volcano-sedimentaria Inferior, con lo cual se definieron 4 facies en base sólo a características litoestratigráficas, y sin considerar la edad relativa entre ellas. La unidad Volcano-sedimentaria Superior se caracterizó utilizando una muestra tomada en el cerro Alto de la Campana, sobre la discordancia angular que separa ambas unidades. Los depósitos de esta unidad fueron asignados por Malbrán (1986) a la Formación Farellones.

Asimismo, se observaron dos cuerpos intrusivos mayores y pequeños cuerpos hipabisales cortando la secuencia estratificada.

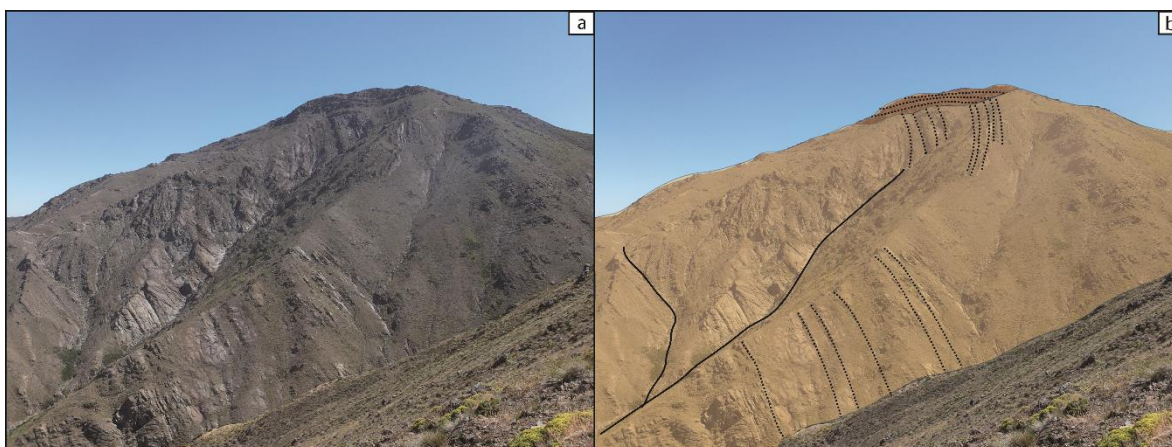


Figura 3.16 Fotografía de la discordancia angular observada en la cima del cerro Alto de la Campana. (a) Fotografía original. (b) Interpretación de esta fotografía, donde en la cima del cerro se dispone en forma subhorizontal depósitos asociados a la Formación Farellones, mientras que bajo la discordancia se observa la Unidad volcano-sedimentaria basculada.

3.4.1 UNIDAD VOLCANO-SEDIMENTARIA INFERIOR

Esta unidad abarca casi en su totalidad la zona de estudio. Se encuentra estratigráficamente bajo la Unidad volcano-sedimentaria Superior, cuyo contacto se define por una discordancia angular. Las facies descritas a continuación se ubican de oeste a este en la zona de estudio, y se definen sólo en base a características litoestratigráficas sin considerar la edad relativa entre ellas.

Facies Volcánicas Occidentales

Presenta en la base una secuencia de tobas de lapilli líticas y cristalinas, y hacia el techo, una secuencia dominada por andesitas basálticas. El espesor mínimo de esta facies es de *ca.* 360 m. Aflora en el límite entre la Cordillera Principal y la Depresión Central, entre el sector de Popeta y Los Lingues (Figura 3.1).

Facies Volcano-sedimentarias

Está formada por tres subunidades. La subunidad basal está compuesta por una sucesión de andesitas-basálticas, de aproximadamente 80 m de espesor real. La subunidad central está compuesta por un conglomerado fino de 15 metros de espesor, con clastos de origen volcánico. La subunidad superior se compone por una sucesión de aproximadamente 50 m de tobas de lapilli principalmente líticas. Esta facies presenta reemplazo de celadonita con intensidad variable entre las subunidades. Aflora entre el sector de La Cañadilla y el Cerro Alto de la Campana (Figura 3.1).

Facies Tobáceas

Corresponde a una sucesión de tobas de lapilli vítreas y cristalinas, con un espesor mínimo de 110 m. Es fácilmente reconocible en imágenes satelitales, debido a su marcada estratificación y claros estratos de tobas. Al norte del río Claro de Rengo, Jara (2007) le asignó un espesor de 958 m. En la zona de estudio, esta facies se extiende entre el Estero Antivero y el Estero Pirque, al sur de la Quebrada El Corte (Figura 3.1). La muestra FA2-06-03 datada mediante el método de U-Pb en circón con una edad de *ca.* 18 Ma, pertenece a esta facies.

Facies Volcánicas Orientales

Compuesta por una intercalación de tobas cristalinas grises y basaltos pardo-rojizos, de aproximadamente 240 m de espesor. Los estratos presentan espesores variables, entre 10 y 20 m, siendo generalmente mayores los niveles tobáceos. Estas facies se observa en todo el área comprendido entre el Stock Los Rucios, el Estero de Pirque, el Río Clarillo y la Laguna Negra (Figura 3.1).

3.4.2 UNIDAD VOLCANO-SEDIMENTARIA SUPERIOR

Esta unidad se encuentra en el sector oriental de la zona de estudio, distribuida principalmente en tres sectores: en la cumbre del Cerro Alto de la Campana y del Cerro Alto de Castañeda, y al este del Estero de Pirque (Figura 3.1). En los tres sectores, se dispone en forma subhorizontal, discordante sobre la Unidad Volcano-sedimentaria Superior. Estos depósitos también fueron descritos por Malbrán (1986) como una sucesión de 700 m de espesor compuesta por tobas de lapilli y ceniza, brechas finas, y coladas andesítico-basálticas.

La muestra tomada en este trabajo es del Cerro Alto de la Campana, y corresponde a un conglomerado medio. La matriz comprende al 70% de la roca y está compuesta por fragmentos líticos y cristales de plagioclasa y piroxeno, con tamaños menores a 0,2 mm. Los clastos, que constituyen el 30% de la roca, están compuestos principalmente por fragmentos líticos de andesita, con tamaños entre 1 y 20 mm. Esta muestra fue datada y presentó una edad U-Pb en circón máxima de depósito de *ca.* 12 Ma.

3.4.3 CUERPOS INTRUSIVOS

En el área de estudio se reconocen dos cuerpos intrusivos mayores y pequeños cuerpos hipabisales. Los cuerpos plutónicos corresponden a los stocks de Arboleda Grande y Los Rucios descritos por Malbrán (1986). El autor los caracterizó como cuerpos de edad miocena y, por lo tanto, simultáneos al depósito de la Formación Farellones, de carácter calcoalcalino, los cuales fueron emplazados con posterioridad al plegamiento de las formaciones Abanico y Farellones.

Stock Arboleda Grande (Malbrán, 1986)

Corresponde a un cuerpo de gran extensión, aproximadamente 6 km de diámetro, ubicado en las nacientes del Río Claro de Rengo, en el sector denominado Arboleda. El cuerpo corresponde a un intrusivo principalmente granodiorítico que intruye a las formaciones Abanico y Farellones. Muñoz (2008) presentó una edad U-Pb en circón de $9,89 \pm 0,12$ Ma para este plutón.

Stock Los Rucios

Este cuerpo plutónico, de color blanquecino, aflora en el sector SE de la confluencia del río Del Valle y del río Pirque (Figura 3.14). Corresponde a una tonalita con textura fanerítica inequigranular. La mineralogía primaria está dominada por cuarzo y plagioclasa, y en forma subordinada se observan feldespato potásico y minerales opacos. Presenta una fuerte sericitación principalmente de los cristales de plagioclasa, y reemplazo leve de clorita y epidota.

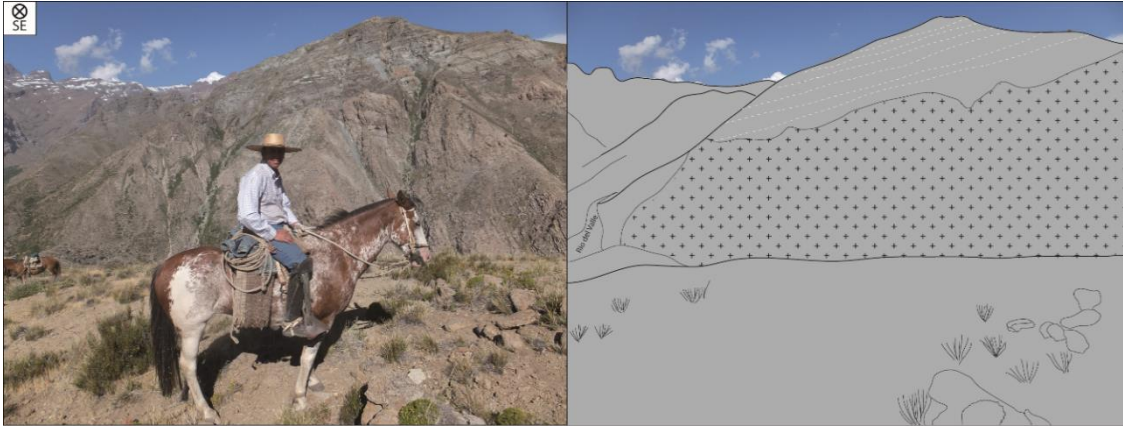


Figura 3.17 Fotografía del Stock Los Rucios.

3.5 DISCUSIONES A LA ESTRATIGRAFÍA LOCAL

De acuerdo con el marco geológico de la zona central de Chile, en la Cordillera Principal occidental se observan afloramientos pertenecientes a las formaciones Abanico y Farellones. La primera de ellas ha sido asociada a una fase extensiva y las edades reportadas van desde el Eoceno Medio (Fock 2005) hasta el Mioceno Inferior (Charrier *et al.*, 2002). Por su parte, la Formación Farellones ha sido asociada a una fase compresiva y las edades reportadas pertenecen, en su mayoría al Mioceno (Charrier *et al.*, 2002), sin embargo existen edades de hasta 25 Ma reportadas para esta formación (Munizaga y Vicente, 1982). El contacto entre ellas ha sido observado como concordante, paraconcordante, discordante o por falla.

Los afloramiento observados de la Unidad Volcano-sedimentaria Inferior no presentan estratos de crecimientos, fallas normales o alguna característica explícita que permita inferir un ambiente tectónico extensional para ella. Sin embargo, considerando la distribución de las estructuras geológicas y de los afloramientos presentes en la zona, es posible concluir que existe una sucesión de gran espesor de depósitos volcánicos y volcanoclásticos. En particular, considerando el manteo del limbo Este del sinclinal Los Maquis (ver Capítulo 4) y la distancia al eje del anticlinal Las Nieves, es posible asignar un espesor mínimo de 3000 m a esta unidad. Asimismo, en gran parte de los afloramientos, particularmente en las facies Volcánicas Occidentales y en las facies Volcano-sedimentarias, se observó un importante desarrollo de minerales metamórficos de muy bajo grado, el cual ha sido atribuido en otras zonas de Chile Central, al enterramiento sufrido por las rocas durante la sedimentación y compactación en la cuenca de Abanico (*e.g.* Levi 1970; Robinson *et al.* 2004). Considerando estas características mencionadas, sería posible asociar el depósito de parte de esta unidad al desarrollo de cuencas de intra-arco, y por ende, correlacionarla con la Formación Abanico.

Por otro lado, como se verá en el modelo estructural presentado en el Capítulo 5, las facies tobáceas pertenecen al techo de la Unidad Volcano-sedimentaria Inferior, y por ende, la edad U-Pb de *ca.* 18 Ma perteneciente a esta facies, estaría marcando la edad más joven de esta unidad. Asimismo, dado que Mescua *et al.* (2014) indica que ya existía deformación compresiva en la faja plegada y corrida de Malargüe desde los 20 Ma, el techo de la Unidad volcano-sedimentaria Inferior se habría depositado bajo condiciones compresivas, a pesar de que no se observó una discordancia dentro de esta. Según lo anterior, se propone que la parte

superior de la Unidad Volcano-sedimentaria Inferior pertenecería a un miembro inferior de la Formación Farellones.

Con respecto a la Unidad Volcano-sedimentaria Superior, la edad máxima de depósito para ella es de *ca.* 12 Ma. Dado que ésta se encuentra sobre la discordancia angular observada en la zona de estudio y que esta edad miocena coincide con las edades reportadas para la Formación Farellones, se propone que esta unidad pertenecería al miembro superior de esta formación.

De acuerdo a lo anterior, en el mapa geológico presentado para la zona de estudio (Figura 3.18) y en los siguientes capítulos se utilizarán la siguiente nomenclatura para las unidades en la zona de estudio:

- Unidad volcano-sedimentaria, de edad Eoceno Medio (?) a Mioceno Inferior, que incluye a depósitos pertenecientes a la Formación Abanico, depositada bajo condiciones extensivas, y a un miembro inferior de la Formación Farellones, depositado bajo condiciones compresivas y que correspondería a las facies tobáceas de esta unidad. La base de esta unidad no se observó, y el techo está acotada por la edad de *ca.* 18 Ma en las facies tobáceas.
- Formación Farellones Superior, de edad Mioceno Medio, que incluye a aquellos depósitos volcánicos y sedimentarios dispuestos en forma subhorizontal sobre una discordancia angular que los separa de la Unidad Volcano-sedimentaria.

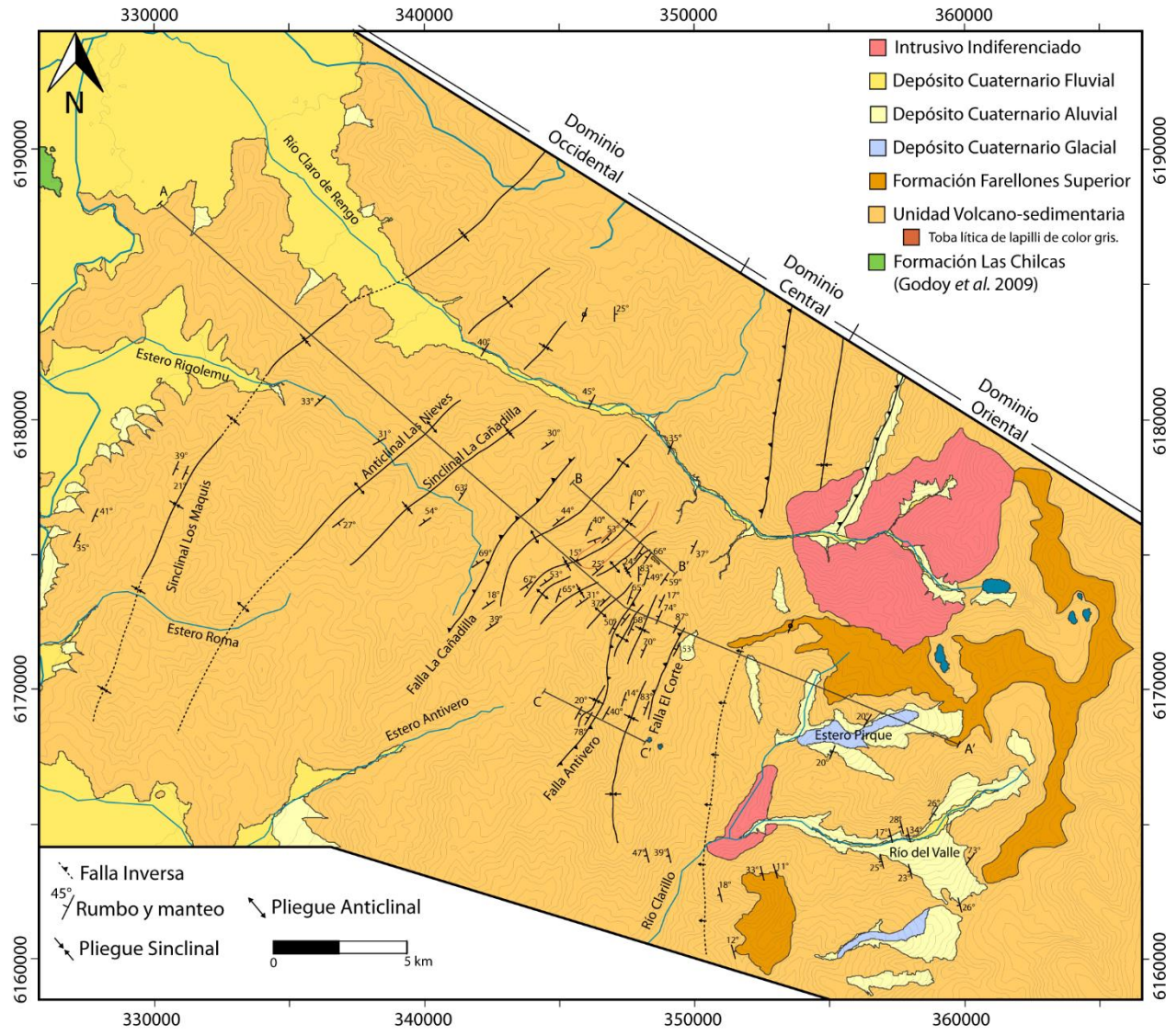


Figura 3.18 Mapa geológico de la zona de estudio. Para mayor detalle, ver mapa fuera de texto.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de estudio se encuentra en la Cordillera Principal occidental, específicamente en el dominio de la cuenca de Abanico, en el sector occidental de la misma. Las condiciones de los afloramientos varían: en el sector oeste son escasos debido a la alta densidad de vegetación, particularmente en toda la extensión del Estero Rigolemu, mientras que hacia el este aumenta la frecuencia de afloramientos y es posible, incluso, observarlos con marcada estratificación. A grandes rasgos, la zona de estudio presenta una serie de estructuras compresivas de diversa relevancia estructural, con una mayor densidad relativa en el sector central. Dada la ausencia de datos de subsuelo, las estructuras solo han podido ser descritas en superficie (sección 4.1), lo que permite construir una serie de modelos en profundidad con el fin de generar una sección balanceada, lo cual es desarrollado en el capítulo 5.

4.1 ESTRUCTURAS EN SUPERFICIE

Las estructuras de la zona presentan dos orientaciones principales, N50°E y N20°E (Figura 4.1), lo cual permite diferenciarla de las zonas mapeadas hacia el norte, donde las estructuras son predominantemente NS (Jara, 2007; Godoy *et al.*, 2009). La mayoría de las estructuras son pliegues sinclinales y anticlinales, con longitudes de onda, amplitudes, distribución espacial y vergencias variables. Asimismo, las fallas observadas son de carácter inverso, con amplias variaciones en su prolongación espacial, inclinación, rechazo y vergencia.

Considerando las características de las estructuras, se ha dividido la zona de estudio en tres dominios estructurales - Occidental, Central y Oriental (Figuras 4.1 y 4.2) - los cuales se describen en detalle en los párrafos siguientes. Las estructuras son descritas de oeste a este.

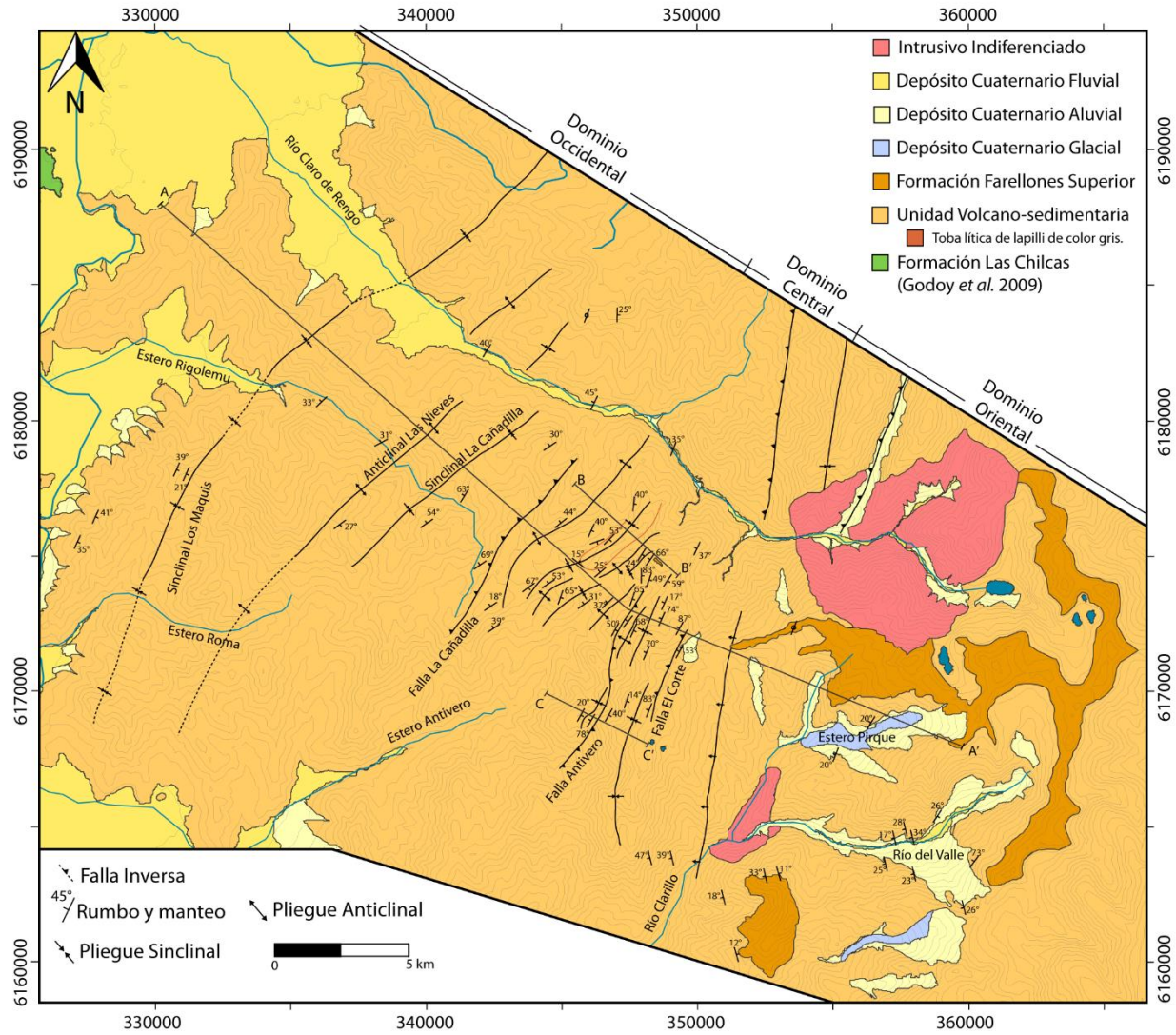


Figura 4.1 Mapa geológico de la zona de estudio y traza de perfiles esquemáticos. La información con respecto a las estructuras ubicadas al norte del río Claro de Rengo fue tomada de Jara (2007) y Godoy *et al.* (2009).

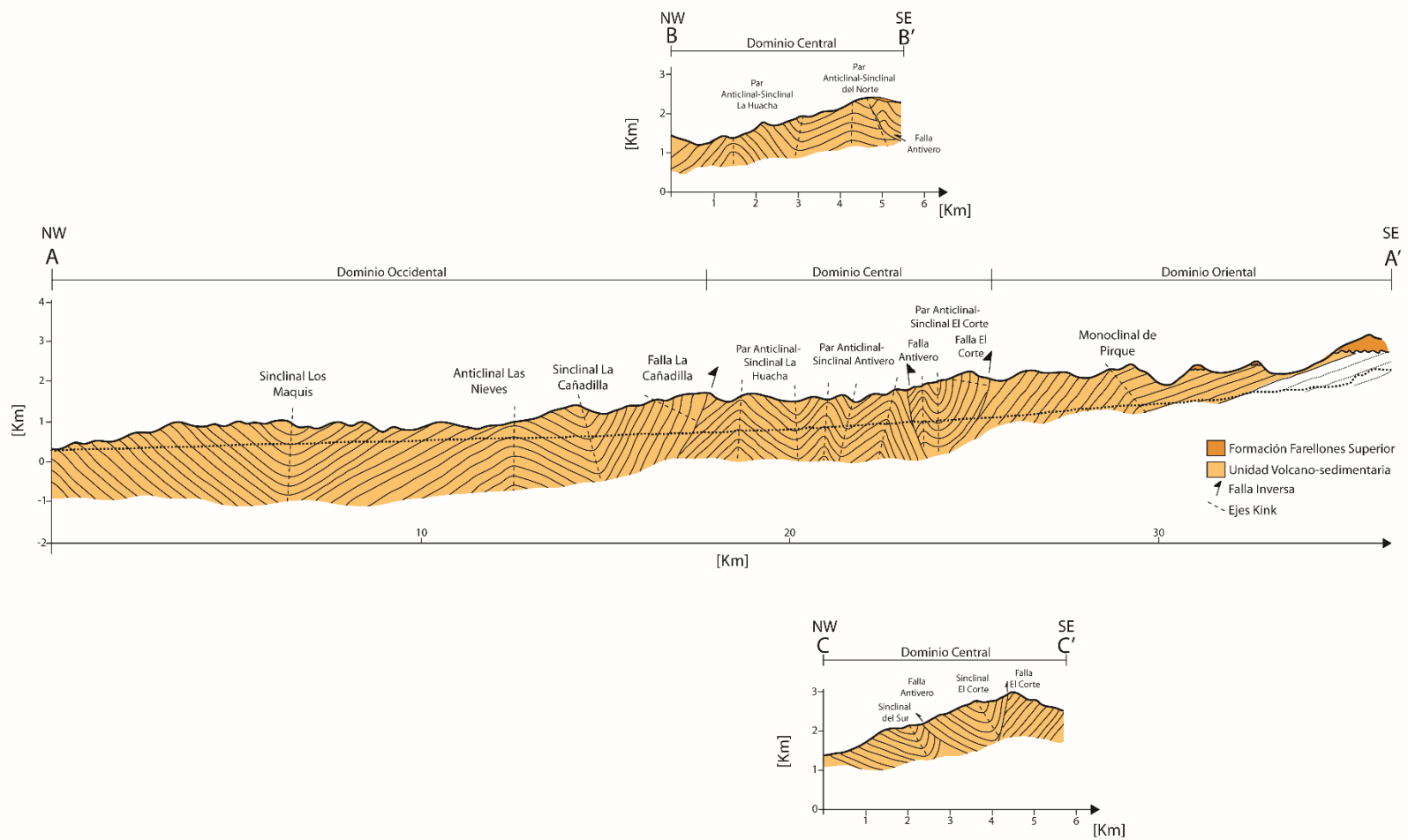


Figura 4.2 Perfiles esquemáticos de las estructuras presentes en la zona de estudio. Ubicación de los perfiles en Figura 4.2 y en mapa fuera de texto. La línea punteada en el perfil AA' indica la posición del *talweg* del río Claro de Rengo.

4.1.1 DOMINIO OCCIDENTAL

El Dominio Occidental está limitado al oeste por la Depresión Central y al este por la falla inversa inferida La Cañadilla vergente al este, que cabalga las rocas de este dominio sobre las del Dominio Central. Todas las estructuras de este dominio se encuentran afectando a rocas de la Unidad Volcano-sedimentaria. Las estructuras en este dominio presentan un rumbo aproximado de N50°E y corresponden a dos pliegues sinclinales separados por un anticlinal, con longitud de onda de hasta 5 km, los cuales se describen a continuación.

Sinclinal Los Maquis

Corresponde a una estructura con media longitud de onda de hasta 2,5 km y amplitud de *ca.* 1,3 km (perfil AA' en Figura 4.2), el cual también fue reconocido por Malbrán (1986) desde el río Claro de Rengo hasta el río Tinguiririca, teniendo una prolongación de *ca.* 20 km. Un sinclinal similar fue identificado por Charrier (1981) y Godoy *et al.* (2009) hacia el norte de la zona de estudio hasta el estero Machalí, el cual probablemente pertenece al mismo sistema estructural que el sinclinal Los Maquis. En la zona de estudio, los limbos del pliegue son simétricos, presentando ambos manteos cercanos a 30° (Figura 4.3).



Figura 4.3 Fotografía del sinclinal Los Maquis.

Anticlinal Las Nieves

Corresponde a una estructura con media longitud de onda de ~ 2 km y amplitud de *ca.* 1,3 km. Al igual que el sinclinal Los Maquis, este pliegue fue identificado por Malbrán (1986) desde el río Claro de Rengo hasta el estero Roma, prolongándose por *ca.* 15 km. Hacia el norte, Charrier (1981) reconoció una estructura similar hasta el estero Machalí, correspondiendo probablemente al mismo sistema estructural que el anticlinal Las Nieves. En la zona de estudio, esta estructura presenta limbos simétricos, con manteos que varían entre 27° y 32° (perfil AA' en Figura 4.1).

Sinclinal La Cañadilla

Esta estructura presenta una media longitud de onda de *ca.* 2 km y amplitud de *ca.* 0,5 km (perfil AA' en Figura 4.2). Hacia el norte de la zona de estudio no se reconoce en forma continua, sin embargo, Charrier (1981) describe sinclinal similar desde 10 km al sur del río Cachapoal hasta el estero Machalí. Hacia el sur de la zona de estudio se prolonga hasta al menos el estero Roma. Presenta limbos asimétricos de $27\text{-}30^\circ\text{E}$ y $60\text{-}70^\circ\text{W}$. La fuerte inclinación del limbo Este se asocia a la activación de la falla La Cañadilla (Figura 4.4).

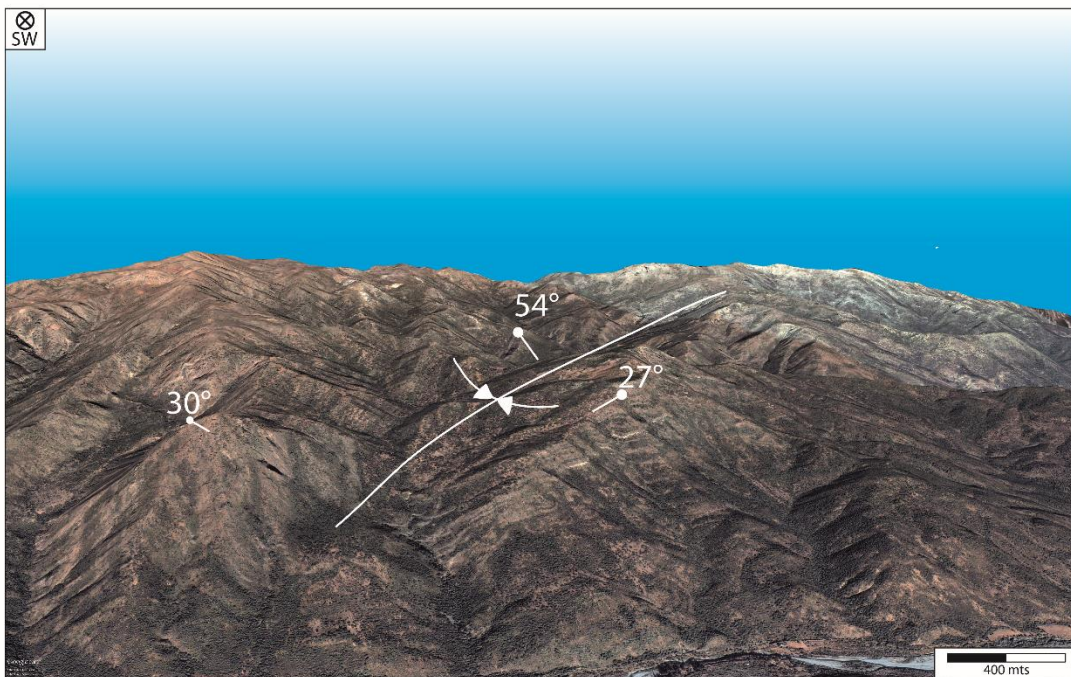


Figura 4.4 Imagen satelital de sinclinal La Cañadilla.

Falla La Cañadilla

Esta estructura corresponde a una falla inferida inversa con vergencia al este. La traza de esta falla recorre desde el río Claro de Rengo hasta el sector sur de La Cañadilla. La falla presenta en superficie un manteo de 70°W y cabalga rocas de la Unidad Volcano-sedimentaria sobre sí mismas (perfil AA' en Figura 4.2).

4.1.2 DOMINIO CENTRAL

El Dominio Central está limitado por la falla La Cañadilla al oeste, y por la falla inversa El Corte al este (Figura 4.2). En éste se observa una fuerte deformación caracterizada por pliegues apretados bivergentes. El rumbo principal de las estructuras varía de $\text{N}50^{\circ}\text{E}$ en el sector noroeste a $\text{N}25^{\circ}\text{E}$ en el sector sureste (Figura 4.2). Las longitudes de onda de los pliegues varían entre 0,4 y 2 km.

Par Anticlinal-Sinclinal La Huacha

Estos pliegues se ubican en el extremo oeste del Dominio Central. Presentan un rumbo variable, el cual es cercano a $\text{N}50^{\circ}\text{E}$ en el sector de Las Melosillas, mientras que hacia el SE cambia a aproximadamente $\text{N}20^{\circ}\text{E}$. La extensión de estos pliegues se restringe al área de estudio, siendo la traza de los pliegues de aproximadamente 8 km. La longitud de onda es de ~ 1 km y amplitud de *ca.* 0,5 km (perfil AA' en Figura 4.2).

Ambos pliegues presenta manteos variables para sus respectivos limbos. Para el anticlinal, la inclinación del limbo Oeste varía entre 20 y 45°W y la del limbo Este, entre 40 y 65°E . El limbo Este del sinclinal varía entre 25 y 50°W (Figura 4.5).

Par Anticlinal-Sinclinal Antivero

Estos pliegues, ubicados al este del Sinclinal La Huacha y al oeste del estero Antivero, presentan un rumbo de $\text{N}50^{\circ}\text{E}$ y su prolongación se restringe a la zona de estudio. La longitud de onda es de *ca.* 0,6 km y la amplitud de *ca.* 0,5 km (perfil AA' en Figura 4.2). El anticlinal presenta limbos inclinados (50°W y 65°E), mientras que el limbo Oeste del sinclinal, presenta un manteo más suave ($\sim 35^{\circ}\text{W}$).

Al este de estas estructuras, se observa otro anticlinal, con un limbo frontal de aproximadamente 65°E .

Par Anticlinal - Sinclinal del Norte

Estas estructuras se ubican al este del Sinclinal La Huacha y al norte del par Anticlinal-Sinclinal Estero Antivero. La longitud de onda de estas estructuras es de *ca.* 0,8 km y su amplitud es de *ca.* 0,4 km (perfil BB' en figura 4.2 y figuras 4.6 y 4.7). El anticlinal presenta una prolongación acotada a la zona de estudio, extendiéndose por alrededor de 2,5 km. El sinclinal corresponde a una estructura pequeña que se restringe a los alrededores del Cerro Alto de La Campana, presentando una prolongación hacia el N y S de este cerro de aproximadamente 3 km. El anticlinal presenta limbos simétricos con manteos entre 25 y 28° ,

mientras que el sinclinal presenta una geometría asimétrica, donde el limbo oriental presenta una inclinación de entre 65 y 80°.

Estos pliegues no se correlacionan con el Anticlinal-Sinclinal Antivero, ya que presentan limbos con manteos diferentes, y sus respectivos ejes se encuentran ubicados más hacia el este.

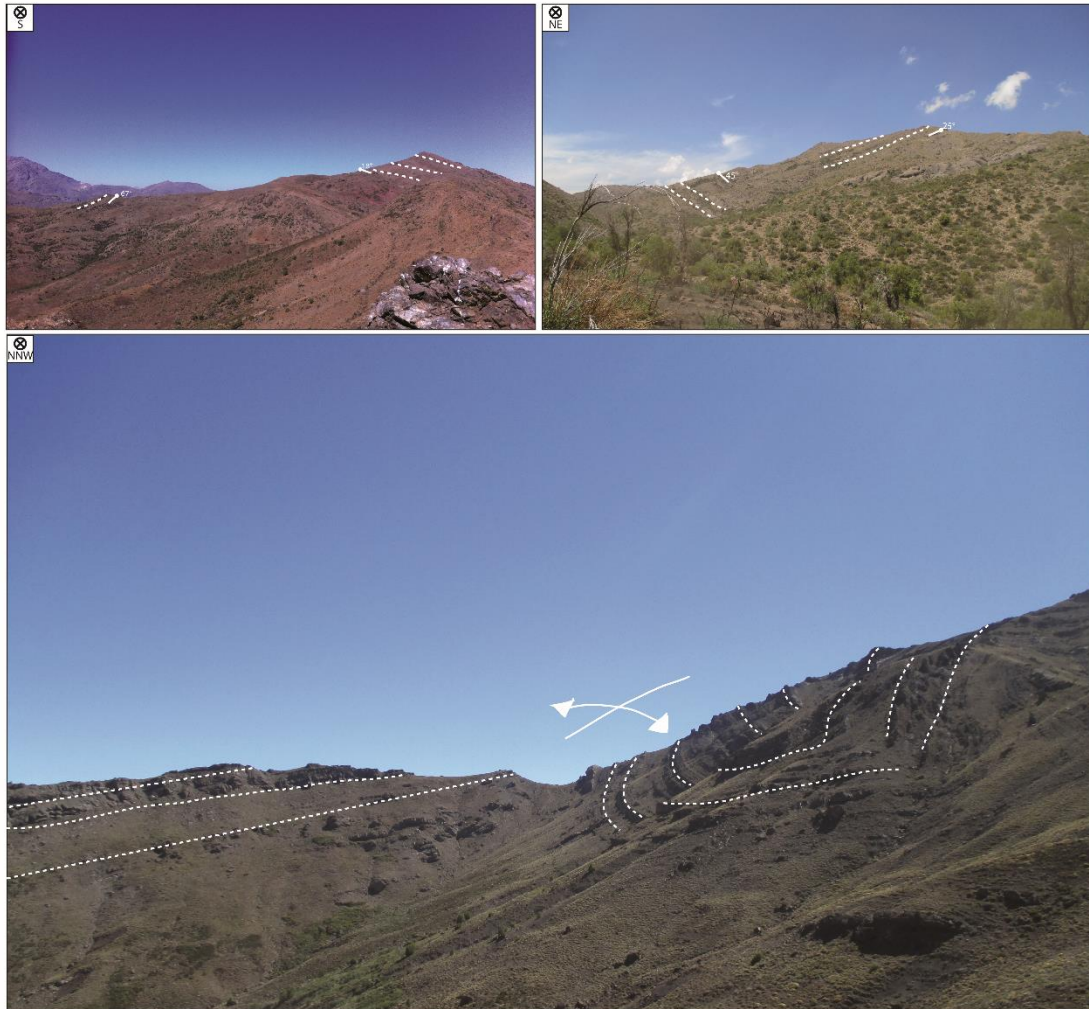


Figura 4.5 Fotografías del Dominio Central. Arriba izq: Anticlinal La Huacha; Arriba der: Sinclinal La Huacha; Abajo: Par Anticlinal-Sinclinal del Norte.

Discordancia

En este dominio se observa el contacto más occidental de la zona entre la Unidad Volcano-sedimentaria y la Formación Farellones Superior. Éste corresponde a una discordancia angular ubicada en la cima del Cerro Alto de La Campana. Bajo la discordancia se encuentran depósitos de la Unidad Volcano-sedimentaria plegados, mientras que sobre ella se dispone en forma subhorizontal la Formación Farellones Superior (Figura 4.6 y 4.7). La datación U-Pb en circón de la Formación Farellones sobre la discordancia entregó una edad máxima de depósito de *ca.* 12 Ma. Esta discordancia también fue descrita en el trabajo de Malbrán (1986).

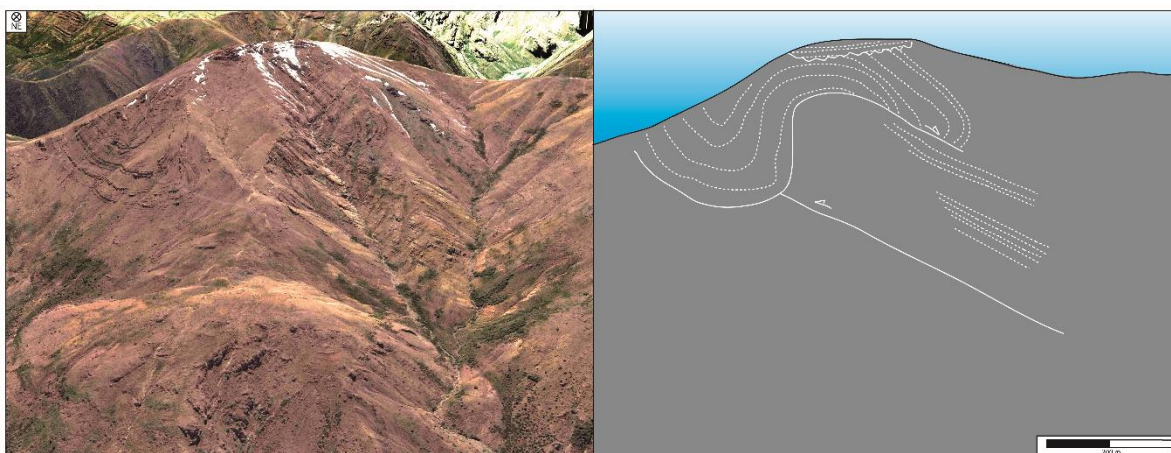


Figura 4.6 Imagen satelital de la cara sur del Cerro Alto de la Campana. En la cima se observa la discordancia angular, donde la Fm. Farellones Superior sobreyace subhorizontal a la Unidad Volcano-sedimentaria plegada. A la izquierda se observa el Sinclinal del Norte formado por la Falla Antivero. Además, se observa una cuña intracutánea plegada por la falla anterior.

Falla Antivero

Corresponde a una falla inversa, la cual cabalga rocas de la Unidad Volcano-sedimentaria sobre sí mismas (perfil BB' y CC' en figura 4.2, y figura 4.6). Esta estructura se extiende solo en la zona de estudio y puede correlacionarse con una falla vertical mapeada por Malbrán (1986), observada en este mismo sector, aunque en el presente trabajo se considera un rumbo N20°E para ésta. La estructura presenta un manteo sub-vertical en superficie.

Sinclinal del Sur

Corresponde a una estructura pequeña, con longitud de onda de *ca.* 0,3 km, amplitud de *ca.* 0,4 km y una extensión limitada (perfil CC' en figura 4.2 y figura 4.8). Se encuentra al oeste del Sinclinal El Corte y su formación se asocia a la Falla Antivero. Los limbos son asimétricos: el Oeste presenta un manteo de 20°E y el Este, un manteo de ~80°W.



Figura 4.7 Discordancia entre la Formación Farellones Superior y la Unidad Volcano-sedimentaria. La fotografía corresponde a la cara sur del Cerro Alto de la Campana. En la parte izquierda de la figura se observa el anticlinal del Norte.

Par Anticlinal-Sinclinal El Corte

Estas estructuras presenta una longitud de onda apretada (~0.5 km), una amplitud de *ca.* 0,3 km y limbos inclinados (perfil AA' en figura 4.2). Los pliegues afectan a rocas de las facies Tobáceas de la Unidad Volcano-sedimentaria y su desarrollo se asocia a las fallas Antivero y El Corte. Los limbos son simétricos, ambos con un manteo cercano a 70° (Figura 4.8).

El anticlinal solo se prolonga por 2 km hacia el sur de la Quebrada El Corte, mientras que el sinclinal se reconoce desde la quebrada homónima hasta el Cerro Alto de Montserrat, teniendo una extensión de aproximadamente 12 km. Si bien la estructura no es continua, ya que en el sector del Cerro Alto de las Lagunas su eje se corre hacia el este, se considera que es el mismo pliegue, pues presenta manteos similares, y afecta a la misma unidad.

Falla El Corte

Esta estructura corresponde a una falla de carácter inverso que cabalga rocas de las facies Tobáceas sobre sí misma (perfil AA' en figura 4.2 y figura 4.9). En superficie presenta un manteo subvertical y vergencia al este. La traza de la falla se observa al menos desde el paso El Corte hasta el Cerro Alto de Los Lirios.

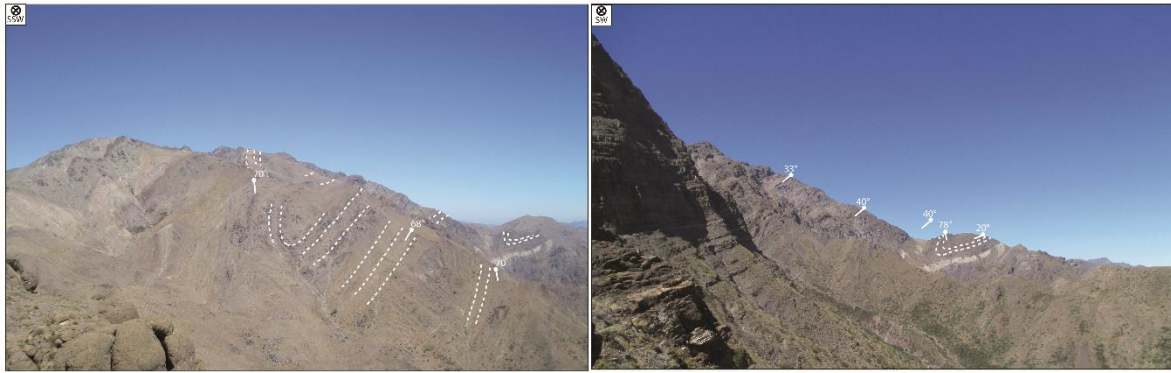


Figura 4.8 Fotografías del Dominio Central. Izquierda: en la fotografía se observa en un primer plano el anticlinal-sinclinal El Corte. Hacia el suroeste se encuentra el sinclinal del Sur. Derecha: fotografía del sinclinal del Sur.

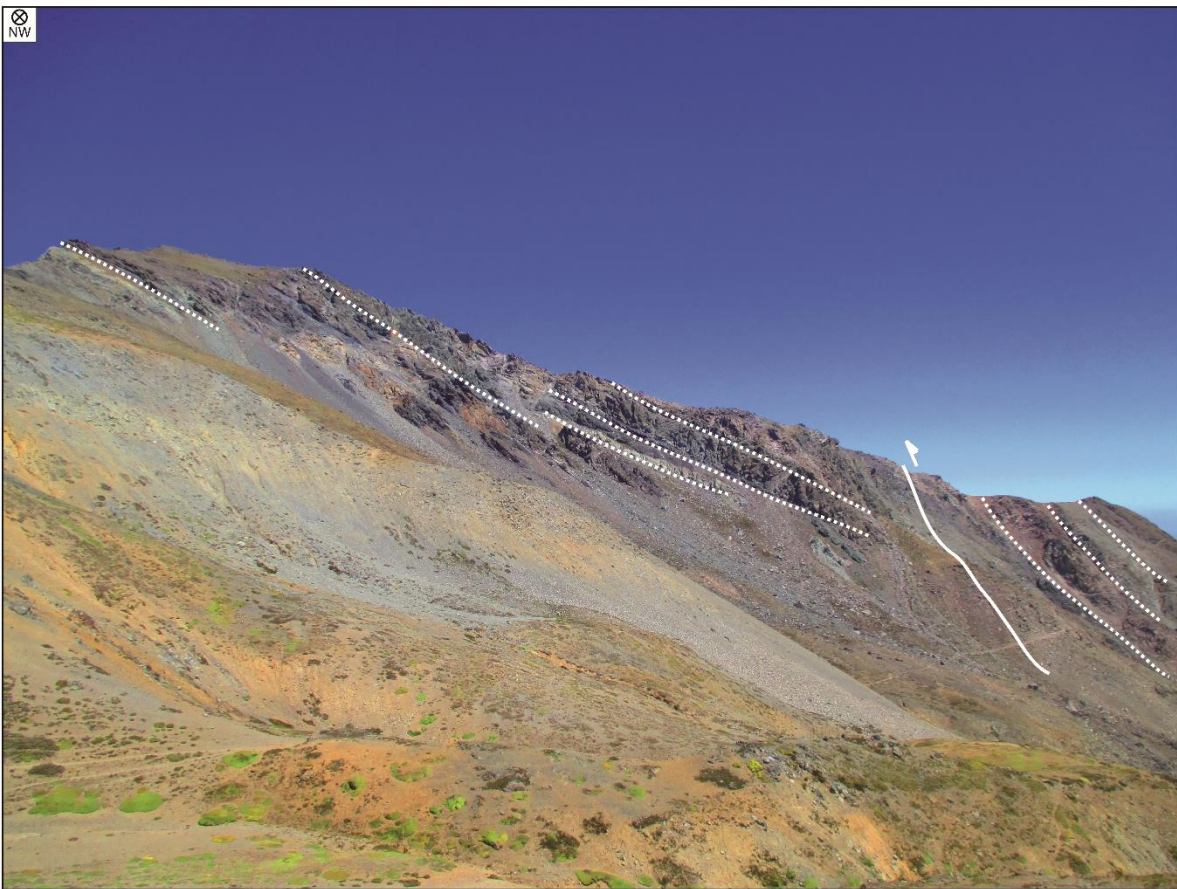


Figura 4.9 Fotografía de la falla El Corte.

4.1.3 DOMINIO ORIENTAL

Este dominio se encuentra limitado al oeste por la Falla El Corte (Figuras 4.1 y 4.2). Presenta dos estructuras principales, el Monoclinal de Pirque y nuevamente se observa el contacto discordante entre la Unidad Volcano-sedimentaria y la Formación Farellones Superior (Figura 4.10).

Monoclinal de Pirque

Corresponde a un panel de más de 10 km de largo de estratos con manteo hacia el oeste. El segmento cercano a la quebrada El Corte presenta manteos cercanos a 50°W , mientras que hacia el este, el manteo varía entre 20 y 30°W (perfil AA' en figura 4.2). El rumbo varía de norte a sur, de $\text{N}25^{\circ}\text{E}$ a $\text{N}15^{\circ}\text{W}$. Este monoclinal puede ser trazado desde el Río Claro de Rengo hasta el Cerro Alto de Castañeda.

Sobre este monoclinal se observan rocas estratificadas subhorizontales correspondientes a la Formación Farellones, las cuales se encuentran en contacto con la Unidad Volcano-sedimentaria mediante una discordancia angular (perfil AA' en figura 4.2).



Figura 4.10 Contacto observado en el Dominio Oriental, entre la Unidad Volcano-sedimentaria con manteo de 20°W subyaciendo a la Formación Farellones Superior, dispuesta discordante con manteo subhorizontal.

4.2 INTERPRETACIONES

La Figura 4.2 sintetiza las estructuras previamente descritas en tres secciones estructurales esquemáticas, perpendiculares al rumbo de las estructuras.

El sinclinal Los Maquis y el anticlinal Las Nieves presentan limbos simétricos y amplias charnelas (perfil AA' en figura 4.2) observadas en imágenes satelitales, por lo tanto, se considera apropiado considerarlos como pliegues por flexura de fallas para su modelación (Capítulo 5). La falla la Cañadilla se infiere debido al cambio de ángulo entre el limbo este del sinclinal La Cañadilla y el limbo oeste del anticlinal La Huacha. Debido al alto ángulo de esta falla, a su ubicación con respecto al sinclinal, y a la limitada extensión lateral de esta y del sinclinal, se propone que corresponde a una falla fuera del sinclinal (*out-of-synclinethrust*). Este tipo de fallas se desarrollan por falta de espacio en el núcleo de sinclinales apretados y no necesariamente están arraigadas a otras fallas más profundas.

El Dominio Central se caracteriza por presentar una densidad de estructuras mayor a los otros dominios, las cuales muestran una limitada prolongación en la zona y un cambio de rumbo hacia el SE (Figura 4.1 y 4.2). La mayoría de estas presentan limbos asimétricos, de ángulo medio a alto y charnelas apretadas, por lo tanto se considera apropiado considerarlas para la modelación como pliegues por propagación de falla (Capítulo 5). La vergencia de la deformación en esta zona es probablemente bivergente, siendo difícil determinar la vergencia de estructuras como el par anticlinal-sinclinal La Huacha y el par anticlinal-sinclinal Antivero. Asimismo, se observan estructuras de pequeña escala como el sinclinal del Norte y el sinclinal del Sur, que estarían asociados a despegues más someros (<1 km) que el resto de las estructuras de este dominio. Por lo anterior, se propone que las estructuras mencionadas corresponderían a rasgos de segundo orden de la zona de estudio y sería estructuras de acomodo asociadas a la deformación generada por estructuras mayores. Por otro lado, se sugiere que los pliegues de la quebrada El Corte se habrían desarrollado netamente por la acción de las fallas que los limitan, desarrollando una estructura de *pop-up*. Si bien no es posible atribuir la formación o reactivación de estas fallas como consecuencia de la inversión de la cuenca de Abanico, se considera que esta sería la explicación más probable, debido al alto manteo que presentan las estructuras (>70°). Asimismo, el sinclinal del Sur, considerando su posición y geometría, correspondería al *footwall syncline* de la Falla Antivero, los cuales de acuerdo a McClay (1999) se generan por la resistencia al roce bajo la falla.

Con respecto al cambio de rumbo observado en la zona (Figura 4.2), se esperaría encontrar estructuras de transferencia que acomoden esta variación. En este trabajo no se observaron fallas de rumbo; sin embargo, Malbrán (1986) describió variadas fallas verticales de este tipo y en particular, presenta una falla al SE del anticlinal La Huacha. Esta estructura desplazaría el anticlinal-sinclinal del Norte (ubicados en las cercanías del cerro Alto de la Campana) con respecto a otro par de pliegues ubicados al SW. Dado que estos últimos presentan inclinaciones y longitudes de onda distintas a los pliegues del Cerro Alto de la Campana, se considera que la estructura de transferencia habría sido previa a la formación de los pliegues; sin embargo, ambos responderían al mismo evento y tipo de deformación.

Se proponen tres alternativas para explicar el cambio de rumbo observado en la zona: (i) cambios de rumbo en la arquitectura de la cuenca de Abanico, (ii) cambio de rumbo entre las estructuras de extensión y las de la posterior inversión, o (iii) una combinación de ambos. No existen evidencias para descartar alguna de las opciones, ya que no se distinguieron estructuras puramente extensivas en la zona de estudio. De todas formas, es común encontrar poblaciones de fallas con distinto rumbo en la geometría de un *rift*, y las causas pueden ser tanto dinámicas (*rift* polifásico, permutación de esfuerzos principales, control de debilidades previas, etc.) como cinemáticas (diferencias laterales en propagación-desplazamiento) (Barredo *et al.*, 2013). Asimismo, cambios en el acortamiento a lo largo del rumbo pueden generar cambios del rumbo de las estructuras.

Con respecto a la variación en la prolongación en el rumbo de las estructuras, es posible notar que aquellos pliegues de mayor prolongación presentan también mayor longitud de onda, y por lo tanto corresponden a rasgos de primer orden en la geología de la zona de estudio. De forma contraria, aquellos pliegues de menor prolongación, presentan también menor longitud de onda y menor amplitud. Considerando lo anterior, se sugiere que las estructuras mayores podrían estar controladas por la arquitectura de la cuenca de Abanico, conformando rasgos de escala regional, mientras que las estructuras más pequeñas podrían estar o no asociadas a la fase extensiva, constituyendo rasgos locales. En particular, el sinclinal Los Maquis se extiende en toda la zona de estudio y estructuras similares han sido reconocidas hasta el Río Cachapoal, siguiendo un rumbo similar al frente cordillerano. Por lo anterior, y considerando la geometría de la cuenca de Abanico propuesta por Fock (2005), se propone que este pliegue estaría relacionado a la inversión de una falla de borde del dominio oriental de la cuenca.

Considerando sólo lo observado en la zona de estudio, se podría inferir una vergencia oeste del monoclinal de Pirque (Dominio Oriental), siendo el limbo frontal de un pliegue. Sin embargo, considerando la magnitud de este pliegue (media longitud de onda de ~10 km), tendría que haber sido formado por la acción de una falla profunda de basamento. Dado que hacia el norte y sur de la zona de estudio no se han identificado estructuras de esta magnitud con vergencia hacia el oeste, y que, según diversos autores (*e.g.* Navarro 2001; Jara 2007; Giambiagi *et al.* 2008; Farías *et al.* 2010; Mescua *et al.* 2014; Tapia *et al.* 2015), las principales estructuras de la Cordillera Principal y de la faja plegada y corrida de Malargüe tendrían vergencia este, se propone que probablemente este monoclinal corresponda en realidad al limbo trasero de un pliegue con vergencia este, y el cual no se encuentra en su totalidad en la zona de estudio.

Finalmente, la relación de contacto observada entre la Unidad Volcano-sedimentaria y la Formación Farellones Superior indicaría un cambio de ambiente tectónico entre el depósito de ambas. El afloramiento de conglomerado medio de la Formación Farellones Superior ubicado en la cumbre del Cerro Alto de La Campana, que muestra una marcada discordancia angular con los depósitos de la Unidad Volcano-sedimentaria, podría corresponder a depósitos sintectónicos de una fase compresiva en el Dominio Central. Asimismo, dado que los depósitos de la Formación Farellones Superior se ubican sobre depósitos basculados de la Unidad Volcano-sedimentaria, se infiere que el basculamiento de estos últimos ocurrió previo al depósito de la Formación Farellones Superior, es decir, previo a ~12 Ma.

5. MODELO ESTRUCTURAL

5.1 INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA

En el presente capítulo se muestra la interpretación en profundidad de las estructuras presentadas en el Capítulo 4, la cual se realiza mediante la construcción de un perfil que integra toda la información del área de estudio. La traza del perfil es paralela al estero Rigolemu, es decir $\sim N50^{\circ}W-N130^{\circ}E$, hasta aproximadamente el estero Antivero, donde cambia el rumbo a $\sim N70^{\circ}W-N110^{\circ}E$ (Figura 5.1). Esta dirección es perpendicular al rumbo promedio de las estructuras, y por ende, representa en forma cercana la orientación del transporte tectónico. Si la diferencia entre la dirección del transporte y el rumbo de la traza del perfil es menor a 25° , el error en el acortamiento estimado no supera el 10% (Hill y Cooper 1996, en Becerra 2012).

Los datos utilizados en la construcción del modelo estructural fueron obtenidos en el desarrollo de este trabajo, y fueron descritos previamente en el Capítulo 4. Para una primera aproximación de la interpretación de las estructuras en profundidad, se construyó una sección esquemática (perfil AA' en figura 5.1). Considerando el resultado de este perfil, se realizó una serie de modelos *forward* utilizando el software 2DMove 2013, de Midland Valley, con el fin de generar estructuras geoméricamente válidas que se asemejen a las observadas en superficie en la zona de estudio. Para este procedimiento se utilizó el mecanismo *Move on Fault*, y dependiendo de la geometría del pliegue y de la condición inicial, se utilizaron los métodos *Fault Bend Fold*, *Trishear*, y *Simple Shear*. Este último método se usó para el modelo *forward* que involucra inversión tectónica.

Luego de realizar los modelos *forward*, se procedió a construir la sección balanceada siguiendo la geometría del modelo *forward* seleccionado como el más representativo, y se restauró con el objetivo de validar la sección estructural. Para este procedimiento se utilizó el mismo software. La restauración se realizó tomando como principal criterio la conservación de largo de líneas (*e.g.* Suppe, 1983), lo que equivale a suponer que la longitud de los trazos que representan las distintas estructuras proyectadas en la sección se mantiene constante durante la restauración al estado no deformado.

El proceso de restauración se realizó mediante los mecanismos *Move on Fault* y *Unfold*, y utilizando métodos cinemáticos, que corresponden a algoritmos matemáticos geométricos que retrodeforman los estratos, llevándolos a un estado no deformado, y manteniendo su largo y/o área. Cuando la deformación está asociada a una estructura en particular, se utilizó el algoritmo cizalle inclinado (*inclined shear*) del mecanismo *Move on Fault*, el cual es apropiado para restaurar secciones donde los espesores pueden variar, ya que mantiene el área entre capas. Este algoritmo mueve cada punto del bloque colgante manteniendo la distancia horizontal (*heave*) y siguiendo un patrón paralelo a la falla. Por el contrario, cuando la deformación de las capas no está asociado directamente a una estructura, la restauración

se realizó mediante el algoritmo de flujo flexural (*flexural slip*) del mecanismo *Unfold*, el cual despliega las capas mediante un sistema paralelo a las capas con respecto a una cota guía (*datum*) y un pivote (*pin*), hasta el estado no deformado (Becerra 2012).

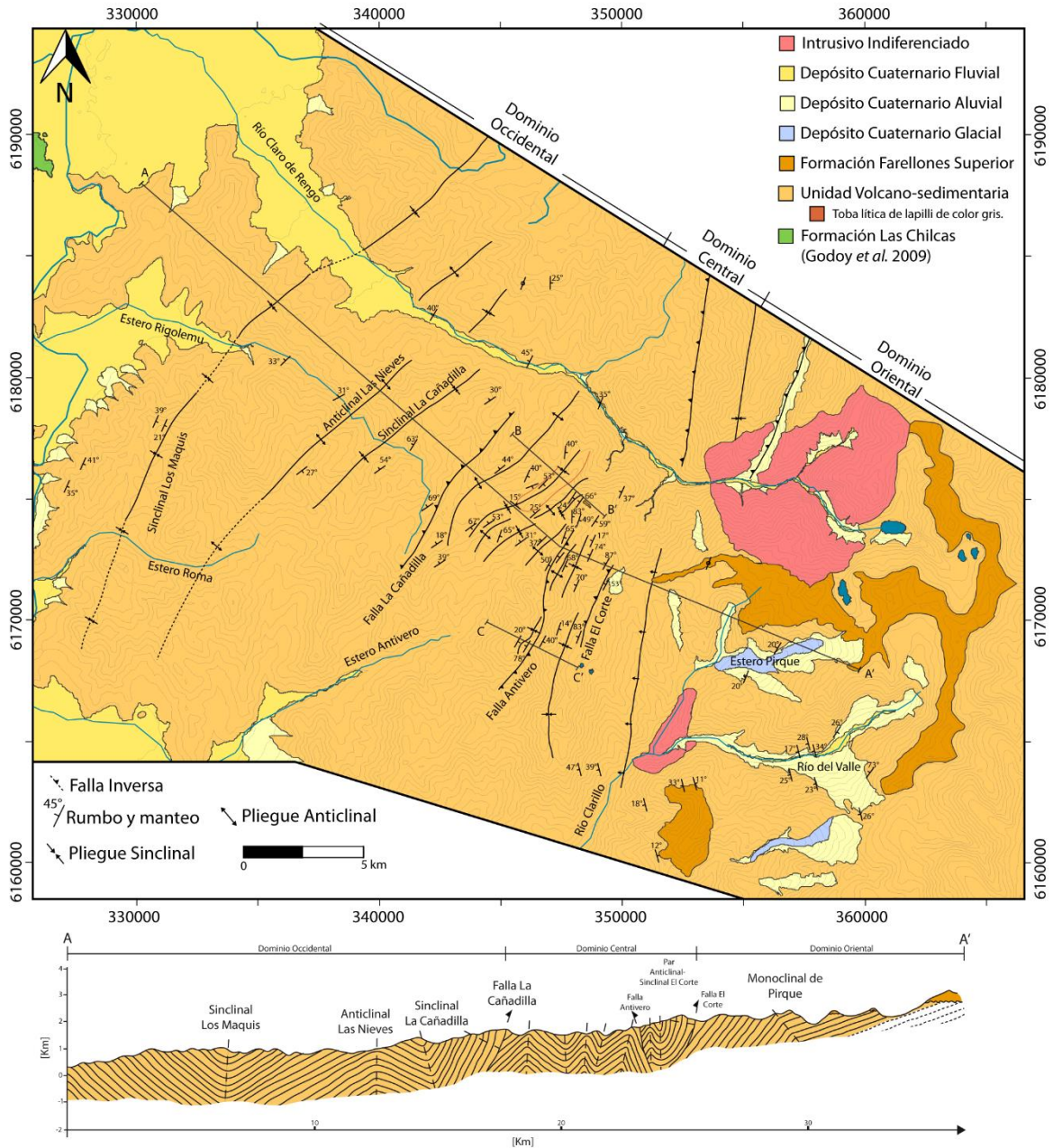


Figura 5.1 Mapa geológico y perfil esquemático representativo de la zona de estudio.

5.2 CONSIDERACIONES INICIALES

Considerando la inclinación de los limbos, los ejes de los pliegues y sus características geométricas (Figura 5.1) se determinó que los métodos de plegamiento por flexura de falla (*sensu* Suppe 1983) y plegamiento por cizalle triangular por propagación (*sensu* Erslev 1991) generan estructuras similares a las presentes en la zona de estudio.

Para la modelación se consideraron los siguientes supuestos.

- La falla La Cañadilla (Figura 5.1) corresponde a una falla fuera del sinclinal (*out-of-the syncline thrust, sensu* McClay, 1999); por lo tanto, se considera como una estructura menor desarrollada por falta de espacio entre dos pliegues mayores consecutivos.
- Los pliegues del Dominio Central (Figura 5.1) corresponden a estructuras menores formadas dentro de un anticlinal mayor, desarrollando un *Anticlinal de Stack* (*sensu* McClay, 1999).
- Las fallas Antivero y El Corte (Figura 5.1) corresponde a fallas menores que desarrollan una estructura de *pop-up* (*sensu* Coward *et al.*, 1991).

Debido a sus características se consideró que estas estructuras se desarrollaron por falta de espacio, y por ende, se analizaron mediante las elipses de deformación. La elipse de deformación es la elipse que describe la cantidad de deformación en cualquier dirección, sobre un plano de deformación homogénea. Representa la forma deformada de un círculo imaginario dibujado en el estado no deformado. De acuerdo a lo anterior, el análisis de la elongación de estos círculos permite inferir la generación y orientación de fallas menores y fracturas.

Considerando que las estructuras mencionadas en los párrafos previos son estructuras de segundo orden, no serán incluidas en el modelo con el fin de simplificarlo. La Figura 5.2 muestra una comparación entre el perfil esquemático original (5.2a) y el perfil simplificado según los supuestos mencionados (5.2b). De acuerdo con lo anterior, los modelos presentaran 4 pliegues anticlinales (Figura 5.2b), los cuales representan a los siguientes pliegues descritos en el Capítulo 4:

- P1: anticlinal hipotético al oeste de sinclinal Los Maquis, del Dominio Occidental
- P2: anticlinal Las Nieves, del Dominio Occidental
- P3: pliegues Antivero y La Huacha, del Dominio Central
- P4: monoclinal de Pirque, del Dominio Oriental

Finalmente se consideró que la deformación se propagó de oeste a este debido a que las edades de enfriamiento obtenidas e interpretadas como edades de deformación se rejuvenecen hacia el este (ver Capítulo 6 – Cronología de la deformación).

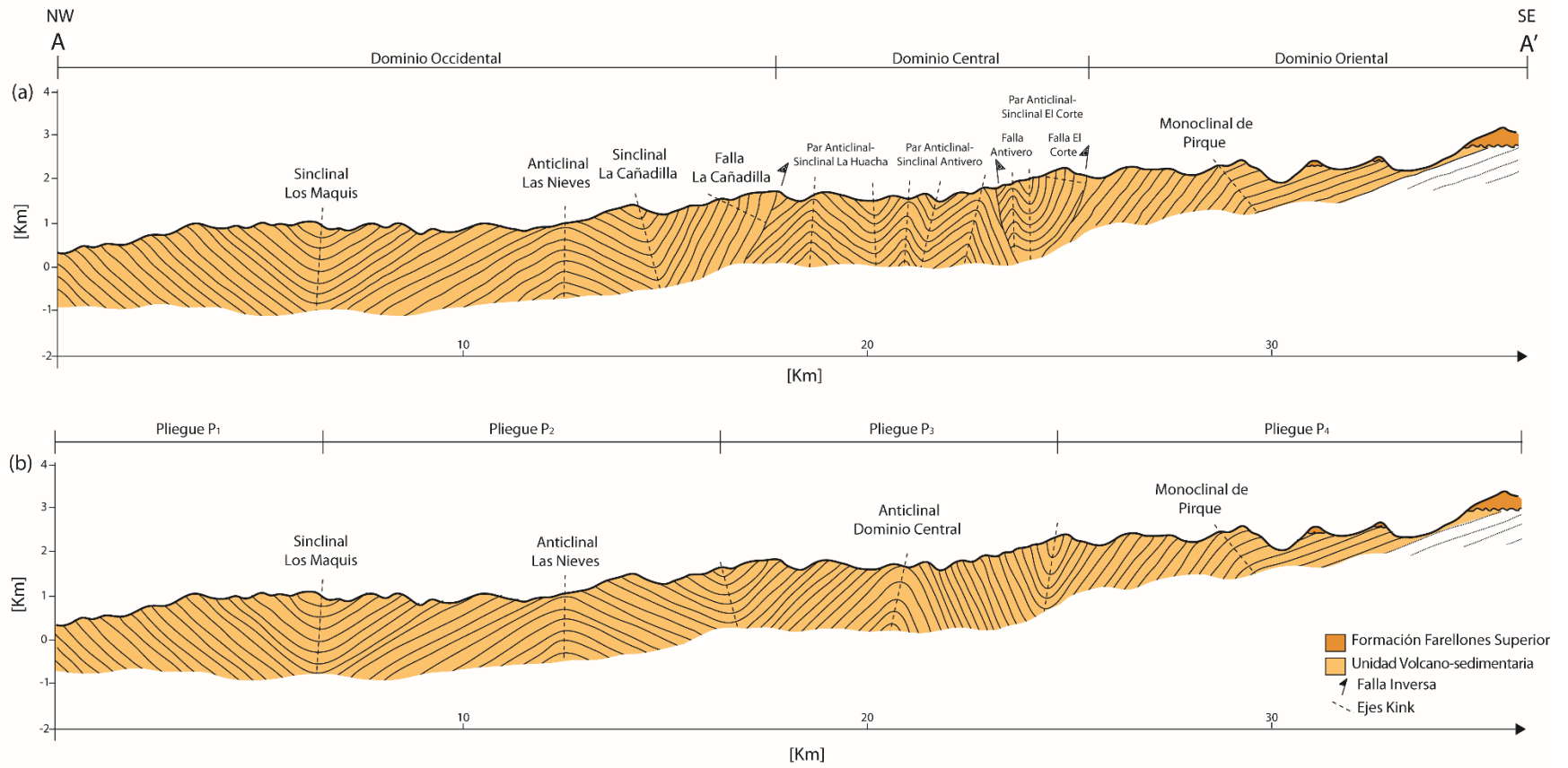


Figura 5.2 Comparación entre (a) perfil AA' completo y (b) perfil simplificado, según los supuestos mencionados en la sección 5.2.

5.3 MODELOS FORWARD

El objetivo de esta modelación fue testear diferentes geometrías de fallas que generen las estructuras que se observan actualmente en superficie, para así escoger aquellas geometrías más coherentes que permitan la posterior generación de una sección balanceada representativa y su restauración. Las características de las fallas que se espera determinar son su profundidad, vergencia e inclinación.

En la Figura 5.2 se muestran seis modelos forward que presentan diferentes estructuras en profundidad, las cuales generan pliegues similares en superficie. Las diferencias entre ellos radican en la geometría, vergencia de las fallas y disposición inicial de los estratos. Los modelos A, B, C, D y E presentan inicialmente todos los estratos horizontales, mientras que el modelo F considera una condición inicial en la cual las 4 fallas corresponden a fallas de borde de depocentros.

5.3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS FORWARD

MODELO A

Este modelo presenta pliegues bivergentes (Figura 5.3a). En particular, los pliegues P1 y P2 se modelan como pliegues por flexura de falla con vergencia oeste, donde la falla presenta una geometría de rampa-flat-rampa. El desplazamiento de esta falla es de 8,500 km. El pliegue P3 es modelado como un pliegue por cizalle triangular, con un ápice de *trishear* de 72°, un ángulo de *trishear* de 40° y una razón de propagación/desplazamiento de 0,5. La vergencia de este pliegue es oeste y el desplazamiento aplicado es de 6,8 km. El pliegue P4 es modelado como un pliegue por flexura de falla, la cual presenta vergencia este y un desplazamiento aplicado de 21 km. El cambio de ángulo del limbo trasero de este pliegue se genera por la activación de una cuarta falla ubicada hacia el este, que presenta un desplazamiento de 8,5 km.

Con respecto a las elipses de deformación, se observan dos zonas con una fuerte distorsión de la forma de ellas: en el limbo frontal del pliegue P3, correspondiente al sector de La Cañadilla, y entre el limbo trasero de los pliegues P3 y P4, correspondiente al sector de la quebrada El Corte.

MODELO B

En este modelo todas las fallas presentan vergencia oeste (Figura 5.3b). Los pliegues P1, P2 y P3 son generados mediante geometrías de fallas y desplazamientos similares al Modelo A. La diferencia se encuentra en el pliegue P4, el cual corresponde al limbo frontal de un pliegue por flexura de falla con vergencia al oeste. El cambio de manteo observado en el Monoclinal de Pirque es generado por un cambio en la inclinación del plano de falla. El desplazamiento aplicado es de 6,5 km.

Las elipses muestran una zona de fuerte deformación en el limbo frontal del pliegue P3, correspondiente al sector de La Cañadilla, y una zona con deformación más leve entre el

limbo trasero del pliegue P3 y el limbo frontal del pliegue P4, correspondiente al sector de la quebrada El Corte.

MODELO C

Este modelo presenta pliegues bivergentes (Figura 5.3c). Los pliegues P1 y P2 son generados en forma similar que en el Modelo A. El pliegue P3 es modelado como un pliegue por cizalle triangular, con características similares al pliegue P3 del Modelo A, pero con vergencia este. El pliegue P4 es modelado como un pliegue por flexura de falla. La falla que lo genera es vergente al este y presenta un cambio de manteo de 50° a 20° y un desplazamiento aplicado de 6,5 km.

En este modelo, las elipses muestran una zona de alta deformación entre el limbo frontal del pliegue P3 y el limbo trasero del pliegue P4, correspondiente al sector de la quebrada El Corte.

MODELO D

Este modelo presenta todas las estructuras con vergencia este (Figura 5.3d). Los pliegues P1 y P2 son modelados como pliegues por flexura de falla, donde esta última tiene una geometría de rampa-flat-rampa y un desplazamiento aplicado de 8500 mts. El pliegue P3 es modelado como un pliegue por cizalle triangular, con características similares al pliegue P3 del Modelo A, pero con vergencia este. Finalmente, el pliegue P4 es modelado en forma similar al pliegue P4 del Modelo A, es decir, como un pliegue por flexura basculado por una cuarta falla ubicada hacia el este.

La zona donde se observa una mayor deformación de las elipses corresponde al área ubicada entre el limbo frontal del pliegue P3 y el limbo trasero del pliegue P4. Correspondiente al sector de la quebrada El Corte.

MODELO E

Este modelo *forward* presenta pliegues bivergentes (Figura 5.3e). Los pliegues P1 y P2 son generados mediante un dúplex con vergencia oeste, donde las rampas presentan inclinaciones de 35° y 27° , respectivamente. Ambas fallas involucran un desplazamiento aplicado de 9,5 km cada una, generando un acortamiento mayor que los otros modelos. Los pliegues P3 y P4 son modelados en forma similar al modelo A.

En este modelo existen dos zonas donde las elipses se observan fuertemente deformadas. Estas corresponden al limbo frontal del pliegue P3, correspondiente al sector de La Cañadilla, y a la zona ubicada entre el limbo trasero de los pliegues P3 y P4, correspondiente al sector de la quebrada El Corte.

MODELO F

El último modelo *forward* presenta pliegues bivergentes, pero todos corresponden a pliegues generados por la inversión de fallas normales, y por ende corresponde a un caso extremo de inversión tectónica en la zona de estudio (Figura 5.3f). Los pliegues P1, P2 y P3 son modelados mediante el método *Simple Shear* con un cizalle de entre 35° y 50° y sus respectivas fallas presentan un desplazamiento aplicado de entre 4 y 5 km. El pliegue P4 es modelado como un pliegue por flexura de falla con un desplazamiento de aproximadamente 13 km.

Las elipses de deformación se observan deformadas siguiendo el ángulo de cizalle impuesto y el patrón es similar en todos los pliegues, por lo que no se observa mayor deformación relativa en los sectores de La Cañadilla y quebrada El Corte.

5.3.2 ANÁLISIS DE LOS MODELOS FORWARD.

Los modelos forward presentados muestran diversas geometrías de fallas que generan estructuras similares a las observadas en superficie. Para los modelos con una condición inicial sin deformación, se tiene lo siguiente:

- Los pliegues P1 y P2 se modelaron siempre como pliegues por flexura de falla, debido a la simetría de sus limbos y a las amplias charnelas. Estos pueden ser generados tanto por una falla con geometría de rampa-flat-rampa (modelos A, B, C y D), como por un dúplex de dos fallas (modelo E). Asimismo, debido a la simetría de los pliegues, la vergencia de esta(s) falla(s) puede ser tanto hacia el este como hacia el oeste.
- El pliegue P3 se modeló siempre como un plegamiento por cizalle triangular, debido a que con este modelo era posible generar un pliegue con ambos limbos inclinados (45°W-55°E). Las características geométricas del pliegue se mantienen en todos los modelos, sin embargo se varió su vergencia.
- El pliegue P4 se modeló siempre como un pliegue por flexura de falla, sin embargo se presentaron tres opciones en profundidad para la(s) falla(s) que lo genera: (i) dos fallas con vergencia al este, la primera con una inclinación de 30°W y un desplazamiento mayor o igual al largo de la rampa, y la segunda con una inclinación de 20°W, y un desplazamiento bajo que permite generar el cambio de manteo del limbo trasero del pliegue (modelo A, D y E); (ii) una falla vergente al este con un cambio de inclinación de 50° a 20°, con lo cual genera el cambio de manteo del limbo trasero (modelo C); y (iii) una falla profunda con vergencia al oeste, la cual presenta un cambio en su inclinación que permite generar un cambio en el manteo del limbo frontal (modelo B).
- Todos los modelos muestran una zona de alta deformación entre los pliegues P3 y P4, y sólo aquellos modelos con P3 vergente al este muestran, además, una zona de alta deformación entre los pliegues P2 y P3.

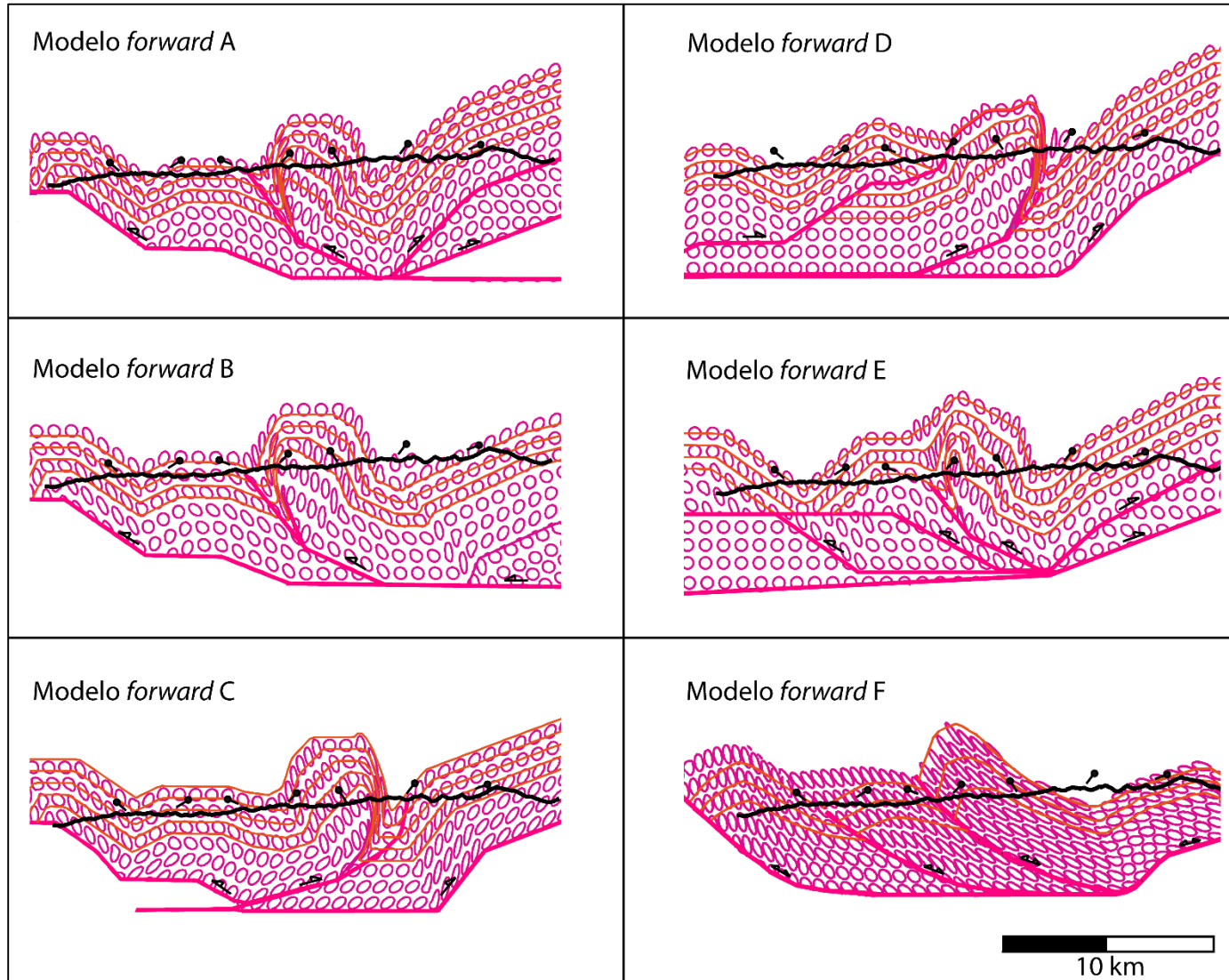


Figura 5.3 Modelos *forward* generados mediante el software 2DMove. Se incluye la topografía del Perfil AA' y los manteos medidos en superficie.

Por otro lado, para el modelo F que considera un estado inicial con 4 hemigraben, los pliegues P1, P2 y P3 corresponden a anticlinales de inversión vergentes al oeste generados por la reactivación de sus respectivas fallas en sentido contrario. El pliegue P4 corresponde a un pliegue por flexura de falla vergente al este.

En los párrafos siguientes se indica el razonamiento seguido para elegir el modelo *forward* más consistente mecánica, cinemática y geoméricamente, y con más congruencia con el contexto regional y con la deformación en la zona de estudio.

En primer lugar, se considera que aquellos modelos con P3 vergente al oeste permitirían desarrollar las dos zonas con deformación observadas en la zona de estudio, y por ende inferir la formación de estructuras de segundo orden. Estas son la zona donde se encuentra la falla fuera del sinclinal La Cañadilla, y la zona de *pop-up* en la quebrada El Corte.

En segundo lugar, considerando que la edad de exhumación disminuye hacia el este, el modelo propuesto debe considerar que las fallas fueron activándose en este mismo sentido. Debido a esto, aquel modelo con todas las fallas vergentes hacia el oeste son físicamente inviables, ya que todas las fallas serían fuera de secuencia.

En tercer lugar, se propone que los pliegues P1 y P2 fueron generados por la acción de una estructura, descartándose el desarrollo de un dúplex, ya que la primera opción es más sencilla, requiriéndose menor gasto energético para desarrollarla.

En cuarto lugar, se propone que los modelos más conservadores considerando la ausencia de información en subsuperficie son aquellos que no suponen la inversión de fallas, ya que no se tienen evidencias de esta en la zona de estudio. A pesar de que la Formación Abanico se habría depositado bajo condiciones extensionales, no se conoce con certeza la magnitud de la extensión bajo la cual se depositaron las rocas de la zona de estudio, y dado que no se registraron estratos de crecimientos, la extensión podría haber sido mínima. Asimismo, al considerar un estado inicial sin extensión previa, el acortamiento calculado es efectivamente el mínimo.

Finalmente, con respecto al contexto regional, se tiene que los modelos propuestos para la zona central de Chile coinciden en dos aspectos. El límite entre el frente occidental de la Cordillera Principal y la Depresión Central corresponde a una falla o zona de falla vergente al oeste (Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Quiroga, 2013; Rissetto, 2015), actualmente activa a la latitud de Santiago (Rauld *et al.*, 2006), y que habría correspondido a la falla de borde de uno de los depocentros de la cuenca de Abanico (Fock *et al.* 2006, Región Metropolitana).

Por otro lado, existen diversos modelos estructurales que proponen una vergencia este de las estructuras, tanto en la Cordillera Principal occidental, como en las fajas plegadas y corridas. Entre ellos, se encuentra los modelos de: Navarro (2001) de la Cordillera Principal occidental al norte del río Claro de Rengo, VI Región de Chile; Giambiagi y Ramos (2002) y Giambiagi *et al.* (2003) en la faja plegada y corrida de Aconcagua; Jara (2007) de la hoya del río Claro de Cauquenes, VI Región de Chile; Godoy (2012) de la Cordillera Principal a 35°S; Quiroga (2013) de la Cordillera Principal occidental, Región Metropolitana de Chile; Astaburuaga (2014) en el límite meso-cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30'S y 36°S; Mescua

et al. (2014) en la faja plegada y corrida de Malargüe, Argentina; y Tapia *et al.* (2015) en la Cordillera Principal a los 35°20'S.

Debido a lo presentado en los párrafos previos, se propone que el modelo que más se ajusta al contexto regional, y que físicamente tiene mayor consistencia, es el modelo A, y por lo tanto se utilizará este como guía para construir la sección balanceada.

5.3.3 COMPARACIÓN ENTRE MODELO *FORWARD* A Y PERFIL SIMPLIFICADO.

El modelo *forward* A presenta estructuras con manteos afines a los observados en superficie. La figura 5.4 muestra una comparación entre el perfil AA' simplificado (Figura 5.4a) y el modelo *forward* A (Figura 5.4b). En particular, el desplazamiento de la falla F1 genera pliegues muy similares a los del Dominio Occidental, y la diferencia de ángulo entre los limbos del perfil simplificado y de los modelos *forward* es menor a 10°. Lo mismo ocurre para el monoclinal del Pirque.

Contrario a lo anterior, los limbos del pliegue P3 del modelo *forward* difieren de la inclinación del pliegue P3 del perfil simplificado. En particular, la mayor diferencia se observa en el limbo frontal, con una diferencia de alrededor de 30°, lo cual ocurre debido a que el método de plegamiento por cizalle triangular genera una fuerte deformación en este sector, incluso provocando el volcamiento de los estratos. Lo anterior se tendrá en consideración para la construcción de la sección balanceada, de tal forma que se ajustará la inclinación de los limbos a los manteos reales medidos en superficie, manteniendo la consistencia con la geometría y el desplazamiento aplicado de la falla.

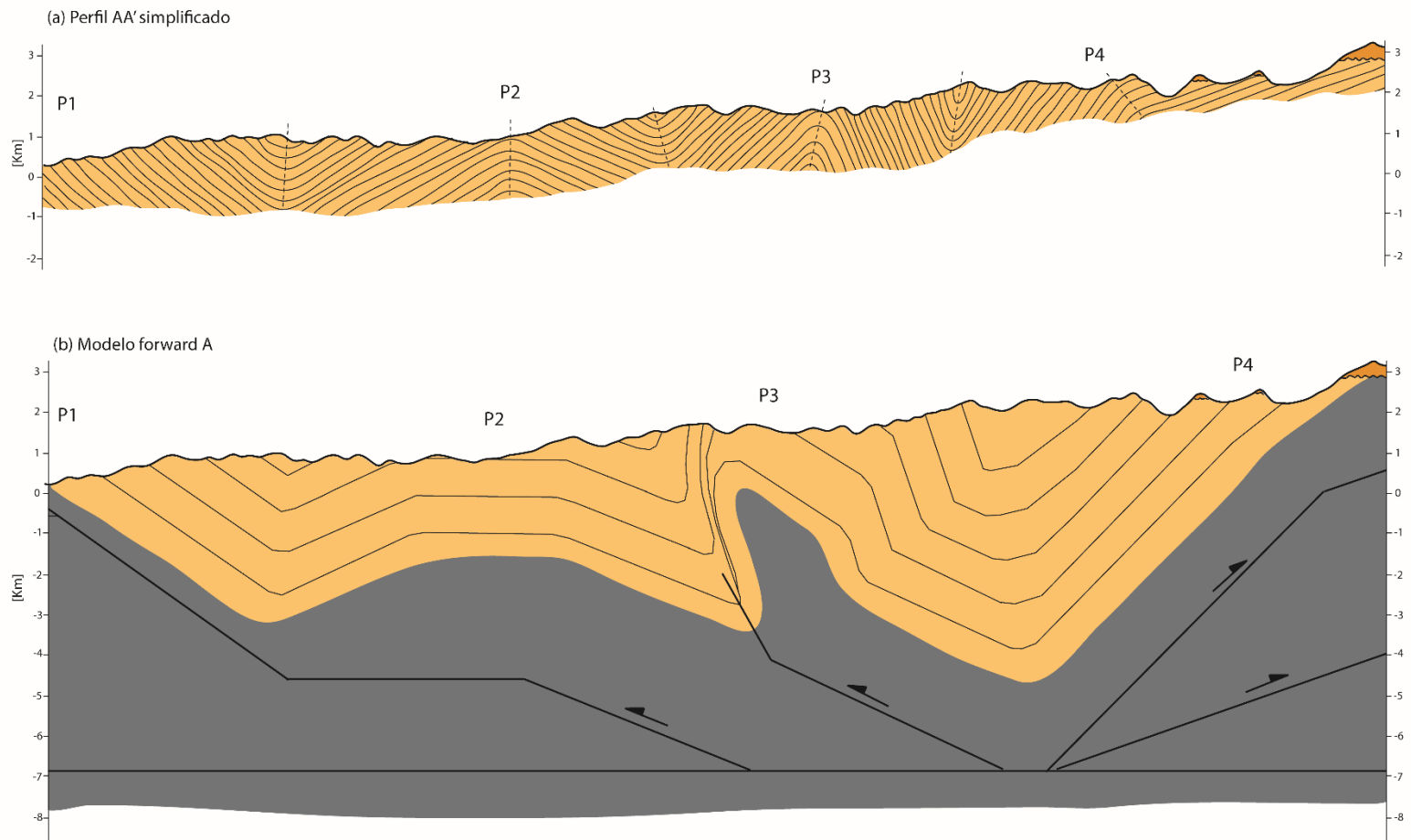


Figura 5.4 Comparación entre (a) perfil AA' simplificado y (b) modelo *forward* A. P1, P2, P3 y P4 indican la posición de los anticlinales incluidos en el modelo estructural. Los símbolos de manteo indican el manteo medido en superficie.

5.4 SECCIÓN ESTRUCTURAL BALANCEADA Y RESTAURACIÓN

Se construyó una sección balanceada del Perfil AA' y se realizó la reconstrucción palinspástica de los depósitos de la Unidad Volcano-sedimentaria del modelo, con el objetivo de validar la sección estructural, estimar el acortamiento mínimo, y determinar la distribución lateral y vertical de las facies definidas en el Capítulo 3. Los resultados de este procedimiento se muestran en la Figura 5.5.

La restauración se realizó de este a oeste, utilizando el siguiente procedimiento. En primer lugar, se restauró la falla F4 mediante el mecanismo *Move on Fault* uniendo capas con el método *Simple Shear*. En segundo lugar se restauró la falla F3 mediante el mecanismo *Move on Fault* uniendo capas con el método *Simple Shear*, y *Unfold*, mediante el método *Flexural Slip*. En tercer lugar se restauró la falla F2 utilizando los mismos mecanismos y métodos que la falla anterior. Finalmente, se restauró la falla F1, en forma similar las fallas F2 y F3. Los detalles del proceso de restauración se muestran en el Anexo A.

5.4.1 DESCRIPCIÓN DE LA SECCIÓN BALANCEADA

El modelo estructural presenta 4 fallas (F1, F2, F3 y F4) las cuales están conectadas a un despegue basal ubicado a *ca.* 8 km de profundidad (Figura 5.4). La falla F1 genera los pliegues P1 y P2, la falla F2 genera el pliegue P3, y las fallas F3 y F4 generan el pliegue P4.

El estilo de deformación correspondería a uno de piel fina, el cual involucra el sustrato de la Unidad Volcano-sedimentaria. Características como despegues basales a menos de 8 km de profundidad, estructuras de primer orden continuas en el rumbo y fallas inversas de bajo ángulo, permiten inferir este estilo de deformación (Cristallini, 1998).

Los pliegues P1 y P2 fueron interpretados como pliegues por flexura de falla, asociados a la falla F1, la cual presenta una geometría de rampa-flat-rampa. La rampa más somera presenta un manteo de 35°E y la rampa más profunda, de 27°E. Ambas están separadas por un flat a 5 km de profundidad. El rechazo de esta falla es de *ca.* 5 km. Debido a que al oeste de estos pliegues se observan afloramientos mesozoicos, la falla F1 puede ser interpretada como la falla del borde occidental de la cuenca de Abanico, y por lo tanto correspondería a un sistema estructural similar a la falla Portezuelo de Chada identificada hasta la latitud de Rancagua (Fock, 2005; Risetto, 2015).

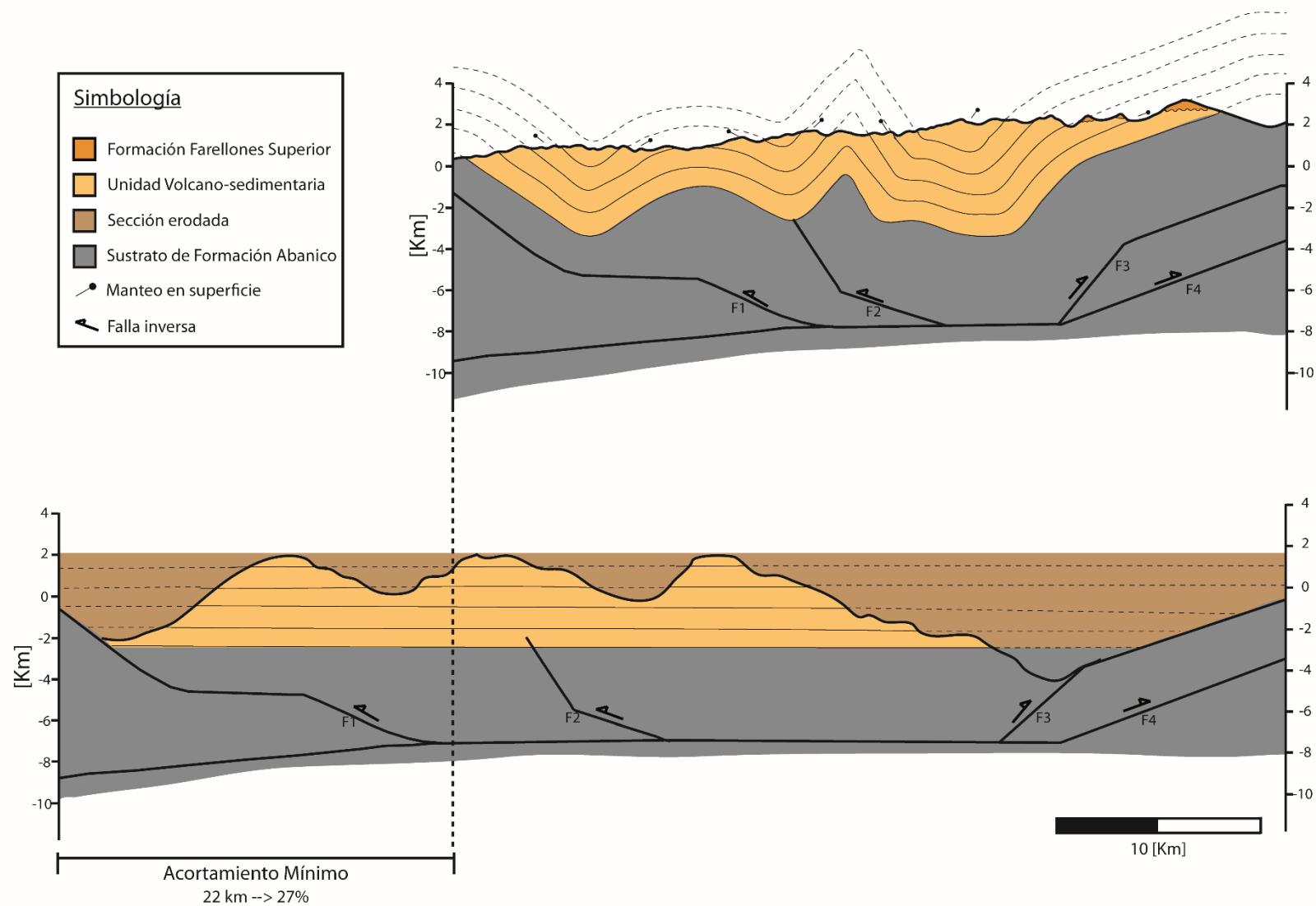


Figura 5.5 Restauración palinospástica del modelo estructural construido para la zona de estudio.

El pliegue P3 tiene geometría de pliegue por propagación asociado a la activación de la falla F2. Esta falla tiene un rechazo de *ca.* 2 km y presenta un cambio de manteo de 50°E a 20°E. El manteo de esta falla es bastante alto para ser una falla inversa, sin embargo es importante recordar que el pliegue generado por esta falla es una simplificación de una serie de pliegues apretados del Dominio Central. Esta falla puede ser interpretada como una falla fuera de secuencia de la falla F1 o como un retrocorrimiento de la falla F3.

El pliegue P4 fue modelado como el limbo trasero de un pliegue por flexura de la falla F3, en el cual el cambio de manteo es generado por la acción de la falla F4. La falla F3 tiene un rechazo de *ca.* 11 km, y la rampa presenta un cambio de manteo de 30°W a 20°W. La falla F4 tiene un rechazo de *ca.* 4 km y un manteo de 20°W. Ambas son fallas en secuencia. Es posible observar que la unidad bajo la falla F3 se muestra como indeterminada ya que no es posible asegurar que estas correspondan a la Formación Abanico o a unidades más antiguas. Lo anterior se debe a que este pliegue puede correlacionarse con un anticlinal de inversión reportado por Tapia (2015) en la cuenca del río Tinguiririca, y de ser así la falla F3 sería una falla invertida. Esto se retomará en el capítulo de discusiones.

El acortamiento mínimo estimado en la sección balanceada es del 27% y equivale a 22 km. El alzamiento máximo relativo es de 6,9 km, el cual se observa en el pliegue P4.

Con respecto a la relación estratigráfica de las facies de la Unidad Volcano-sedimentaria definidas en el Capítulo 3, y considerando la distribución de las estructuras, se concluye lo siguiente: las facies Volcánicas Occidentales corresponden a los miembros basales de la Unidad Volcano-sedimentaria; las facies Volcánicas Orientales y Volcano-sedimentarias corresponden a los miembros intermedios de la misma formación; las facies Tobáceas corresponden a los miembros superiores, coincidente con la datación U-Pb realizada en circones del techo de esta facies, la cual entregó una edad de *ca.* 18 Ma.

5.4.2 LIMITANTES DEL MODELO

Considerando el bajo control de la estratigrafía que se tiene del área de estudio debido a la ausencia de datos geocronológicos, se debe notar la importante incertidumbre sobre la profundidad de los despegues asociados a las fallas modeladas. Para restringir esta característica en los modelos propuestos es necesario contar con niveles guías, con contactos entre las unidades de la Formación Abanico, o con contactos entre ésta y formaciones más antiguas, datos con los cuales no se cuenta debido a la alta variación lateral de los afloramientos, a la abundante vegetación en los sectores más bajos y a la ausencia de formaciones más antiguas en la zona de estudio. La profundidad escogida para estos despegues es la mínima que permite generar las estructuras en superficie, teniendo como restricción la distancia lateral entre sus ejes. A pesar de esta incertidumbre, la cantidad de acortamiento tectónico no varía sustancialmente al variar la profundidad de los despegues, mientras se mantengan la restricción mencionada.

Con respecto a la metodología utilizada en la restauración, es importante notar que todos los pliegues fueron restaurados utilizando el mecanismo *Unfold*, a pesar de que están asociados a fallas. Esto se realizó ya que luego de restaurar mediante el mecanismo *Move on Fault*, los estratos quedaban aún muy plegados, en particular los del pliegue P3, en los cuales se observa

incluso una variación del espesor de los estratos luego de la primera etapa de restauración (Anexo A). Sin embargo, dado que se consideró como criterio la mantención del largo de líneas para la restauración, haber utilizado el mecanismo *Unfold* solo aporta en forma positiva a mejorar la precisión de la estimación del acortamiento.

Finalmente, es necesario mencionar que el software utilizado entrega una buena aproximación de la viabilidad de la geometría de las estructuras, sin embargo, presenta algunas restricciones que impiden realizar particularmente modelos *forward*, como por ejemplo la imposibilidad de construir pliegues por propagación de falla desde un despegue inclinado o de generar el desplazamiento del bloque colgante sobre el plano de falla sin plegarlo.

5.5 COMENTARIOS FINALES

El modelo estructural presentado permite estimar un acortamiento mínimo acomodado por la Cordillera Principal occidental entre $34^{\circ}20'S$ y $34^{\circ}40'S$ de 27%. Asimismo, dado que la profundidad de los despegues a los cuales se conectan las estructuras principales es la mínima requerida para el desarrollo de las estructuras observadas en superficie, se concluye que la deformación en esta zona involucra a unidades más antiguas que la Formación Abanico.

Por otro lado, se propone que las estructuras de primer orden de la zona de estudio serían bivergentes, presentando vergencia oeste los pliegues del Dominio Occidental, y vergencia este el monoclinial del Dominio Oriental.

Los resultados de este capítulo son retomados en el capítulo de discusiones con el fin de analizar el estilo de deformación dominante en la zona de estudio y la relación de la sección balanceada propuesta con el contexto regional. Además, junto con las edades de exhumación presentadas en el capítulo siguiente, es posible definir una evolución paleogeográfica de la zona de estudio, la cual es presentada en la sección final del capítulo de discusiones.

6. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

6.1 INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA

Los métodos termocronológicos han sido utilizados ampliamente en las últimas décadas para restringir la trayectoria de enfriamiento de las rocas exhumadas a través de la corteza superior. De esta forma, estos métodos han sido esenciales para comprender los procesos que desarrollan la topografía, en tiempos mayores a 10^4 años. Así, las edades de enfriamiento se interpretan como la edad de enfriamiento debido a exhumación, erosión, fallamiento y/o enfriamiento magmático.

En el presente capítulo se reportan nuevas edades de enfriamiento para la zona de estudio y se utilizan edades ya publicadas. Estas en conjunto con el modelo estructural presentado en el capítulo previo y a las características estratigráficas y estructurales observadas, permiten inferir la historia de exhumación por alzamiento tectónico ocurrida en el área. Este último resultado indica el sentido de la deformación o transporte tectónico, por lo tanto aporta datos útiles para validar o cuestionar los modelos estructurales de escala cortical presentados para la zona central de Chile.

Para el análisis de la historia de exhumación de la zona de estudio se utilizaron siete edades del sistema (U-Th)/He en apatito, tres edades de trazas de fisión en apatito y dos edades de trazas de fisión en circón. Las temperaturas de cierre de estos sistemas van entre 300°C y 40°C (Tabla 6.1), lo cual permite monitorear la historia de enfriamiento de las rocas en la zona superior de la corteza, abarcando todo el dominio frágil de ésta (Figura 6.1). Para más información sobre los principios en los cuales se basan estos métodos revisar el Anexo B.

Tabla 6.1. Rango de temperaturas de cierre para los sistemas termocronológicos utilizados en este trabajo. Referencias en Anexo B – Termocronología Cuantitativa.

Rango de Temperatura	Método Utilizado
300°C - 200°C	Trazas de Fisión en Circón
110°C - 60°C	Trazas de Fisión en Apatito
85°C - 40°C	(U-Th)/He

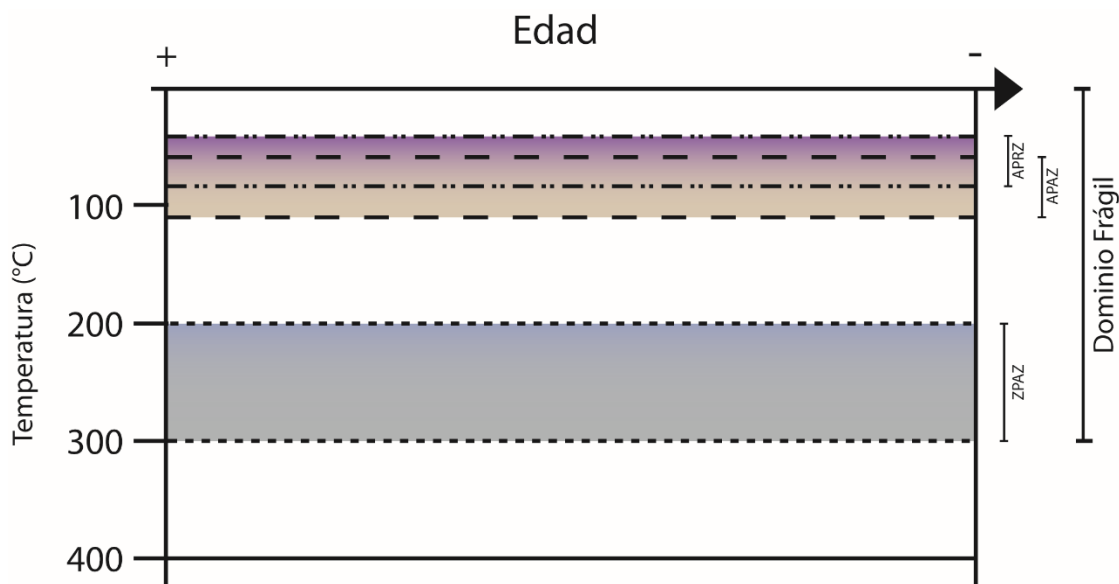


Figura 6.1. Temperaturas de cierre de los sistemas termocronológicos utilizados en este estudio. APRZ: apatite partial retention zone; APAZ: apatite partial annealing zone; ZPAZ: zircon partial annealing zone. Modificado de Blichau (2004).

Las edades de He fueron obtenidas en el *Berkeley Geochronology Center*, de la Universidad de Berkeley, California, Estados Unidos, bajo la supervisión de David Shuster. Las edades de trazas de fisión fueron tomadas de los trabajos de Farías *et al.* (2008) y Maksaev *et al.* (2009). Para las muestras tomadas de Farías *et al.* (2008), se contó además con los datos de edad de cada grano de apatito y de largo de trazas.

La metodología para obtener las edades de (U-Th)/He fue la siguiente:

- Selección de 3 cristales por muestra, idealmente de forma euédrica, con ancho mayor a 90 μm y sin inclusiones.
- Medición de las dimensiones de cada cristal - largo y ancho - utilizando el Software *Image pro-Express*, con lo cual se obtuvo el factor de corrección F_T . Luego de esto cada cristal es introducido en un tubo de platino, el cual es sellado por ambos extremos.
- Obtención de las concentraciones de cada isótopo para cada cristal.
- Corrección, mediante el factor F_T de las edades obtenidas.

Para interpretar la historia de enfriamiento entregada por las trazas de fisión, se generaron modelos de inversión utilizando el software HeFTy (Ketcham, 2005). Este software, utilizando los datos de largo y edad de trazas, busca la solución que mejor se ajusta a los datos, dentro de diez mil modelos *forward* generados (modelo *Montecarlo*).

6.2 RESULTADOS

Las siete muestras con edades de (U-Th)/He se encuentran entre 300 y 2400 m s.n.m., y los resultados varían entre $7,56 \pm 0,01$ y $24,27 \pm 0,08$ Ma (1σ). Las edades de trazas de fisión en apatito varían entre $5,6 \pm 1,5$ y $46,1 \pm 5,8$ Ma (1σ) y sus respectivas muestras se encuentran entre 300 y 1800 m s.n.m. Las edades de trazas fisión en circón son de $13,8 \pm 0,7$ y 106 ± 8 Ma (1σ), con alturas de 1787 y 304, respectivamente. El largo promedio de las trazas de fisión en apatito es para las tres muestras $>13,69 \mu\text{m}$ y la desviación estándar es $<1,78 \mu\text{m}$.

Del total de muestras, una se encuentra en el margen oriental de la Cordillera de la Costa (F4-01), cinco se encuentran en el Dominio Occidental (FA-01-01, FA4-01-01, FA4-01-02A, FA5-01-04, F4-02), tres en el Dominio Central (FA2-05-03, FA2-08-04, FA6-01-04), y una en el Dominio Oriental (ETP-17). En la Figura 6.2 se indica la ubicación de las muestras utilizadas en el Perfil AA', la cual también se indica en forma precisa en la Tabla 6.2.

En la Tabla 6.3 se presentan las edades de enfriamiento utilizadas. Las edades de (U-Th)/He corresponden a la edad media ponderada de cada muestra. Las edades de trazas de fisión corresponden a la edad combinada (*pooled age*) de la muestra. En la Figura 6.2 se muestra la posición de cada muestra relativa al perfil AA'. El detalle de los resultados analíticos del método (U-Th)/He se encuentra en el Anexo C.

Es importante mencionar que para las muestras del Dominio Occidental de las cuales se tienen edades de (U-Th)/He no se tienen edades estratigráficas, por lo que no es posible asegurar que estas edades corresponden realmente a edades de enfriamiento y no de depósito. Sin embargo, la muestra F4-02 con una edad AFT de ~ 31 Ma, se encuentra estratigráficamente sobre la muestra FA-01-01 (edad He ~ 24 Ma), por lo que la edad de (U-Th)/He de esta última probablemente corresponde a su edad de enfriamiento. Dado que el resto de las edades de (U-Th)/He del Dominio Occidental son similares (todas entre ~ 24 y 18 Ma), se considera que es más probable que estas correspondan a edades de enfriamiento debido a exhumación y no a sus edades de depósito.

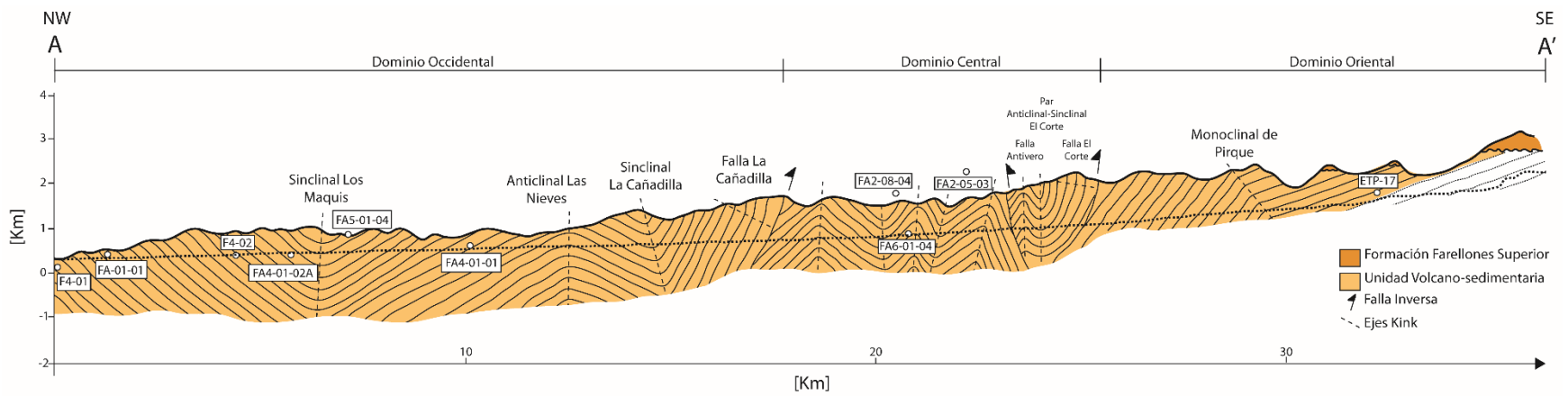


Figura 6.2 Perfil estructural esquemático con la posición relativa de las muestras datadas. La línea punteada indica la posición del *talweg* del río Claro de Rengo.

Tabla 6.2 Ubicación de las muestras utilizadas en el análisis de la exhumación del área de estudio. ¹dato tomado de Farías *et al.* (2008); ²dato tomado de Maksaev *et al.* (2009).

Muestra	Formación o Unidad	Posición UTM		Altitud [m]	Distancia en perfil AA' [km]
		E	N		
FA-01-01	Unidad Volcano-sedimentaria	334160	6189942	423	2.66
FA4-01-02A	Unidad Volcano-sedimentaria	332483	6182297	433	7.23
FA5-01-04	Unidad Volcano-sedimentaria	327604	6175723	892	8.56
FA4-01-01	Unidad Volcano-sedimentaria	336107	6180733	660	10.98
FA2-08-04	Unidad Volcano-sedimentaria	345950	6175067	1712	22.3
FA6-01-04	Unidad Volcano-sedimentaria	349255	6178703	983	22.5
FA2-05-03	Fm. Farellones Superior	348390	6174910	2387	24.6
F4-01 ¹	Fm. Las Chilcas	325165	6182809	304	0
F4-02 ¹	Unidad Volcano-sedimentaria	331219	6182832	405	5.62
ETP-17 ²	Stock Arboleda Grande	358493	6174893	1787	34.8

Tabla 6.3 Resumen de las edades de enfriamiento utilizadas. AFT: trazas de fisión en apatito, ZFT: trazas de fisión en circon. ¹dato tomado de Farías *et al.* (2008); ²dato tomado de Maksaev *et al.* (2009).

Muestra	Tipo de Datación	Edad [Ma]	err (1 σ)
FA-01-01	(U-Th)/He	24.27	0.08
FA4-01-02A	(U-Th)/He	21.26	0.09
FA4-01-01	(U-Th)/He	18.85	0.06
FA5-01-04	(U-Th)/He	18.81	0.12
FA6-01-04	(U-Th)/He	7.56	0.01
FA2-08-04	(U-Th)/He	10.92	0.01
FA2-05-03	(U-Th)/He	11	0.01
F4-01 ¹	AFT	46.10	5.80
F4-02 ¹	AFT	31	6.30
ETP-17 ²	AFT	5.60	1.50
F4-01 ¹	ZFT	106	8.00
ETP-17 ²	ZFT	13.80	0.70

En la Figura 6.3 se presenta la relación entre las edades de enfriamiento y la altura, y entre las edades de enfriamiento y su posición con respecto al perfil AA'. En el gráfico (a) se observa, a grandes rasgos, una relación negativa entre la edad de enfriamiento y la altitud, es decir, las muestras que se encuentran en zonas más bajas, presentan edades de enfriamiento mayores. Esta relación es clara para las edades de trazas de fisión, a diferencia de las edades de He. Sin embargo, al separar las muestras según dominios estructurales, es posible notar que las del Dominio Occidental sí siguen esta relación negativa entre ellas. En forma contraria, las muestras del Dominio Central presentan una relación positiva entre las edades y la altura. Si se consideran las muestras que se encuentran a alturas distintas, pero en latitud

y longitud similar, es decir formando un perfil vertical, se observa una relación positiva entre las variables, en otras palabras, las muestras con menor altura presentan edades más jóvenes. En particular, esto se observa para las tres muestras del Dominio Central.

El gráfico (b) (Figura 6.3) muestra una disminución de la edad de enfriamiento de oeste a este, es decir, las muestras que se encuentran en el Dominio Occidental presentan edades mayores que aquellas del Dominio Central, y estas a su vez, presentan edades mayores que las del Dominio Oriental.

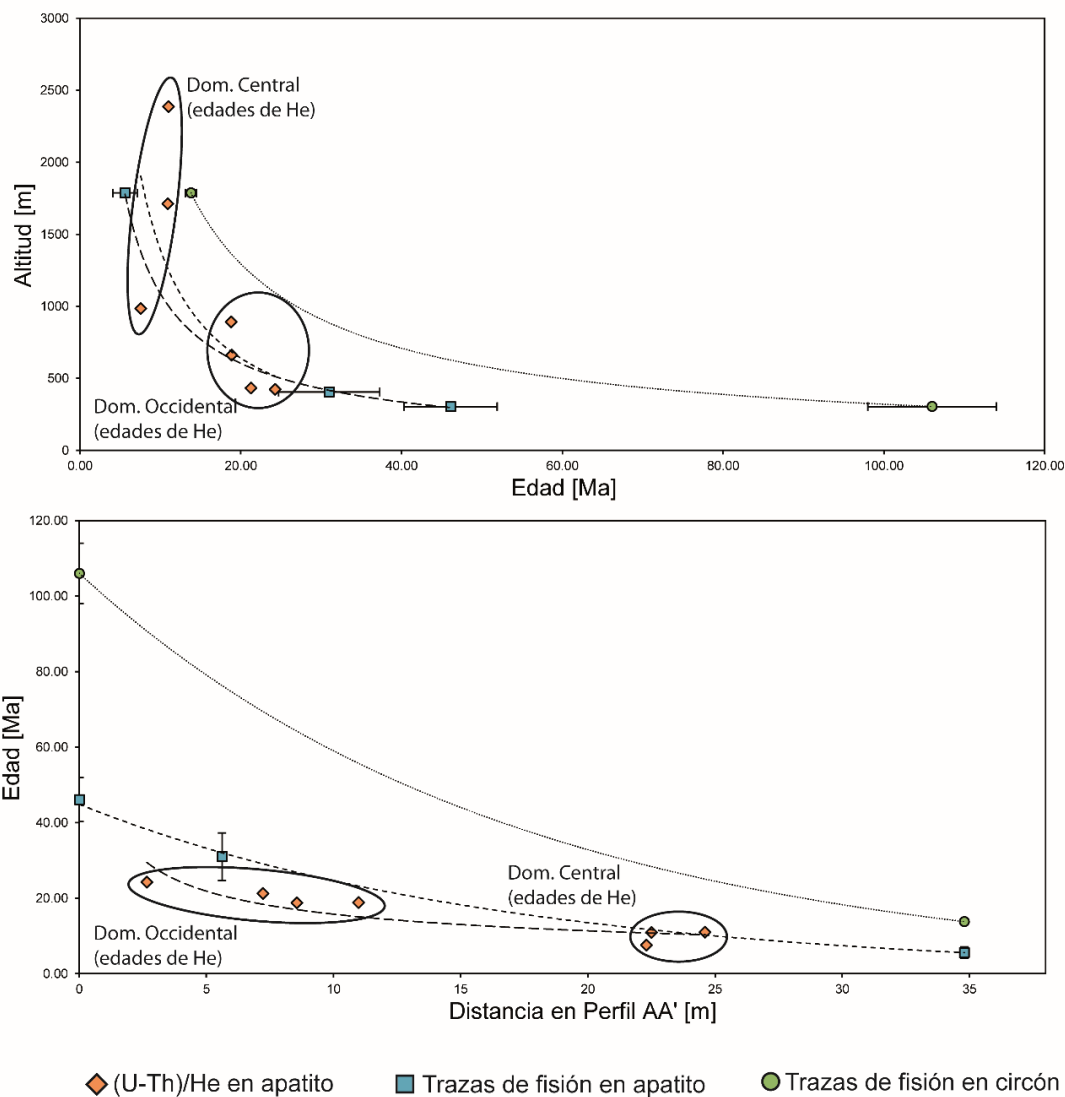


Figura 6.3 Relación entre edades termocronológicas y (a) altitud de cada muestra, y (b) distancia en el perfil AA'. Las barras de error indican el error considerando 1σ para las edades.

6.2.1 MODELOS DE INVERSIÓN DE TF EN APATITO

Para interpretar los datos de trazas de fisión en apatito, se realizaron modelos de inversión con el software HeFTy. Se utilizó el modelo de *annealing* de Ketcham *et al.* (1999) y el modelo de proyección en el eje c de Donelick *et al.* (1999), con la opción de irradiación de Cf activada. Para el dato de edad, se utilizó el modo de incertidumbre 2σ , y para los datos de largo, se utilizó el método de bondad de ajuste (*GOF, goodness of fit*) de Kuiper (Kuiper, 1960). Como parámetro cinemático se utilizó el *Dpar*, el cual corresponde al diámetro máximo del surco dejado por la traza de fisión paralelo al eje c, en la superficie pulida y lavada. En general, trazas en apatito con un valor de *Dpar* bajo, desaparecen más rápido que aquellas con un *Dpar* más alto. Asimismo, las trazas con un valor de *Dpar* cercano a 1.5 μm desaparecen para temperaturas mayores a 100°C, mientras que trazas con *Dpar* mayor a 3 μm sobreviven hasta temperaturas mayores a 150°C (Ketcham *et al.*, 1999). Este tipo de características se asocia con el grado de solución sólida entre F y Cl en el apatito, entregando distintos rangos posibles para la zona de borrado parcial de trazas (Rodríguez, 2013).

Las restricciones que se impusieron a los modelos fueron las siguientes:

- La temperatura actual de las muestras es de 20°C (T superficial).
- El rango de temperatura para la edad combinada $\text{AFT} \pm 1\sigma$ es entre 50 y 180°C.
- El rango de temperatura para la edad combinada $\text{ZFT} \pm 1\sigma$ es entre 200 y 300°C.
- La temperatura al momento de depositarse la roca fue mayor a 300°C.

Asimismo, debido a su ubicación, se consideró que la muestra F4-01 pertenece a la Formación Las Chilcas (Godoy *et al.*, 2009) y que la muestra F4-02 pertenece a la Formación Abanico. En el trabajo de Godoy *et al.* (2009) se presenta una edad K-Ar para una muestra cercana a F4-01 de 138 ± 4 Ma, por lo que se considerará que F4-01 tiene la misma edad estratigráfica. Por otro lado, dado que no se cuentan con datos geocronológicos para la muestra F4-02, se considerará que su edad de depósito es igual o menor a 43 ± 0.4 Ma, que corresponde a la edad máxima reportada por Fock (2005) para la Formación Abanico. Si bien no es posible asumir esta edad de depósito para la muestra F4-02, es necesario contar con una edad estratigráfica para generar el modelo de inversión y para conocer si la muestra está reseteada o no.

La Figura 6.4 muestra los resultados para la muestra F4-01. La edad combinada se obtiene a partir de la edad de 22 cristales de apatitos, y la distribución de largos, a partir de 27 trazas. La Figura 6.5 muestra los resultados para la muestra F4-02. La edad combinada se obtiene a partir de 22 cristales de apatitos y la distribución de largos, a partir de 66 trazas.

Los modelos generados presentan dos áreas de distinto color que indican un ajuste bueno entre el modelo y los datos (área rosada), y un ajuste aceptable entre el modelo y los datos (área verde). Un resultado bueno implica que las trayectorias de tiempo-temperatura están respaldadas por los datos, mientras que las trayectorias tiempo-temperaturas aceptables no pueden ser descartadas por los datos.

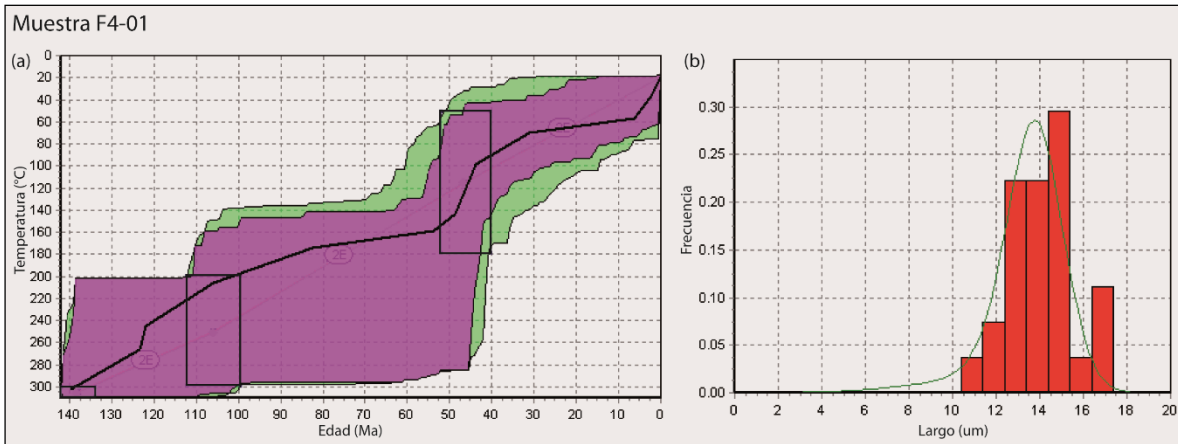


Figura 6.4 Modelo de enfriamiento de la muestra F4-01 realizado en el software HeFTy. Edad combinada: $46,1 \pm 5,8$ Ma; edad TF más antigua: $52,6 \pm 6,6$ Ma; comienzo enfriamiento: $\geq 52,6 \pm 6,6$ Ma; GOF edad: 0,99; GOF largo: 1 (a) Trayectorias de tiempo-temperatura. La línea negra corresponde a la solución que más se ajusta a los datos medidos. Los rectángulos indican las restricciones impuestas al modelo. (b) Distribución de largo de trazas de la muestra F4-01.

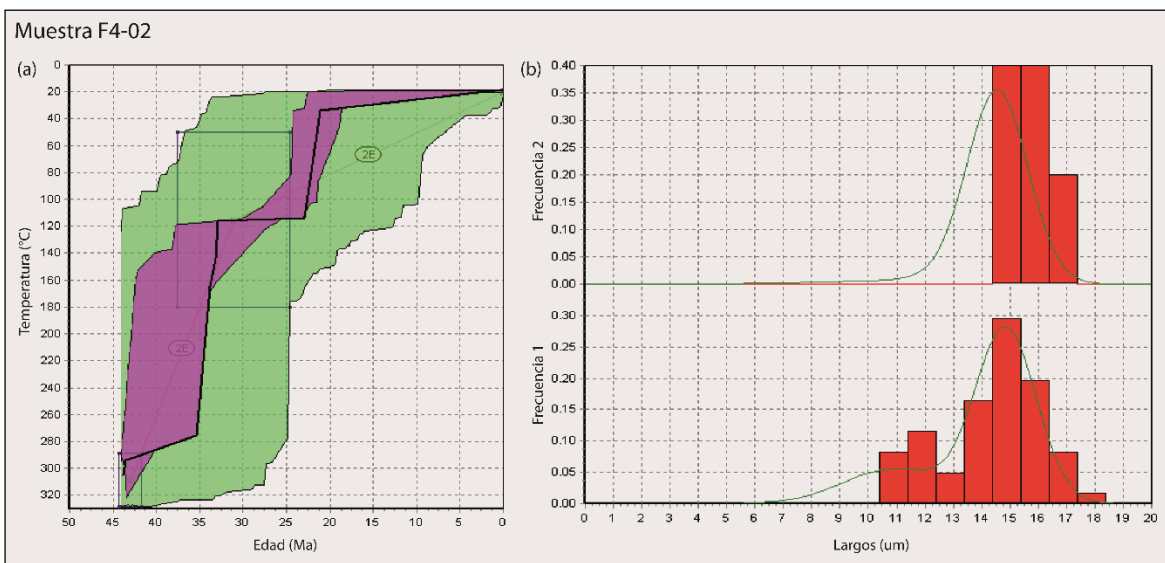


Figura 6.5 Modelo de enfriamiento de la muestra F4-02 realizado en el software HeFTy. Edad combinada: $31 \pm 6,3$ Ma; edad TF más antigua: $37 \pm 7,5$ Ma; comienzo enfriamiento: $\geq 37 \pm 7,5$ Ma; GOF edad (familia 1): 0,98; GOF largo (familia 1): 0,22; GOF edad (familia 2): 0,98; GOF largo (familia 2): 0,86; (a) Trayectorias de tiempo-temperatura. La línea negra corresponde a la solución que más se ajusta a los datos medidos. Los rectángulos indican las restricciones impuestas al modelo. (b) Distribución de largo de trazas de la muestra F4-02.

6.3 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LAS EDADES DE ENFRIAMIENTO

6.3.1 TRAZAS DE FISIÓN

La muestra F4-01 presenta una edad combinada de ZFT sustancialmente menor que la edad estratigráfica (Figura 6.4), por lo tanto, se considera que la edad está reseteada. Asimismo, dado que la muestra corresponde a un toba, y que la edad estratigráfica representa la edad del enfriamiento en superficie de la roca, debiese existir un período de enterramiento y posterior exhumación, que quedaría registrada con la edad combinada ZFT. En otras palabras, la diferencia de edades entre las dataciones K/Ar y ZFT (>30 My) es demasiado alta para presumir que esta roca se mantuvo desde su formación en superficie, y que tardó este periodo de tiempo en alcanzar la temperatura de cierre del sistema ZFT. Por lo tanto se asume, que la roca se depositó a los 138 ± 4 Ma, luego debió enterrarse para aumentar su temperatura, para luego volver a exhumarse y alcanzar la temperatura de cierre del sistema termocronológico antes mencionado a ~ 106 Ma.

El histograma de largos de trazas muestra una distribución normal unimodal, lo cual indica una historia de enfriamiento simple (*sensu* Gallagher *et al.*, 1998). La trayectoria de tiempo-temperatura que mejor se ajusta a los datos (línea negra en Figura 6.4a) indica un enfriamiento rápido por la zona de borrado parcial de trazas en apatito (APAZ: *apatite partial annealing zone*) lo cual es consistente con el largo de trazas promedio relativamente alto (13.69 ± 0.28 μm) y una desviación estándar baja (1.44 μm). Sin embargo, es importante notar que el ajuste bueno entre el modelo y los datos (área rosada) abarca prácticamente toda el área impuesta por la restricción de la edad $\text{AFT}\pm 1\sigma$, por lo tanto existen muchas posibles trayectorias de tiempo-temperatura.

El modelo muestra un rápido enfriamiento desde $\sim 140^\circ\text{C}$ hasta 100°C entre ~ 49 y 44 Ma, y luego un enfriamiento medio desde $\sim 100^\circ\text{C}$ hasta 70°C entre los ~ 44 y 31 Ma. Edades de enfriamiento similares fueron reportadas por Fock (2005) en el margen oriental de la Cordillera de la Costa entre 33 y 34°S , las cuales fueron interpretadas como un evento de exhumación durante el Eoceno medio, el cual dio origen a una *proto* Cordillera de la Costa. Estas edades coinciden con la orogenia incaica, la cual desarrolló un extenso relieve durante el Eoceno Medio desde el sur de Perú hasta la región central de Chile (Charrier *et al.*, 2009). Asimismo, esta exhumación también puede ser interpretada como la exhumación del bloque yacente en respuesta a la extensión que dio origen a la cuenca de Abanico en el Eoceno Medio (Farías *et al.*, 2008; 2010).

A partir de ~ 6 Ma se observa otro periodo de enfriamiento rápido, desde $\sim 57^\circ\text{C}$, el cual puede relacionarse con el evento de exhumación propuesto por Makshev *et al.* (2009) que habría ocurrido entre ~ 6 y 3 Ma en la zona central de Chile. Este periodo de enfriamiento se observa en la mayoría de los plutones datados por los autores, entre ellos el stock Arboleda Grande (muestra ETP-17). En el artículo se propone que este evento de exhumación estaría relacionado con la migración de la dorsal de Juan Fernández hacia el sur. No obstante, es sumamente difícil que este proceso sea el gatillante de la exhumación debido a su gran lejanía (más de 200 km al norte). Edades similares han sido ampliamente reportadas desde 27°S hasta 38°S (Farías *et al.*, 2008; Spikings *et al.*, 2008; Rodríguez, 2013) coincidiendo con un

amplio evento de cabalgamientos fuera de secuencia y altas tasas de alzamiento en los Andes Centrales del Sur (Farías *et al.*, 2008; Farías *et al.*, 2010; Mescua *et al.*, 2014; Tapia, 2015; Tapia *et al.*, 2015), así como con un aumento de la velocidad absoluta hacia el oeste del continente Sudamericano (Silver *et al.*, 1998).

Para realizar el modelo de inversión de la muestra F4-02 (Figura 6.5) se separó la población de largos en dos familias utilizando como criterio cinemático el *Dpar*. Ambas familias presentan un histograma con distribución unimodal asimétrica indicando un enfriamiento progresivo lineal (*sensu* Gallagher *et al.* 1998), lo cual se observa entre ~35 y 23 Ma dentro de la zona de borrado parcial de trazas. Sin embargo, esta muestra presenta una edad combinada de AFT que, al considerar un error de 2σ , coincide estadísticamente con la edad estratigráfica utilizada. Por lo anterior, se considera que las trazas de fisión de esta muestra no fueron borradas y se acumularon desde la formación del mineral, siendo probablemente esta edad AFT su edad estratigráfica. Aun así, del modelo de inversión se desprende que el enfriamiento por la zona de borrado parcial de trazas fue relativamente lento y que luego, a *ca.* 23 Ma, existe un enfriamiento muy rápido coincidente con las edades de (U-Th)/He del Mioceno temprano registradas en las muestras del Dominio Occidental. A diferencia de la muestra F4-01, en el modelo de esta muestra el ajuste bueno entre el modelo y los datos (área rosada) es acotado y sigue un patrón similar que la trayectoria de tiempo-temperatura que más se ajusta a los datos (línea negra).

6.3.2 COMPARACIÓN DE LA MAGNITUD DE EXHUMACIÓN

Con el objetivo de comparar la magnitud de exhumación entregada por la sección estructural balanceada y por los termocronómetros, se compara la cantidad de denudación entregada por los modelos estructurales y la exhumación estimada con las edades de enfriamiento. La sustracción de estos valores, indicaría el espesor destechado de la Unidad Volcano-sedimentaria.

Con la sección balanceada se puede determinar una cantidad mínima de exhumación sobre un punto dado (midiendo el espesor de material removido sobre la topografía), así como determinar un área promedio de material exhumado para una zona. Para estimar un espesor promedio denudado en la zona de estudio, se calculó el área erodada de la Unidad Volcano-sedimentaria en la sección estructural balanceada (Figura 5.5) y luego se divide por el largo de la sección balanceada. El resultado de este ejercicio dio un total de 150 km² mínimos denudados para la zona de estudio, equivalente a 2,5 km de espesor mínimo denudado.

Para estimar la magnitud de exhumación mediante las edades de enfriamiento se requiere tener edades de distintos sistemas termocronológicos con temperaturas de cierre relativamente altas. Maksaev *et al.* (2009) presenta edades de trazas de fisión en apatito (AFT), trazas de fisión en circón (ZFT) y del sistema Ar/Ar en biotita, para distintos plutones de la Cordillera Principal entre 33-35°S. En todos los casos, incluyendo el stock Rosario de Rengo (Arboleda Grande en este trabajo, muestra ETP-17), la edad ZFT y Ar/Ar coinciden estadísticamente, mientras que para la mayoría de los plutones la edad AFT es entre 2 y 7 Myr más joven que la edad ZFT. Debido a esta coincidencia entre las edades ZFT y de Ar/Ar, Maksaev *et al.* (2009) infieren un rápido enfriamiento post-magmático *in situ* de los cuerpos, en zonas someras de la corteza. Considerando lo anterior, Maksaev *et al.* (2009) estiman una

exhumación de 8 km, asumiendo un gradiente geotermal de 30°C/km. Esto indica un máximo de exhumación Neógena de 8 km para los Andes de Chile Central. Si se considera un gradiente geotermal mayor, la exhumación habría sido menor.

El espesor denudado estimado con las secciones estructurales es considerablemente menor que la exhumación estimada con los termocronómetros por Maksaev *et al.* (2009). Sin embargo es importante considerar que los 8 km de exhumación corresponden a un máximo, los 2.5 km de denudación corresponden a un mínimo, y que la historia de enfriamiento de las rocas durante el periodo comprendido entre las edades de ZFT y AFT es desconocida, pues no se generó una trayectoria de enfriamiento para este periodo (Figura 6.6).

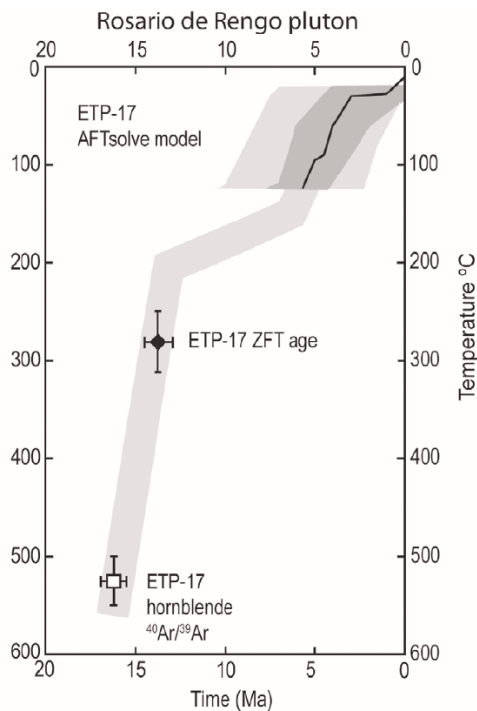


Figura 6.6 Modelo de inversión de la muestra ETP-17 realizado en AFTSolve. La línea negra indica la trayectoria de enfriamiento que más se ajusta a los datos. Tomado de Maksaev *et al.* (2009).

Considerando lo anterior, se puede estimar la exhumación sufrida por la roca desde los *ca.* 5 Ma, considerando el termocronómetro de trazas de fisión en apatito. La temperatura superior de la zona de borrado parcial de trazas es de ~120-110°C. Considerando un gradiente geotermal de 30°C y una temperatura superficial de 25°C, la exhumación desde la zona de borrado parcial de trazas en apatito habría sido entre 3,2 y 2,8 km. Con este dato y el espesor denudado estimado con las secciones balanceadas, se puede estimar el espesor destechado de la Unidad Volcano-sedimentaria, el cual da un valor entre 0,3 y 0.7 km.

Finalmente, en la discusión anterior, se considera que la exhumación/denudación es uniforme en todo el ancho del orógeno, sin embargo esto no es necesariamente así. Por ejemplo, Fock (2005) sugiere que la denudación fue mayor en el tramo oriental de la cuenca de Abanico,

entre 33°S y 34°S, mientras que Farías *et al.* (2008) muestran que la exhumación de la Cordillera Principal oriental fue mayor que la de la Cordillera Principal occidental, y esta a su vez fue mayor que la del frente oriental de la Cordillera de la Costa, entre 33°S y 35°S.

6.4 COMENTARIOS FINALES

De acuerdo a los datos termocronológicos utilizados en este trabajo se distinguen tres eventos de exhumación:

- Evento 1, de edad Eoceno Medio. Correspondería a un evento de exhumación del margen oriental de la Cordillera de la Costa. Está registrado en el modelo de inversión de las trazas de fisión en apatito de la Formación Las Chilcas, el cual indica un rápido periodo de exhumación entre ~49 y 44 Ma.
- Evento 2, de edad Oligoceno Superior a Mioceno Inferior. Corresponde a un evento de exhumación del frente occidental de la Cordillera Principal, en particular del Dominio Occidental definido en este trabajo. Este evento queda registrado por las edades de (U-Th)/He en muestras de la Unidad Volcano-sedimentaria ubicadas en el Dominio Occidental, que revelan un período de exhumación entre ~24 y 18,8 Ma, y por el rápido enfriamiento a ~22-23 Ma registrado en el modelo de inversión de trazas de fisión de la muestra F4-02.
- Evento 3, de edad Mioceno Superior. Corresponde a un evento de exhumación que habría afectado a gran parte de la Cordillera Principal, de acuerdo a las edades de (U-Th)/He del Dominio Central que registran un periodo de exhumación entre ~10,9 Ma y 7,5 Ma, al modelo de inversión de la muestra de la Formación Las Chilcas que muestra un enfriamiento lineal post ~6 Ma, y a la edad AFT del Dominio Oriental de ca. 5,6 Ma obtenida por Maksaev *et al.* (2009).

Asimismo, las edades de los tres sistemas termocronológicos utilizados indican que la exhumación de las rocas fue de oeste a este, lo cual permite inferir un transporte tectónico en la misma dirección desde el Eoceno Medio.

Los resultados anteriores serán retomados en las discusiones con el fin de relacionar los eventos de exhumación registrados en la zona de estudio con eventos reportados a otras latitudes en la zona central de Chile, y con el objetivo de aportar más datos para verificar la validez de los modelos de escala cortical.

7. DISCUSIÓN

En el presente capítulo se discuten los resultados presentados en los capítulos previos, para finalizar con la propuesta de un modelo evolutivo de la zona de estudio. En particular, en las siguientes secciones se analizan las características que se desprenden del modelo estructural, así como el estilo de deformación que se infiere a partir de este, y la relación de los eventos de exhumación con el contexto regional y cómo se interpretan las causas de éstos. Finalmente, a partir de lo anterior se argumenta cuál de los modelos de escala cortical explica en forma más óptima la deformación ocurrida en la zona de estudio.

7.1 ACORTAMIENTO, VERGENCIA Y ESTILO DE DEFORMACIÓN

El modelo estructural propuesto involucra deformación del sustrato de la Formación Abanico, en el cual el despegue basal se encuentra a *ca.* 8 km de profundidad (Figura 7.1). Existen características para suponer que la deformación en la zona de estudio es de piel final. Entre ellas se distingue el hecho de que las estructuras de primer orden son continuas en el rumbo por más de 20 km, que las longitudes de onda son menores a 5 km y que el despegue basal se encuentra a una profundidad igual o menor a 8 km. Asimismo, en la zona no se observan afloramientos de basamento, lo cual también es otro indicio de un estilo de deformación de piel final.

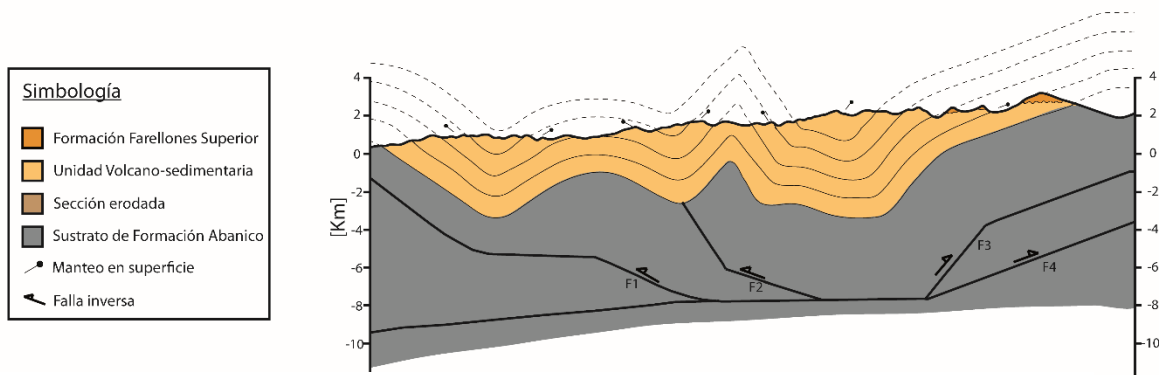


Figura 7.1 Modelo estructural propuesto para la zona de estudio.

El acortamiento tectónico mínimo estimado es de 27%, el cual es similar con los estimados en zonas aledañas al área de estudio (Tabla 7.1). Lo anterior indica que el acortamiento de la corteza acomodado en la Cordillera Principal occidental es igual en gran parte de la zona central de Chile y varía entre 17 y 27%.

Tabla 7.1 Tabla comparativa de acortamiento tectónico estimado a diferentes latitudes de la Cordillera Principal occidental. ¹Quiroga (2013), ²este trabajo, ³Tapia (2015), ⁴Astaburuaga (2014).

Latitud	Ancho de la región restaurada [Km]	Acortamiento [Km]	Acortamiento [%]
33°S ¹	44,4	8 - 9,5	15,2 - 17
34°S ²	36	22	27
35°S ³	64	18 - 20	23,8
36°S ⁴	28	9	24

El modelo propuesto para el frente occidental de la Cordillera Principal muestra una doble vergencia de las estructuras de primer orden. En particular, en el Dominio Occidental de la zona de estudio la vergencia de las estructuras es oeste, mientras que en el Dominio Oriental, la vergencia es hacia el este. Con respecto a los pliegues del Dominio Central, estos fueron modelados con vergencia al oeste considerando el análisis de las elipses de deformación (sección 5.3.2), sin embargo no es posible descartar que su vergencia sea en sentido contrario. En la Figura 7.2 se puede observar que los ejes de los pliegues son sub-verticales y por ende, las fallas que generarían estos pliegues podrían presentar manteos hacia el oeste o hacia el este. En esta misma figura, se muestran algunas opciones de estructuras en profundidad para estos pliegues.

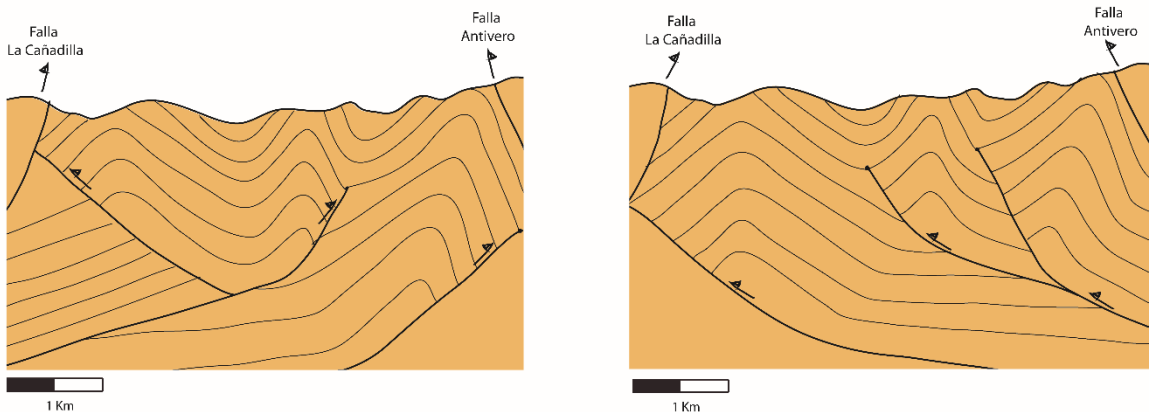


Figura 7.2 Sección estructural esquemática del Dominio Central. En los esquemas es posible observar las posibles geometrías de las estructuras en profundidad según lo observado en superficie.

Con respecto al estilo de deformación involucrado en el alzamiento de este segmento cordillerano, es importante señalar que no se tienen evidencias directas de inversión tectónica. Sin embargo, existen cuatro rasgos de la zona de estudio que podrían ser indicativos de ésta. En primer lugar, fallas de alto ángulo, como las fallas Antivero y El Corte, podrían ser interpretadas como fallas normales invertidas, ya que las fallas inversas suelen tener ángulos de máximo 30°(McClay 1999a). A pesar de que son estructuras menores, podrían interpretarse como fallas de colapso del bloque colgante durante la extensión, y que posteriormente se habrían invertido.

En segundo lugar, el monoclinial de Pirque, que corresponde a un rasgo de primer orden de la zona de estudio y que presenta una media longitud de onda de *ca.* 10 km, es comparable con el limbo trasero del anticlinal más occidental del modelo estructural presentado por Tapia (2015) para la cuenca del río Tinguiririca, el cual, según el autor, habría sido formado por la inversión de una falla de basamento, conformando actualmente un anticlinal de inversión. A pesar de que en el presente estudio este monoclinial se modeló como el limbo trasero de un pliegue de piel fina, formado por la superposición de dos bloques, el modelo estructural presentado comprende una alternativa viable y admisible, pero no se pueden descartar otras opciones, que también son consistentes con el contexto regional.

En tercer lugar, dado que los afloramientos del borde oriental de la Cordillera de la Costa corresponden a rocas mesozoicas, se infiere que la falla de borde de la cuenca de Abanico debiese encontrarse en la angostura de Pelequén o bajo los depósitos más occidentales de la Unidad Volcano-sedimentaria. Considerando esto, se propone que esta sería aquella que actualmente forma el sinclinal Los Maquis, y por ende sería una falla invertida.

Finalmente, la relación de contacto discordante entre la Unidad Volcano-sedimentaria y la Formación Farellones Superior observada en la zona de estudio, indicaría un cambio en el régimen tectónico, lo cual permite inferir la inversión de la cuenca de Abanico.

7.2 EDAD DE LA DEFORMACIÓN Y RELACIÓN CON EL CONTEXTO REGIONAL

El mecanismo más simple que explica el enfriamiento por erosión es la activación de estructuras en la zona que generen relieve, lo que lleva a precipitación y erosión orográfica. Por lo anterior, en este trabajo se considera que las edades termocronológicas nuevas presentadas indican en forma aproximada la edad de la deformación en la zona de estudio.

Las edades de trazas de fisión muestran una clara correlación negativa entre la edad y la altura de las muestras (Figura 7.3). Considerando que la mayoría de las muestras ubicadas a mayores alturas se ubican a mayores distancias en el perfil AA', se deduce que el enfriamiento de estas rocas fue de oeste a este. Si bien Makshev *et al.* (2009) no descartan que el enfriamiento de la muestra ETP-17 haya estado asociado a la relajación termal post-intrusión, sugieren que el rápido enfriamiento observado entre 6 y 3 Ma estaría ligado a la exhumación como consecuencia de la erosión por alzamiento. Asimismo, dado que la muestra F4-01 presenta una edad AFT menor que su edad estratigráfica, se considera que su enfriamiento se debe a erosión como consecuencia de exhumación.

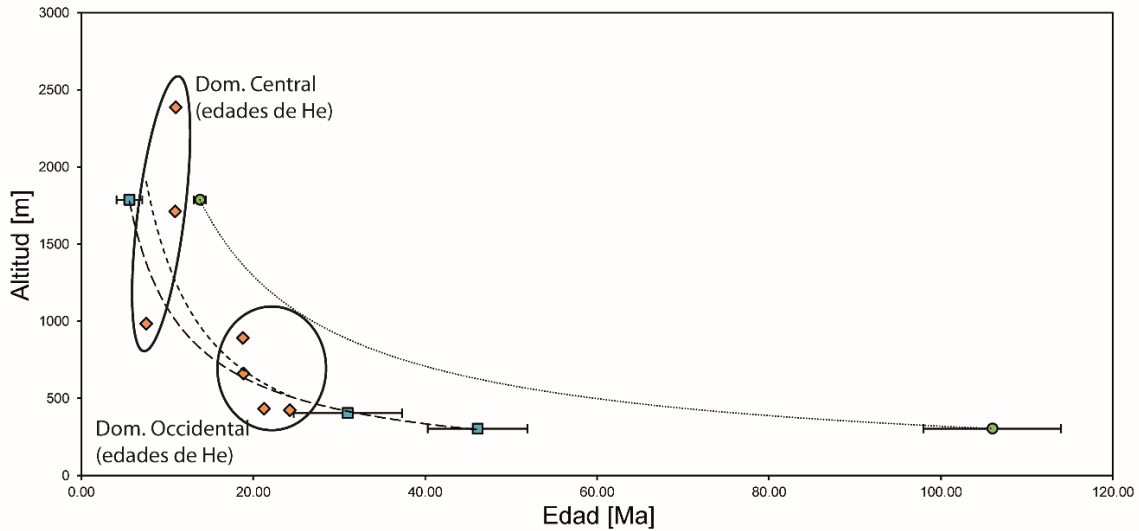


Figura 7.3 Relación entre la edad y la altura de cada muestra datada. La simbología se indica en la parte inferior de la figura. Las barras horizontales indican la desviación estándar de la edad para cada muestra.

Por su parte, las edades del sistema (U-Th)/He muestran en forma similar un patrón de enfriamiento de oeste a este, avalando el transporte tectónico en este sentido. En particular, el Dominio Occidental presenta edades de He acotadas entre 18 y 24 Ma, mientras que el Dominio Central presenta edades entre 7 y 11 Ma (Figura 7.3). Teniendo en cuenta que el sistema (U-Th)/He en apatito es sensible hasta bajas temperaturas ($\sim 40^{\circ}\text{C}$) y su temperatura de cierre es de $\sim 70^{\circ}\text{C}$, la edad que entrega indicaría el enfriamiento de las rocas cerca de la superficie. Dado lo anterior, el Dominio Occidental se habría alzado durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, mientras que el Dominio Central presentaría un último evento de exhumación durante el Mioceno tardío.

Al observar un perfil transversal con las isócronas estimadas según el método (U-Th)/He (Figura 7.4), es posible distinguir dos patrones distintos. El primero, en el Dominio Occidental corresponde a isocronas plegadas, las cuales se pueden interpretar como una rápida exhumación que impidió que las isotermas volvieran al estado de equilibrio, dejando con este esquema de curvatura las isocronas. El segundo patrón abarca el resto del área de estudio, y muestra isocronas basculadas hacia el oeste, y con una separación entre ellas relativamente constante. Esto se puede interpretar como una exhumación lenta debido al avance de la incisión, o como el basculamiento hacia el oeste de las isocronas debido a la activación de estructuras. Ambos patrones son consistentes con el modelo estructural presentado en este trabajo, ya que en el Dominio Occidental la falla que genera los pliegues tiene vergencia oeste, similar a las isocronas, mientras que el Dominio Oriental presenta un gran panel de estratos manteando hacia el oeste, similares al patrón de isocronas en este sector.

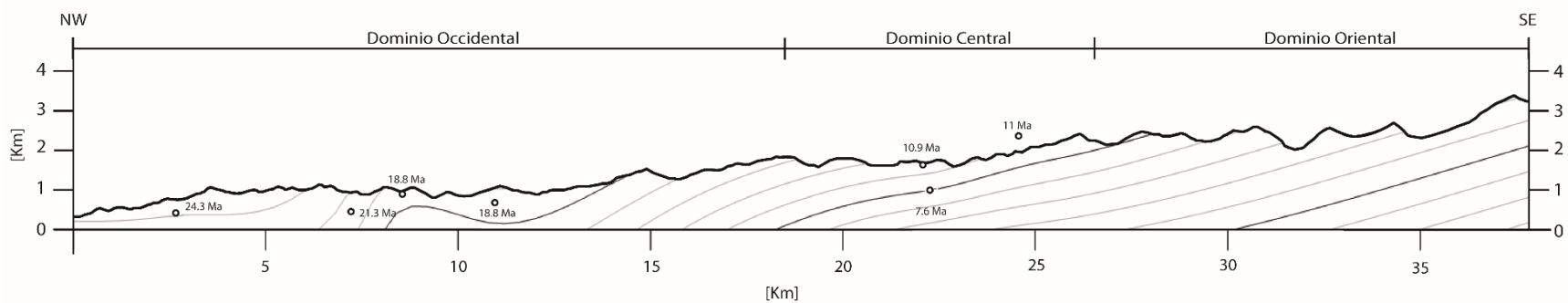


Figura 7.4 Perfil AA' con isocronas estimadas a partir del método (U-Th)/He. La extrapolación se realizó utilizando el Software Surfer y el método de grillado Mínima Curvatura.

Diversos autores han propuesto que la evolución de la Cordillera Principal entre 33°S y 36°S involucra el desarrollo de una cuenca extensional desde el Eoceno al Oligoceno tardío (*e.g.* Charrier *et al.*, 1996; Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002), inversión tectónica de esta cuenca desde el Oligoceno tardío al Mioceno medio (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006; Tapia, 2015), migración del frente de deformación hacia el este desarrollando las fajas plegadas y corridas (entre 20 y 16 Ma; *e.g.* Giambiagi *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2004; Mescua *et al.*, 2014), y fallamiento fuera de secuencia, asociados tanto al alzamiento de la Cordillera Frontal (~8,5 Ma, ubicado hasta los 34°15'S; Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003), como al desarrollo de las fajas plegadas (~7 Ma, entre 34-35°S; Tapia, 2015).

Para el evento registrado en la Cordillera de la Costa durante el Eoceno medio se proponen dos causas, que, con la información presentada en este trabajo, resulta complejo evaluar la validez de cada una respecto a la otra. En primer lugar, esta exhumación podría ser efecto de la extensión bajo la cual se desarrolló la Cuenca de Abanico, ya que existen edades de la Formación Abanico, al norte y sur del área de estudio, que indicarían que ya se estaba depositando en este periodo. Una de estas edades es de U-Pb en circón de *ca.* 43 Ma tomada en el Cordón de los Ratones (Fock, 2005), y la otra es de Ar-Ar en plagioclasa de 47,3 Ma tomada en el río Tinguiririca (Mosolf, 2013). En segundo lugar, se propone que esta exhumación podría estar asociada a un evento compresivo durante el Eoceno medio durante el cual se alzó la Cordillera Incaica, registrada desde el sur de Perú hasta la zona central de Chile (Charrier *et al.*, 2009). No obstante, no existe evidencia de desarrollo compresivo durante el Eoceno en los Andes a estas latitudes como lo planteado por Cobbold y Rossello (2003) considerando las nuevas dataciones para el Grupo Malargüe, sinorogénico, las cuales muestran edades más jóvenes del Paleoceno Medio (Di Giulio *et al.*, 2015).

La Figura 7.5 corresponde a un cuadro comparativo realizado por Tapia (2015), en el cual se muestran los eventos de deformación desde el Mioceno en la Cordillera Principal para dos transectas (33°30'S y 35°S). En este cuadro se puede observar que el borde occidental de la cuenca de Abanico habría tenido un periodo de deformación compresiva que abarca desde el Mioceno temprano al Mioceno medio. Tapia (2015) incluso observa estratos de crecimientos de 11 Ma de la Formación Farellones, indicando que la deformación en la cuenca de Abanico fue simultánea con el desarrollo de la faja plegada y corrida de Malargüe. Considerando esta información, se propone que el evento de exhumación del Dominio Occidental de edad Oligoceno Superior a Mioceno Inferior sería consecuencia de la inversión del tramo occidental de la cuenca de Abanico. Asimismo, considerando la edad U-Pb en circón de *ca.* 18 Ma obtenida en este trabajo en el techo de la Unidad Volcano-sedimentaria, se sugiere que el depósito de este segmento habría ocurrido en este periodo, es decir, bajo condiciones compresivas.

Siguiendo un patrón similar al propuesto por otros autores y consistente con el *trend* de las edades de exhumación presentadas en este trabajo, la deformación habría migrado hacia el este formando los pliegues de los dominios Central y Oriental. Posterior al basculamiento de la Unidad Volcano-sedimentaria, se deposita la Formación Farellones Superior durante el Mioceno medio.

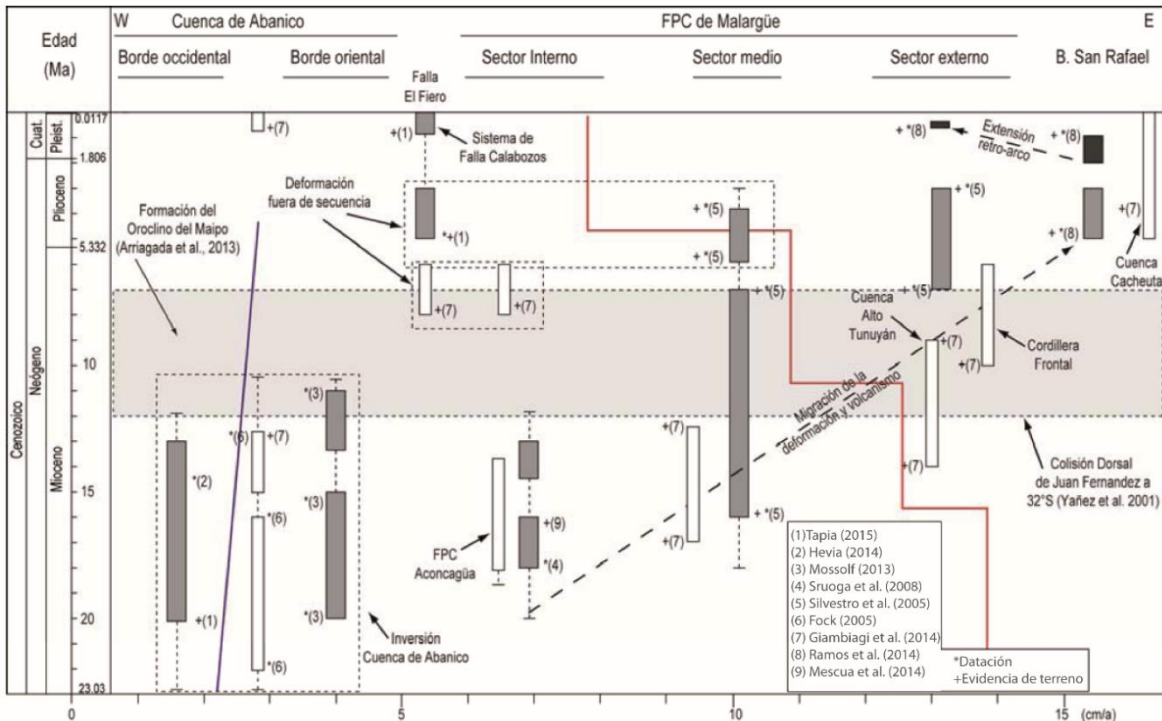


Figura 7.5 Cuadro comparativo de la evolución neógena de los Andes de Chile Central y el oeste de Argentina. Los rectángulos grises marcan el inicio y término de la deformación a 35°S. Los rectángulos blancos indican lo mismo a 33°30'S. La línea azul corresponde a la velocidad absoluta de la placa Sudamericana de acuerdo con Silver (1998), mientras que la línea roja muestra la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana según Somoza y Ghidella (2012). Tomado de Tapia (2015).

Finalmente, con respecto al último evento de exhumación registrado en las rocas de la zona de estudio, tanto de la Cordillera de la Costa, como del frente occidental de la Cordillera Principal, se tiene lo siguiente. Considerando la información de la Figura 7.5, los eventos de deformación en el dominio de la cuenca de Abanico durante el Mioceno tardío son la formación del Oroclino del Maipo en todo el ancho del orógeno, y los eventos fuera de secuencia en el borde oriental de la cuenca. Dado que la zona de estudio se encuentra muy distante de las fallas asociadas a los eventos fuera de secuencia, se descarta que su alzamiento haya sido parte de esta deformación, sin embargo la evidencia reportada por Tapia (2015) y por Mescua *et al.* (2014) indicarían un régimen tectónico compresivo para este periodo. Asimismo, y como se mencionó en la sección 6.3, no es posible asociar esta exhumación a la llegada de la dorsal de Juan Fernández, ya que se encuentra a más de 200 km de distancia de la zona de estudio. En consecuencia, con los datos obtenidos en este trabajo no es posible asignar una causa directa a la exhumación registrada durante el Mioceno tardío, sin embargo coincide con el alzamiento reportado entre 27° y 38°S por diversos autores (Farías *et al.*, 2008; Spikings *et al.*, 2008; Rodríguez, 2013), por lo tanto corresponde a un evento de escala regional. Farías (2007) propone que una de las causas más relevantes del alzamiento global registrado post-10 Ma en los Andes sería el incremento de la velocidad absoluta hacia el oeste del continente Sudamericano.

7.3 ESTIMACIÓN DE LA TASA DE EXHUMACIÓN

Las edades de (U-Th)/He del Dominio Central presentan un rasgo característico de historias de enfriamiento por exhumación, en el cual al considerar un perfil vertical, las rocas ubicadas en sectores más altos, presentan edades más antiguas. En este caso, las muestras pertenecientes a la misma unidad son FA2-08-04 y FA6-01-04 (Tabla 7.2). Entre ellas presentan una diferencia en altura de 729 m y en edad de 3,36 My, lo cual da como resultado una tasa de exhumación de 0,22 mm/año durante el Mioceno tardío. Este valor es un orden de magnitud menor que el estimado por Farías *et al.* (2008) para la zona central de Chile desde el Mioceno hasta el presente. No obstante, las tasas de incisión reportadas por los autores fueron estimadas en los valles de los mayores ríos en la zona central de Chile (Aconcagua, Maipo, Cachapoal, Tinguiririca y Teno), por lo tanto la cantidad de incisión considerada es mayor que la asociada a un flujo de agua menor.

Tabla 7.2 Datos utilizados en la estimación de la tasa de exhumación de la zona de estudio.

Muestra	Tipo de Datación	Edad	err (2σ)	h [m]
FA6-01-04	HeAge	7.56	0.01	983
FA2-08-04	HeAge	10.92	0.01	1712

La erosión de un flujo de agua E en un lecho rocoso, es comúnmente modelada como una función de potencia que relaciona el área drenada A con la pendiente del canal S (Whipple y Tucker, 1999).

$$E = -KA^m S^n$$

Donde m y n son constantes no dimensionales, y K es el coeficiente de erosión. A su vez, de la ley de Hack se deriva que el área drenada A tiene una relación exponencial con la distancia x entre la divisoria de aguas y el punto en que se realiza la medición (Whipple y Tucker, 1999).

$$A = k_a x^h$$

Donde k_a es una constante dimensional y h es el recíproco del exponente de Hack. De acuerdo a lo anterior, la erosión de un flujo de agua en un lecho rocoso tiene una relación polinómica de grado mh con el largo de éste, por lo tanto un flujo de agua más largo, tendrá mayor poder erosivo que uno más corto. En particular, el río Claro de Rengo, flujo de agua que habría causado la exhumación de las muestras FA2-08-04 y FA6-01-04, presenta un largo de ~35 km desde su origen hasta la Depresión Central. Por su parte, ríos como el Cachapoal o el Tinguiririca, utilizados en la estimación de la tasa de incisión por Farías *et al.* (2008), tienen un largo de aproximadamente 70 km desde su origen hasta la Depresión Central. Luego, se concluye que la diferencia de tasas de incisión calculada en este trabajo y en el de Farías *et al.* (2008) se debe al tamaño del flujo involucrado en la estimación, y por ende, ambas serían correctas.

Por otro lado, Farías *et al.* (2008) estiman un retraso en la erosión post alzamiento de 5 a 10 My. Esta podría ser otra razón de la relativamente alta diferencia en edad y baja diferencia

en altura para las muestras FA2-08-04 y FA6-01-04, de tal forma que la primera haya alcanzado la temperatura de cierre a los ~10,9 Ma, mientras que la segunda habría quedado enterrada hasta que la erosión post-alzamiento la llevara cerca de la superficie, alcanzando la temperatura de cierre del sistema (U-Th)/He a los ~7,5 Ma.

Finalmente, cabe destacar que una de estas edad podría estar reseteada por el stock Arboleda Grande, sin embargo, la edad reportada por Maksaev *et al.* (2009) para este cuerpo intrusivo es de 16.2 ± 1.3 en hornblenda en el sistema Ar/Ar, por lo que, considerando esta edad, no es posible atribuir un reseteo de las edades al emplazamiento de este.

7.4 MODELOS CORTICALES PROPUESTOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Los modelos de escala cortical propuestos para la zona central de Chile, que pretenden explicar cómo se transfiere la deformación hacia la superficie, difieren tanto en la vergencia de las estructuras de primer orden como en el estilo de la deformación. Mientras un modelo sugiere que la deformación se transfiere desde la zona de subducción a través de una estructura cortical tipo rampa-flat vergente al este, y que las estructuras de primer orden serían vergentes al este (Farías *et al.* 2010), el otro modelo propone una subducción intracontinental similar a zonas de colisión, transfiriendo la deformación hacia la superficie mediante estructuras de primer orden vergente al oeste (Armijo *et al.* 2010).

Según el modelo estructural presentado para la zona de estudio y las edades de exhumación reportadas en este trabajo, se propone que el modelo de Farías *et al.* (2010) representaría una solución más viable para explicar la deformación en la Cordillera Principal entre 34°S y 35°S, por dos razones principales.

En primer lugar, la Figura 7.6 muestra un perfil regional integrado desde la vertiente occidental de la Cordillera Principal hasta el frente de deformación de la faja plegada y corrida de Malargüe. En ella es posible observar que el modelo propuesto para la zona de estudio se correlaciona bien con los modelos estructurales propuestos inmediatamente hacia el este. En esta figura se puede notar que las estructuras de primer orden presentan una vergencia predominantemente hacia el este, así como el despegue al cual están ancladas estas estructuras. Esto indicaría que el transporte tectónico es en esta dirección, avalando el modelo propuesto por Farías *et al.* (2010).

En segundo lugar, las edades de enfriamiento presentadas indican una dirección de exhumación de oeste a este desde el Oligoceno tardío, indicando también un transporte tectónico en esta dirección. Si bien esto no es concluyente con respecto a la vergencia de las estructuras principales, si ellas tuvieran vergencia oeste, sería necesario construir un modelo estructural que favorezca fallas fuera de secuencia para que estas tuvieran sentido con las edades de exhumación.

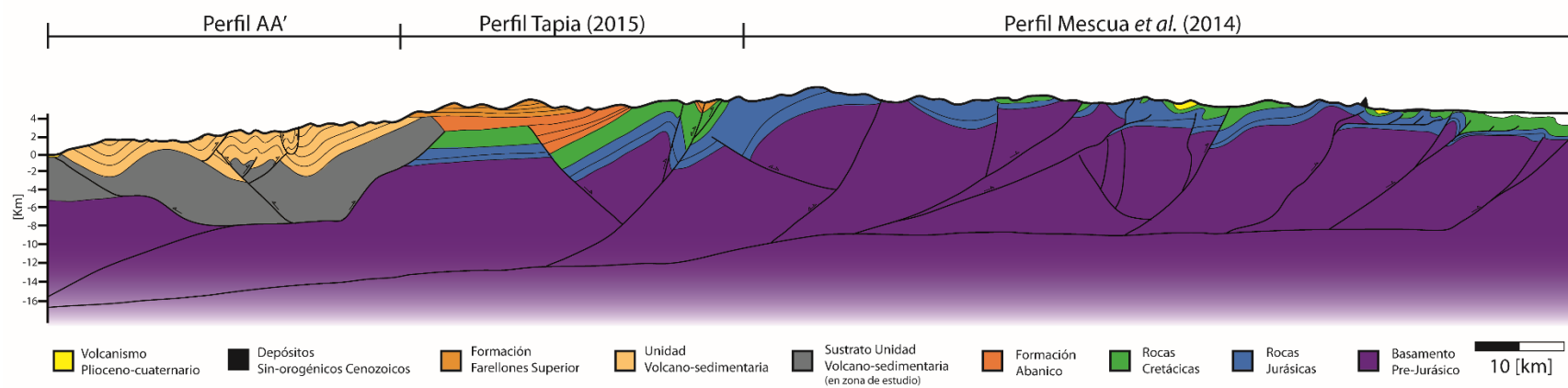


Figura 7.6 Perfil esquemático regional entre 34°S y 35°S. El Perfil AA' corresponde a la sección estructural construida en este trabajo. Inmediatamente al este se encuentra la sección estructural propuesta por Tapia (2015) a lo largo del valle del río Tinguiririca, y la cual involucra el tramo oriental de la Cuenca de Abanico. El Perfil de Mescua *et al.* (2014) corresponde a la sección estructural propuesta por los autores para la faja plegada y corrida de Malargüe a 35°S. Dado que en la zona de estudio no se tiene información sobre el sustrato de la Unidad Volcano-sedimentaria, se consideró este como indeterminado, aun cuando podría correlacionarse con las rocas cretácicas y jurásicas de los otros perfiles.

7.5 MODELO EVOLUTIVO

Teniendo en cuenta la evolución paleogeográfica propuesta por otros autores para la zona central de Chile, y considerando la discusión de los capítulos previos, se propone la siguiente evolución estructural y paleogeográfica (Figura 7.7) para el sector de la Cordillera Principal occidental comprendido entre 34°S y 35°S.

EOCENO MEDIO - OLIGOCENO TEMPRANO

Exhumación de la Cordillera de la Costa y desarrollo de la cuenca de Abanico, controlada por la acción de una falla normal con su bloque colgante al este. Durante este periodo se deposita la parte inferior de la Unidad Volcano-sedimentaria, la cual se correlaciona con la Formación Abanico (Figura 7.7a).

OLIGOCENO TARDÍO-MIOCENO TEMPRANO

Comienzo de la inversión del borde occidental de la cuenca de Abanico. Al comienzo de este periodo se forman los pliegues sinclinal Los Maquis y anticlinal Las Nieves, asociados a la inversión de la falla de borde de cuenca. Luego, siguiendo un patrón similar a la evolución propuesta para la zona central de Chile, la deformación migra hacia el este, desarrollando los pliegues del Dominio Central y el monoclinal del Dominio Oriental. Durante este periodo se depositan las facies tobáceas de la Unidad Volcano-sedimentaria, correspondiente al techo de la misma (Figura 7.7b).

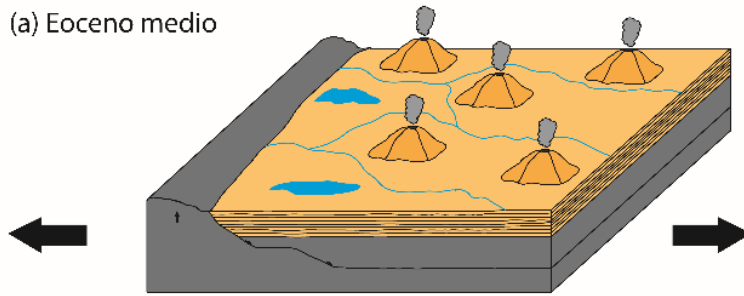
MIOCENO MEDIO

Término del basculamiento de los depósitos de la Unidad Volcano-sedimentaria y depósito de la Formación Farellones Superior (Figura 7.7c).

MIOCENO TARDÍO

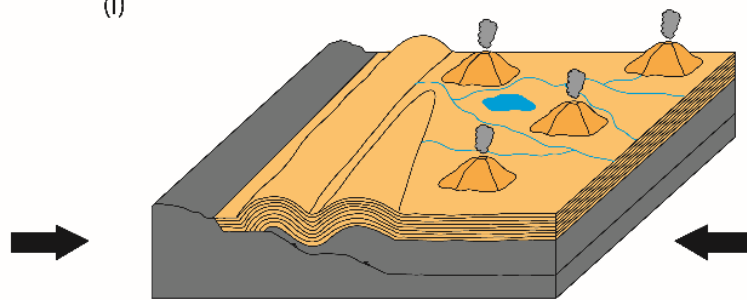
Ocurre la exhumación final del flanco oriental de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Principal bajo un régimen compresivo, siendo parte de un evento generalizado de exhumación de los Andes de Chile Central (Figura 7.7d).

(a) Eoceno medio



(b) Oligoceno tardío - Mioceno temprano

(i)



(ii)

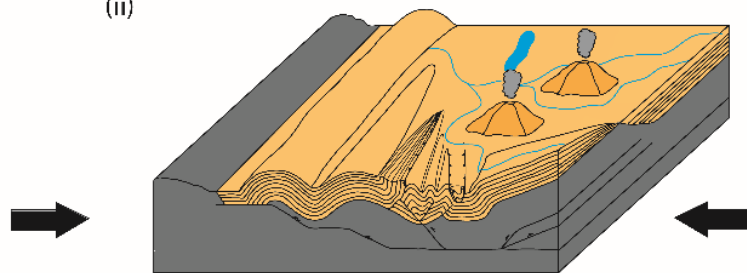
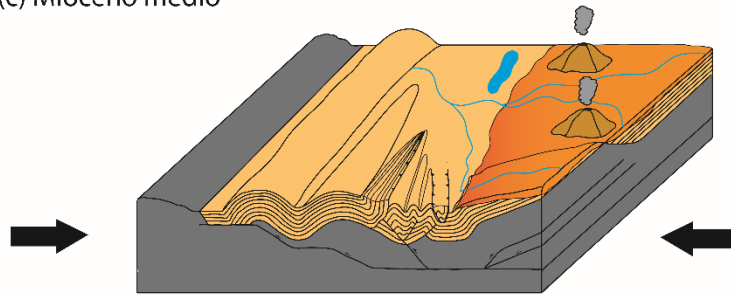


Figura 7.7 Evolución paleogeográfica propuesta para la zona de estudio.

(c) Mioceno medio



(d) Mioceno tardío

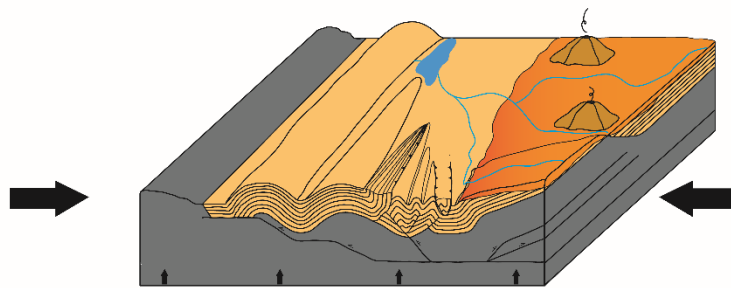


Figura 7.8 (continuación) Evolución paleogeográfica propuesta para la zona de estudio.

8. CONCLUSIÓN

La zona de estudio pertenece al dominio de la cuenca de Abanico y se encuentran afloramientos de las formaciones Abanico y Farellones. Se definieron dos unidades: la unidad Volcano-sedimentaria y la Formación Farellones Superior. La primera de ellas incluye basaltos, andesitas basálticas, tobas de lapilli, y capas menores de areniscas y conglomerados con clastos de origen volcánico, y su edad máxima de depósito es de *ca.* 18 Ma, por lo que se propone que incluye a la Formación Abanico y a una sección inferior de la Formación Farellones, sin observarse alguna discordancia entre ellas. Esta unidad se encuentra basculada y está en contacto mediante una discordancia angular erosiva con la Formación Farellones Superior, la cual presenta una edad máxima de depósitos de *ca.* 12 Ma y se dispone en forma subhorizontal sobre la primera.

Con respecto a las características de las estructuras, la zona de estudio fue dividida en tres dominios estructurales. El Dominio Occidental presenta pliegues con amplias charnelas y gran prolongación con rumbo \sim N50°E, componiendo los rasgos de primer orden de la zona de estudio. El Dominio Central presenta pliegues con extensión acotada a la zona de estudio y charnelas apretadas, con rumbos que varían de N50°E a N25°E. Por lo anterior, se considera que las estructuras de este dominio son de segundo orden y corresponderían a estructuras de acomodo asociadas a la deformación generada por estructuras mayores que no se observan en superficie. El Dominio Oriental presenta un monoclinal con manteo hacia el oeste, el cual se extiende por toda la zona de estudio hasta la cuenca del río Tinguiririca.

Se construyó una sección balanceada representativa de la zona de estudio, la cual expone una interpretación de las estructuras en profundidad. Esta muestra una bivergencia de las estructuras principales, donde aquellas ubicadas en el Dominio Occidental presentan vergencia hacia el oeste, mientras que aquellas ubicadas en el Dominio Oriental presentan vergencia hacia el este. El acortamiento mínimo estimado es del 27% equivalente a 22 km, y es similar a los acortamientos estimados a otras latitudes en la zona central de Chile, indicando que el acortamiento acomodado por la Cordillera Principal occidental es similar a lo largo del dominio de la Cuenca de Abanico en los Andes de Chile Central.

Los datos termocronológicos utilizados en este estudio indican una exhumación de las rocas de oeste a este, indicando un transporte tectónico en la misma dirección desde el Oligoceno tardío. De acuerdo con estos y con modelo estructural construido, se proponen tres episodios de deformación.

Evento 1, de edad Eoceno Medio. Corresponde a un evento de exhumación de las rocas del frente oriental de la Cordillera de la Costa, el cual está probablemente relacionado a la extensión bajo la cual se desarrolló la Cuenca de Abanico.

Evento 2, de edad Oligoceno Superior a Mioceno Inferior. Corresponde a un evento de exhumación del Dominio Occidental, el cuál habría ocurrido bajo un régimen compresivo, asociado a la inversión de la cuenca de Abanico.

Evento 3, de edad Mioceno Superior. Corresponde a un evento de exhumación de escala regional desarrollado bajo un régimen compresivo, el que habría afectado a toda la zona de estudio. Este evento coincide con un aumento en la velocidad absoluta hacia el oeste de la placa Sudamericana.

Finalmente, la sección estructural propuesta se correlaciona bien con los modelos construidos para las zonas inmediatamente hacia el este, y en conjunto muestran una vergencia este de las estructuras principales. Debido a esto, y a la progresión este de la deformación inferida con las edades de enfriamiento, se propone que el modelo cortical de Farías *et al.* (2010) explica en mejor medida el estilo de deformación en la Cordillera Principal occidental entre los 34°20' y 34°40'S.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Araneda, M., Avendaño, M.S. y Merlo, C., 2000, Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, etapa III final: IX Congreso Geológico Chileno, no. 14, p. 5.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R. y Kausel, E., 2010, The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile: *Tectonics*, v. 29, no. 2, doi: 10.1029/2008TC002427.
- Barredo, S., Giambiagi, L., Peredes, J., Sigismondi, M. y Tunik, M., 2013, Curso Tectónica y Sedimentación en Ambientes Extensionales, in Buenos Aires, Argentina.
- Becerra, J., 2012, Estructura y tectónica cenozoica del sector sur de la Cuenca de Arauco, ~38°S, Chile. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Blythe, A.E., Bird, J. y Omar, G., 1996, Deformational history of the central Brooks Range, Alaska: Results from fission-track and 40Ar/39Ar analyses: *Tectonics*, v. 15, no. 2, p. 440–455.
- Boyce, D., 2015, Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino de Chile Central durante el Cretácico medio-tardío: el registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis de Magíster en Ciencias Mención Geología, Universidad de Chile.
- Braun, J., van der Beek, P. y Batt, G., 2006, *Quantitative Thermochronology: Numerical methods for the interpretation of Thermochronological Data*: Cambridge University Press, Cambridge.
- Brichau, S., 2004, Constraining the tectonic evolution of extensional fault systems in the Cyclades (Greece) using low-temperature thermochronology. Ph.D Thesis, Universität Mainz “Johannes Gutenberg.”
- Charrier, R., 1981, Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. Ph.D Thesis, Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, v. Reihe A, no. Band 36, p. 370.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. y Zurita, E., 2002, Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 117–139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A.R., 2005, The Abanico extensional basin: regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, v. 236, p. 43–77.
- Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V., 2009, Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 65, p. 5–35.

- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P., 2007, Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in *Geología de Chile*.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher, C., Norell, M., Zapatta, F., McKenna, M. y Novacek, M., 1996, New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), Central Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, p. 393–422.
- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A., 2003, Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 429-443.
- Cristallini, E., 1998, *Introducción a las Fajas Plegadas y Corridas*.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Balgord, E., Carrapa, B. y Ramos, V. A., 2015, Cretaceous evolution of the Andean margin between 36°S and 40°S latitude through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina): *Basin Research*, doi: 10.1111/bre.12176
- Erslev, E.A., 1991, Trishear fault-propagation folding: *Geology*, v. 19, p. 617–620, doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0617.
- Farías, M., 2007, *Tectonique, erosion et evolution du relief dans les Andes du Chili Central au cours du Neogene*. Ph.D. Thesis, Université Toulouse III.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J. y Comte, D., 2008, Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S): *Tectonics*, v. 27, no. 1, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2006TC002046.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. y Fock, A., 2010, Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building: *Tectonics*, v. 29, no. 3, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2009TC002480.
- Farley, K., 2002, (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 47, no. 1, p. 819–844, doi: 10.2138/rmg.2002.47.18.
- Farley, K., Wolf, R.A. y Silver, L.T., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, no. 21, p. 4223–4229.
- Fock, A., 2005, *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S*. Tesis de Magíster en Ciencias Mención Geología, Universidad de Chile.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., MaksaeV, V., Fanning, M. y Álvarez, P., 2005, Exhumation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S: 6th International Symposium on Andean Geodynamics, p. 273–276.
- 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*, p. 48–55.
- Folguera, A. y Ramos, V.A., 2011, Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, no. 4, p. 531–546, doi: 10.1016/j.jsames.2011.04.003.

- Galbraith, R.F. y M., L.G., 1993, Statistical models for mixed fission track ages: *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 21, no. 4, p. 459–470.
- Gallagher, K., Brown, R. y Johnson, C., 1998, Fission track analysis and its applications to geological problems: *Annual Reviews of Earth Plane Sciences*, v. 26, p. 519–572.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A.H., 2008, Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes: *Tectonophysics*, v. 459, no. 1-4, p. 123–139, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.069.
- Giambiagi, L. y Ramos, V., 2002, Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat a normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile: *Journal*, v. 15, p. 101–116.
- Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Alvarez, P. y Orts, S., 2003, Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude: *Tectonics*, v. 22, no. 4, doi: 10.1029/2001TC001354.
- Godoy, E., 2012, Sobre el variable marco geotectónico de las formaciones Abanico y Farellones y sus equivalentes al sur de los 35°LS: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 69, no. 4, p. 570–577.
- Godoy, E., Schilling, M., Solari, M. y Fock, A., 2009, Geología del área Rancagua-San Vicente de Tagua Tagua, Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.
- Godoy, E., Yañez, G. y Vera, E., 1999, Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences: *Tectonophysics*, v. 306, p. 217–236.
- González, A., 2008, Análisis estructural entre los valles del río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile Central: microsismicidad y geología superficial. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Hevia, A., 2014, Evolución tectono-estratigráfica de depósitos cenozoicos en la cuenca del Río Teno, vertiente occidental de la Cordillera Principal. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Jara, P., 2007, Geometría y cinemática de la deformación en compresión del Neógeno en la hoya del río Claro de Cauquenes (34°15'S-34°30'S), Cordillera Principal, Chile Central. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Kay, S.M., Godoy, E. y Kurtz, A., 2005, Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, no. 1, p. 67, doi: 10.1130/B25431.1.
- Kay, S.M. y Kurtz, A., 1995, Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region: CODELCO (unpublished report).
- Ketcham, R.A., 2005, Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, no. 1, p. 275–314, doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. y Carlson, W.D., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales: *American Mineralogist*, v. 84, p. 1235–1255.

- Klohn, C., 1960, Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó: Instituto Investigaciones Geológicas, Boletín n°8, p. 95.
- Kuiper, H.N., 1960, Test concerning random points on a circle: Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, v. Series A, no. 63, p. 34–47.
- Levi, B., 1970, Burial metamorphic episodes in the Andean geosyncline, Central Chile: Geologischen Rundschau, v. 59.
- Maksaev, V., Munizaga, F., Zentilli, M. y Charrier, R., 2009, Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33-35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization: Andean Geology, v. 36, no. 2, p. 153–171.
- Malbrán, F., 1986, Estudio geológico-estructural del área de río Clarillo, con énfasis en la Formación Coya-Machalí, hoya del río Tinguiririca, Chile. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- McClay, K.R., 1999a, Thrust systems I - An introduction, in Tectonic regimes and fault systems: Structural geology for petroleum exploration.
- McClay, K.R., 1999b, Thrust systems II - A review of thrust terminology, in Tectonic regimes and fault systems: Structural geology for petroleum exploration, p. 293–308.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Tassara, a., Gimenez, M. y Ramos, V. a., 2014, Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargue fold-and-thrust belt at 35 S, Andes of Argentina: Geosphere, v. 10, no. 3, p. 585–609, doi: 10.1130/GES00939.1.
- Mosolf, J., 2013, Stratigraphy, structure and geochronology of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Andean tectonics. Ph.D. Thesis, University of California.
- Mosolf, J., Gans, P.B., Wyss, A.R. y Cottle, J.M., 2011, Detailed geologic field mapping and radiometric dating of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Cenozoic tectonics: AGU Fall Meeting Abstracts.
- Munizaga, F. y Vicente, J.C., 1982, Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33°S): datos radiométrico K-Ar: Revista Geológica de Chile, v. 16, p. 3–21.
- Munoz, M., Farias, M., Charrier, R., Fanning, C.M., Polve, M. y Deckart, K., 2013, Isotopic shifts in the Cenozoic Andean arc of central Chile: Records of an evolving basement throughout cordilleran arc mountain building: Geology, v. 41, no. 8, p. 931–934, doi: 10.1130/G34178.1.
- Muñoz, P., 2008, Antecedentes petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de rocas intrusivas del sector Rosario de Rengo, Región del Libertador Bernardo O'Higgins. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Muñoz-Saez, C., Pinto, L., Charrier, R. y Nalpas, T., 2014, Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33°S-35°S): Andean Geology, v. 41, p. 28.

- Navarro, M., 2001, Estratigrafía y estilo estructural de las formaciones del margen occidental de la Cordillera Principal, en el norte de la IV Región. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D. y Levi, B., 2003, Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S): *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, no. 12, p. 1523, doi: 10.1130/B25099.1.
- Pinto, L., Muñoz, C., Nalpas, T. y Charrier, R., 2010, Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling: *Journal of Structural Geology*, v. 32, no. 4, p. 554–565, doi: 10.1016/j.jsg.2010.03.001.
- Quiroga, R., 2013, Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de la Cordillera Principal entre el Cerro Provincia y el Cordón El Quempe, Región Metropolitana, Chile (33°18' y 33°25'S). Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Ramos, V., Zapata, T., Cristallini, E. e Introcaso, A., 2004, The Andean Thrust System—Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening, in *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, p. 30–50.
- 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: Congreso Geológico de Chile, 2006.
- Rissetto, U., 2015, Evolución del borde occidental de la Cuenca de Abanico en el extremos sur de Santiago (33°36'S-33°58'S), Chile. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Robinson, D., Bevins, R.E., Aguirre, L. y Vergara, M., 2004, A reappraisal of episodic burial metamorphism in the Andes of central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 146, no. 4, p. 513–528, doi: 10.1007/s00410-003-0516-4.
- Rodríguez, M.P., 2013, Cenozoic uplift and exhumation above the southern part of the flat slab subduction segment of Chile (28.5-32°S). Ph.D. Thesis, Universidad de Chile.
- Selles, D. y Gana, P., 2001, Geología del área de Talagante-San Francisco de Mostazal: Región Metropolitana y del Libertador Bernardo O'Higgins, Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, N°74.
- Silver, P.G., Russo, R. y Lithgow-Bertelloni, C., 1998, Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation: *Science*, v. 279, no. 5347, p. 60–63, doi: 10.1126/science.279.5347.60.
- Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Carter, A., Page, L. y Stuart, F., 2008, Tectonic response of the central Chilean margin (35-38°S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study: *Journal of Geological Society, London*, v. 165, p. 941–953.
- Tapia, F., 2015, Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del Sur (34°45'-35°30'S). Tesis de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad de Chile.
- Tapia, F., Farías, M., Naipauer, M. y Puratich, J., 2015, Late Cenozoic contractional evolution of the current arc-volcanic region along the southern Central Andes (35°20'S): *Journal of Geodynamics*, v. 88, p. 36–51, doi: 10.1016/j.jog.2015.01.001.

- Thiele, R., 1980, Hoja Santiago, Región Metropolitana, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°29, p. 39–51.
- Whipple, K.X. y Tucker, G.E., 1999, Dynamics of the stream-power incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscapes response timescales, and research needs: *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 661–674.
- Wolf, R.A., Farley, K.A. y Kass, D.M., 1998, Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer: *Chemical Geology*, v. 148, p. 105–114.
- Yamada, Y. y McClay, K., 2004, 3-D Analog Modeling of Inversion Thrust Structures, in *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir*, p. 276–301.

ANEXOS

ANEXO A

DETALLE RESTAURACIÓN EN SOFTWARE 2DMOVE

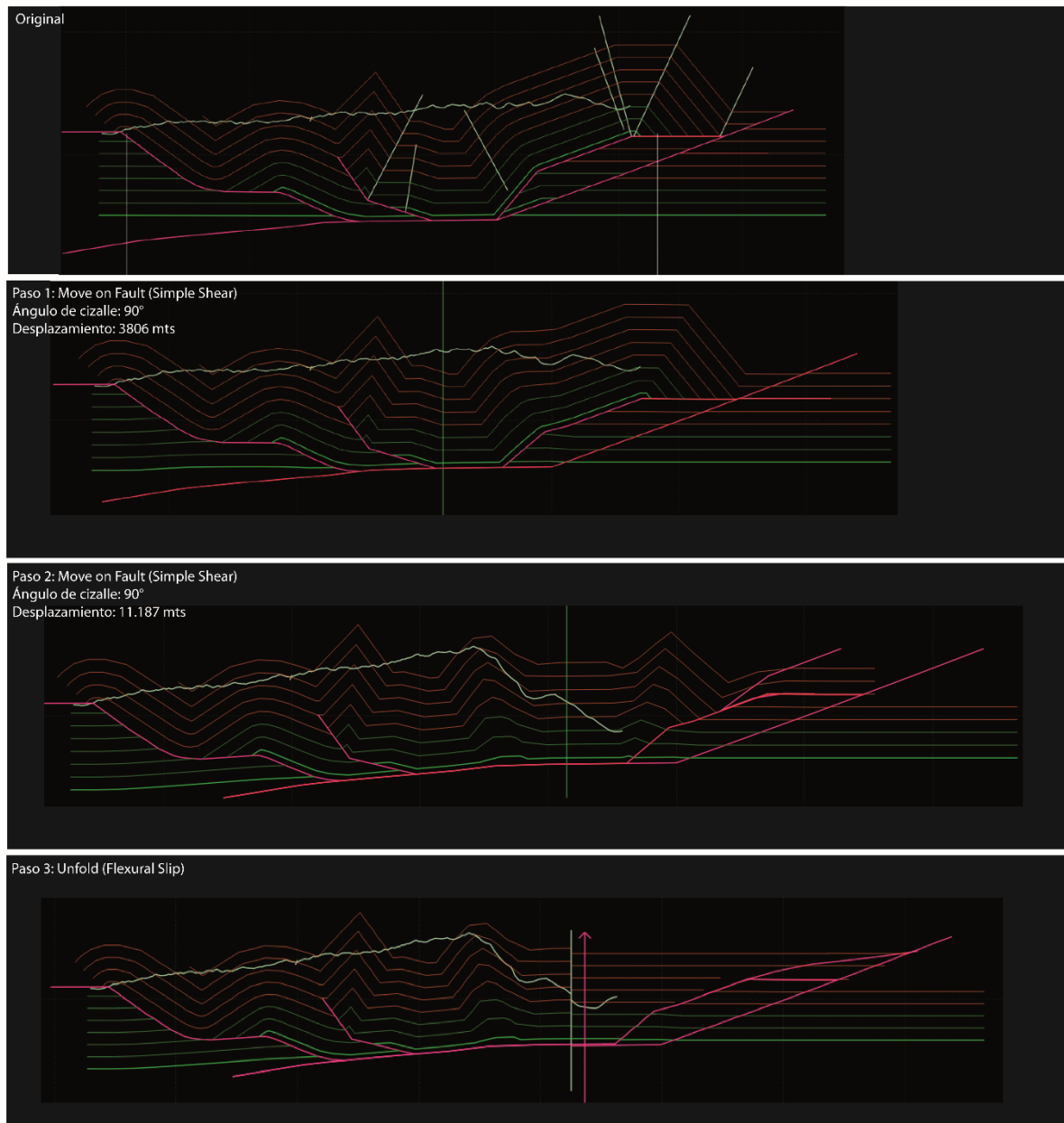


Figura A.1 Pasos de la restauración del modelo estructural propuesto para la zona de estudio. Continúa en página siguiente.

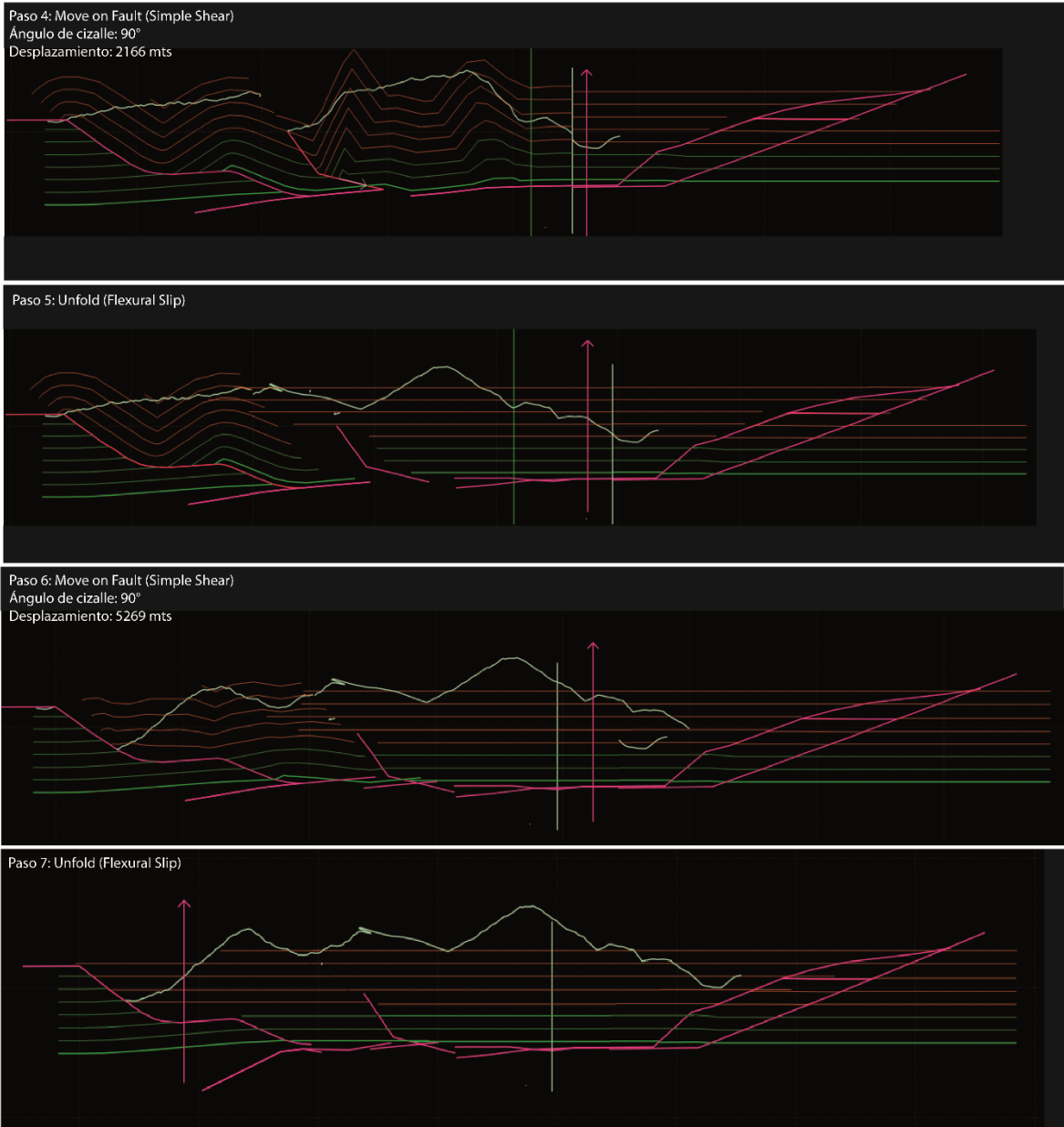


Figura A.2 (continuación) Pasos de la restauración del modelo estructural propuesto para la zona de estudio.

Con el objetivo de datar la deformación, en este trabajo se presentan nuevas edades termocronológicas de (U-Th)/He en apatito, y se utilizan edades ya publicadas de trazas de fisión en circón y apatito. Por lo anterior, en este capítulo se resumen los principios teóricos bajo los cuales se desarrollan estos métodos de datación y los procedimientos convencionales utilizados.

B.1 (U-TH)/HE

Este método termocronológico es ampliamente utilizado para reconstruir historias termales de las rocas para bajas temperaturas. En este capítulo se presenta un resumen de los antecedentes para el método a utilizar.

Experimentos han demostrado que el termocronómetro (U-Th)/He en apatito es sensible a temperaturas bajas (hasta 40°C) con temperatura de cierre alrededor de los 70°C, dependiendo de la tasa de enfriamiento y del tamaño del grano. Las bajas temperaturas de cierre en apatito hacen que este sistema sea particularmente sensible para enfriamientos cerca de la superficie y para perturbaciones termales (Braun *et al.*, 2006).

El He se produce (como partícula α) a partir de una reacción en cascada de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th . La ecuación de crecimiento interno del He es la siguiente:

$$(i) \quad {}^4\text{He} = [8 \times {}^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1)] + [7 \times \frac{{}^{235}\text{U}}{137,88}(e^{\lambda_{235}t} - 1)] + [6 \times {}^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1)]$$

Donde ${}^4\text{He}$, ^{238}U y ^{232}Th son las abundancias actuales de cada isótopo, t es la edad del He y λ 's son las constantes de decaimiento ($\lambda_{238}=1,551 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$, $\lambda_{235}=9,849 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$, $\lambda_{232}=4,948 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}$; Farley 2002). Las constantes que preceden las abundancias de U y Th dan cuenta de las múltiples partículas α emitidas para cada serie de decaimiento y el factor 137,88 es la razón de $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ actual (Braun *et al.*, 2006).

Debido a la alta difusividad del He en la mayoría de los minerales y a la relativa baja abundancia del He en el ambiente, el He inicial o exceso de He se asume que no existe ${}^4\text{He}$ inicial. Sin embargo, existen dos factores que afectan la medición de la edad del He: la eyección- α y las inclusiones ricas en U-Th (Braun *et al.*, 2006).

B.1.1 EYECCIÓN DE PARTÍCULAS ALPHA

Las partículas *alpha* (α) producidas por el decaimiento nuclear tienen una alta energía cinética que les permite viajar hasta $20 \pm 10 \mu\text{m}$ a través de un cristal y potencialmente ser

eyectado del cristal. Como resultado, el decaimiento α induce una separación espacial entre los núcleos padres e hijos. Esto, inevitablemente, lleva a heterogeneidades en la edad de una misma roca, con algunas regiones del cristal “muy jóvenes” y otras, “muy antiguas”. El efecto de este fenómeno puede ser sustancial en un cristal pequeño, conformando el único impedimento para obtener edades de He de alta precisión en minerales accesorios comunes (Farley *et al.*, 1996).

Cada decaimiento α en las series de U y Th tiene una energía característica y por ende, una distancia de parada (cese de desplazamiento) característica para un material dado. Como resultado, una partícula α dejará de moverse dentro de una superficie esférica con radio igual a la distancia de parada y con centro en el núcleo del isótopo padre. Existen tres resultados relevantes para un decaimiento α en un cristal (Figura B.1): retención de la partícula α (la distancia de parada genera un esfera de menor radio que la distancia entre el núcleo y el borde del cristal), posible implantación (el núcleo del padre se encuentra fuera del cristal en el que se encuentra el isótopo hijo He) y posible eyección (en el cristal que se está midiendo se encuentra sólo el isótopo padre, el hijo salió de este cristal) (Farley, 2002).

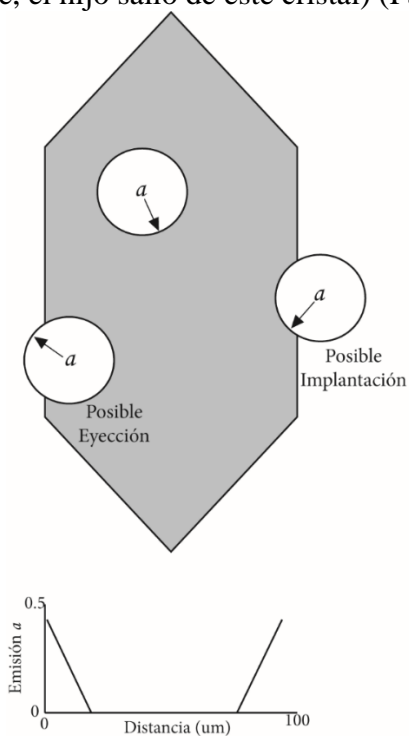


Figura B.1 Representación esquemática de la eyección de partículas alpha en apatitos. De las tres partículas alpha mostradas, una queda retenida en el cristal, otra es eyectada y otra es implantada desde otro cristal. Esta última situación es poco probable debido a la baja concentración de U y Th en otras fases minerales. En el gráfico inferior se muestra la probabilidad de que ocurra la eyección alpha en una sección transversal de un cristal. Figura modificada de Farley (2002).

El efecto de este fenómeno se corrige utilizando un modelo numérico de eyección- α . Farley *et al.* (1996) generó un modelo de eyección- α para granos con geometría simple y distribución de U homogénea. Recientemente, Meesters and Dunai (2002a, b) propusieron un modelo para geometrías más realísticas y distribuciones de U no homogéneas. Cualquiera

sea el método que se elija, la corrección por la eyección- α debe contemplar el tamaño (y preferentemente la forma) de los minerales analizados (Braun *et al.*, 2006).

El modelo de Farley *et al.* (1996) corrige el efecto de este fenómeno en la edad del He a partir de medir la geometría y el tamaño de los granos. Este modelo requiere de los siguientes supuestos:

- La implantación proveniente de los alrededores es insignificante debido a que la mayoría de los minerales que se utilizan para datar el He tienen concentraciones contrastantes con respecto a la roca total.
- Idealmente, la distribución en el cristal de U y Th debe ser especificada usando retrodispersión, catodoluminiscencia o mapas basados en métodos de activación neutrónica (como trazas de fisión inducidas). En la mayoría de los casos la distribución U/Th es homogénea.

De acuerdo a estos supuestos, Farley *et al.* (1996) propone un factor de corrección F_T para un grano en particular, con el fin de corregir el efecto de la eyección- α . Así, el parámetro F_T es un factor que define el porcentaje de pérdida de He en un grano debido a la eyección. La edad corregida se obtiene al dividir la edad medida antes de la corrección por este factor. En este trabajo se utilizará este factor de corrección.

B.1.2 INCLUSIONES RICAS EN (U-Th)

El segundo problema está relacionado con el hecho de que muchos granos de apatito contienen diminutas inclusiones de minerales ricos en elementos actínidos, como circón o monzonita, que contribuyen a la abundancia de ^4He en la muestra, pero, como estos no son disueltos completamente por los métodos de disolución estándar utilizados en apatito, no contribuyen a las medidas de U y Th. La muestra que contienen dichas inclusiones presentarán ^4He “huérfanos”, dando edades mayores. Para minimizar este problema se requiere seleccionar cuidadosamente las muestras, para que no presenten dichas inclusiones (Braun *et al.*, 2006).

B.1.3 PROCEDIMIENTO

A continuación se describe la metodología standard para obtener datos de alta calidad de edades termocronológicas de (U-Th)/He:

- Se seleccionan cristales que tengan una morfología bien definida, tamaños similares (no menos de 70 μm transversalmente) y sin defectos como inclusiones o fracturas. La selección se realiza utilizando un microscopio binocular polarizado con magnificación de 125x, usando luz transmitida y polarizada. En muchos casos se deben buscar geometrías que se parezcan a las geometrías ideales planteadas por el modelo de Farley *et al.* (1996).
- Las dimensiones de los granos (diámetro del prisma y largo en el caso de apatitos) en cada alícuota (típicamente entre 1 y 20 granos dependiendo de la precisión analítica del espectrómetro utilizado y/o de la concentración de U/Th de la muestra) son medidas utilizando el retículo del microscopio. En muchos casos, los granos de apatito se

quiebran según eje c durante la preparación de la muestra. Sin embargo, Farley *et al.* (1996) demostró que el factor F_T no es muy sensible al largo original de los cristales.

- Luego, el valor de F_T es calculado para cada grano, basándose en la geometría y dimensiones del grano, además del modelo de eyección- α (Revisar Sección I.4 “Obtención del factor de corrección F_T ”). El factor F_T promedio de la población completa se calcula ponderando cada grano por el porcentaje de masa que contribuye a la muestra. La ponderación está basada en las dimensiones de los granos. Esta ponderación implícitamente asume que la cantidad de He es proporcional a la masa. Si es que granos de tamaños muy distintos tienen contenidos de U-Th muy distintos, significa que la ponderación está incorrecta. Por esto es que se requiere elegir granos de tamaños similares.

El mayor problema de esta aproximación a la eyección- α es que se asume una distribución uniforme de los núcleos de los isótopos padres. Considere un típico cristal hexagonal de apatito. Si es que todos los núcleos de U y Th se ubican a más de una distancia de parada del borde del cristal, la verdadera fracción de partículas α retenidas será mayor y por ende, la edad corregida por el factor F_T será mayor que la edad verdadera. Por otro lado, si es que los isótopos padres están localizados en los bordes del prisma, la fracción de partículas α retenidas será muy baja, por lo que la edad corregida será mucho menor que la verdadera. Farley *et al.* (1996) considera distintos escenarios y concluye que solo zonaciones extremas producen grandes errores en el factor de corrección F_T .

- Finalmente, se transfieren cada alícuota de granos a una cápsula de platino y es degasificada en un horno de resistencia de vacío o utilizando un láser de Nd-YAG. Para utilizar el láser se requieren más granos de apatito que al utilizar el horno, debido a un blanco más acotado, asociado a un menor volumen en la cámara. El He es determinado en un espectrómetro de masa, mientras que el U y el Th, en un ICP-MS luego de retirar los granos de sistema al vacío, disuelto en HNO₃ al 10% y claveteado con ²³⁰Th y ²³⁵U.

Este procedimiento se realiza para granos que al ser separados de la roca, retienen sus características de tamaño y morfología originales, como ocurre generalmente con el apatito y circón. Por ejemplo, típicamente la titanita se quiebra en la separación de la muestra.

Por otro lado, Farley (2002) propone evitar analizar granos con $F_T < 0,65$, debido a que para ese rango de valores, el error del factor F_T puede ser muy grande, pues depende fuertemente del tamaño. Este error estaría asociado a la imprecisión de la observación-medición.

B.1.4 OBTENCIÓN DEL FACTOR DE CORRECCIÓN F_T (FARLEY ET AL. 1996)

Las distancias de parada para la cadena de decaimiento de ²³⁸U, ²³⁵U y ²³²Th varían entre 10 a 30 μm , dependiendo de la energía de decaimiento y de la densidad/composición del medio en el cual viajan y se detienen las partículas α . Para distribuciones homogéneas de isótopos padres, la fracción de partículas α eyectadas es alrededor de $\frac{1}{4}$ del total de α , multiplicado por la razón superficie-volumen, independiente de la geometría del cristal.

El modelo se basa en obtener el factor de corrección F_T en base a la geometría de cada cristal. La edad corregida se obtiene al dividir la edad basada en la concentración de los isótopos radiogénicos por este factor.

Para un esfera, el F_T se obtiene como

$$(ii) \quad F_T = 1 - \frac{3S}{4R} + \frac{S^3}{16R^3}$$

Donde R es el radio del cristal y S la distancia de parada.

A partir de la simulación Monte Carlo, los autores definen el factor de corrección para una geometría cilíndrica y considerando una distancia de parada significativamente menor que la dimensión mínima del cristal. La retención F_T puede ser aproximada a

$$(iii) \quad F_T = 1 - \left(\frac{S}{4}\right) \beta$$

Donde β es la razón superficie-volumen. Un prisma hexagonal (geometría típica que presentan los cristales de apatito) se puede comparar con la geometría cilíndrica antes mencionada, utilizando el factor $\beta = (2,31L+2R)/(RL)$, con lo cual se obtiene el siguiente factor de corrección

$$(iv) \quad F_T = 1 - \left[\frac{S(2,31L+2R)}{4RL} \right]$$

La geometría tipo clavo son típica en apatito y se consideran inapropiadas para datación de He.

B.1.5 ZONA DE RETENCIÓN PARCIAL DEL HE

Debido a que la difusión del He en apatitos es sensible hasta bajas temperaturas, con un cierre efectivo del sistema a los 70°C, es más apropiado hablar de un rango de temperaturas a la cual el sistema es sensible, más que a una temperatura de cierre en particular. Este rango ha sido denominado Zona de Retención Parcial (en inglés, *Partial Retention Zone PRZ*) y Wolf *et al.* (1998) lo sitúan entre los 40°C y 85°C.

B.2 TRAZAS DE FISIÓN

B.2.1 PRINCIPIOS DE LA TÉCNICA DE TRAZAS DE FISIÓN (BASADO EN GALLAGHER *ET AL.*, 1998 Y BRAUN *ET AL.*, 2006)

Las trazas de fisión corresponden a daños estructurales generados cuando partículas nucleares cargadas electrónicamente viajan a través de un sólido, dejando una estela lineal de átomos desorganizados. El análisis de las trazas de fisión consiste en la caracterización de estas estelas en un mineral. Estos daños de la estructura cristalina en muestras geológicas (ya

sea natural o espontáneo) son producidos casi exclusivamente por fisión espontánea del isótopo ^{238}U .

El modelo más aceptado de la formación de las trazas de fisión es el “*ion spike explosion model*” de Fleischer *et al.* (1975) (Figura B.2).

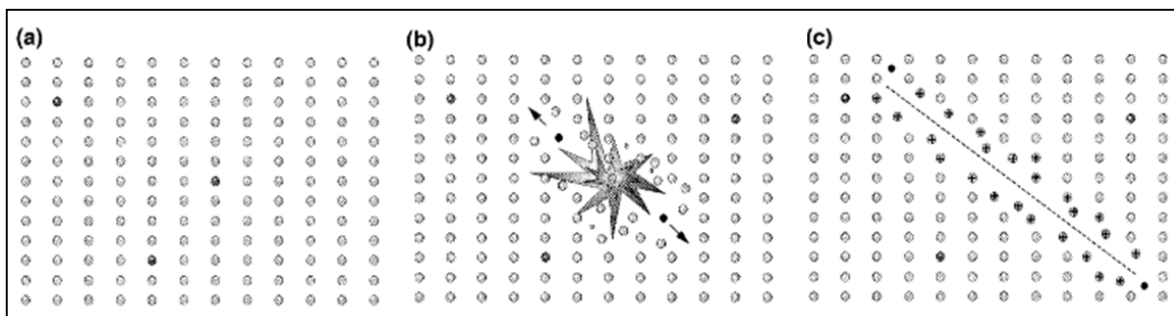


Figura B.2 Representación gráfica del modelo "ion spike explosion", tomado de Gallagher *et al.* (1998)

Los tamaños originales de las trazas de fisión van entre 10-20 μm de largo y 25-50 \AA de ancho, dependiendo de la densidad de la estructura cristalina ($\sim 11 \mu\text{m}$ de largo en circones y 16 μm de largo en apatitos). Debido a este estrecho ancho, las trazas de fisión en su forma natural sólo pueden ser observadas en microscopios de transmisión electrónica (Paul y Fitzgerald, 1992). Sin embargo, las muestras pueden ser tratadas para que las trazas sean “reveladas”, mediante pulido y grabado químico de una superficie interna del cristal (Braun *et al.*, 2006).

Luego, dado que las trazas de fisión pueden ser observadas ópticamente y que el proceso de fisión ocurre a tasas estadísticamente constantes, la caracterización de trazas de fisión comprende un método práctico para datar minerales. Para que este método sea útil, es necesario que haya una concentración suficiente de isótopos padre (i.e. ^{238}U) que genere un número detectable de eventos de fisión, pero que no sea capaz de generar un daño por fisión alto que no permita diferenciar cada traza (Gallagher *et al.*, 1998; Brichau, 2004).

La datación mediante trazas de fisión utiliza la misma ecuación general que cualquier decaimiento radioactivo, la cual necesita la cantidad de isótopos padres e hijos, es decir, el número de átomos de ^{238}U y de trazas de fisión espontáneas por unidad de volumen. En particular, para este método la ecuación termocronológica utilizada es la siguiente.

$$(v) \quad t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left[\left(\frac{\lambda_d \rho_s \sigma \Phi I g}{\lambda_f \rho_i} \right) + 1 \right]$$

Donde λ_d , σ , I y λ_f son constantes;

λ_d = constante de decaimiento total del uranio ($1,55125 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$),

σ = thermal neutron capture cross section of ^{235}U ($580,2 \times 10^{-24} \text{cm}^2$),

Φ = fluencia neutrónica, n/cm,

$I = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($7,2527 \times 10^{-3}$),

λ_f = constante de decaimiento para trazas espontáneas de ^{238}U ,

g = factor de corrección geométrica

ρ_s = densidad de trazas de fisión espontáneas (i.e., productos hijos),

ρ_i = densidad de trazas de fisión inducidas en el detector de mica.

B.2.2 MÉTODO DEL DETECTOR EXTERNO

La técnica mayormente utilizada corresponde al Método del Detector Externo (en inglés, *External Detector Method EDM*), pues permite contar las trazas espontáneas e inducidas a partir de un mismo cristal, y por lo tanto de una misma concentración de uranio. Esto permite por lo tanto, datar individualmente cada cristal. En la Figura B.3 se muestra a grandes rasgos los pasos de este método.

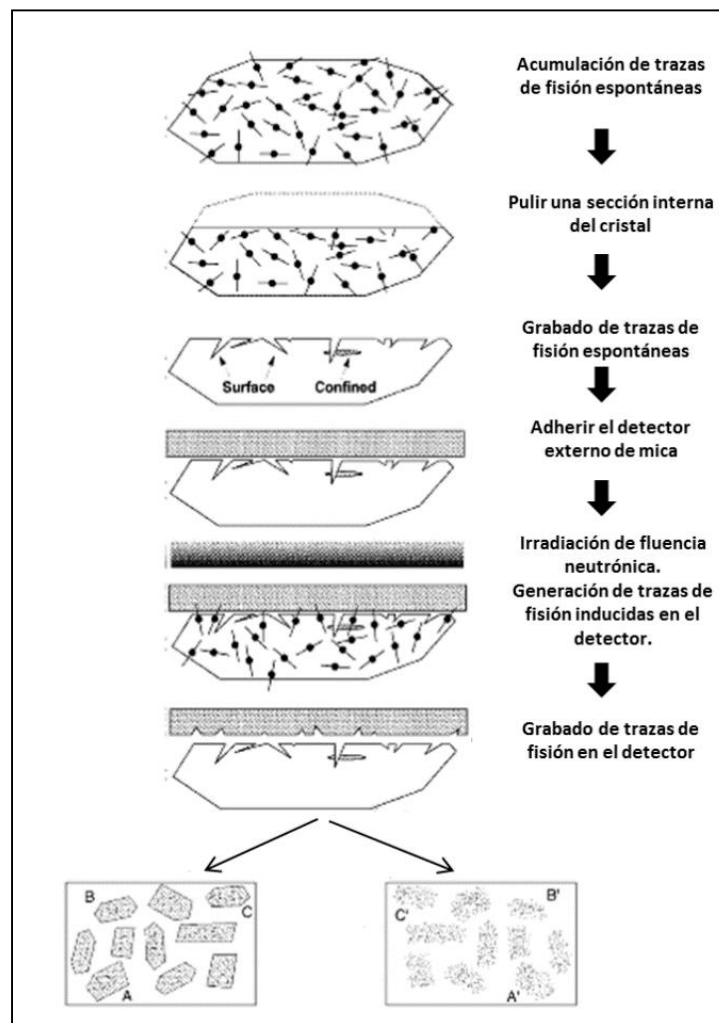


Figura B.3 Esquema del método del detecto externo. Modificado de Gallagher *et al.* (1998)

Típicamente, las edades de trazas de fisión se entregan como un promedio de edades estimado en un cristal en particular (entre 20 y 40 por muestra). Esto puede ser combinado para dar una edad de muestra de distintas formas: la edad promedio, la edad combinada y la

edad central. Dado que el dato duro corresponde a un conteo, la distribución de probabilidad apropiada para los datos es la Distribución de Poisson. La edad combinada es la suma de la cuenta espontánea dividida por la suma de la cuenta inducida. La edad promedio es la media aritmética utilizando las edades de cada cristal. La edad central (definida por Galbraith y M. 1993) corresponde al promedio ponderado de la distribución logaritmo normal de las edades de un cristal en particular. Cuando la variación de la cuenta de trazas es consistente con una distribución de Poisson, las tres edades mencionadas son prácticamente la misma. Cuando existe una variación extra-poissoniana, debido a composición variable en un cristal, proveniencia o simplemente error al medir (i.e., que las edades de cada grano no sean parte de una única población), la edad central es la mejor medida (Gallagher *et al.*, 1998). Para corroborar que las edades de todos los cristales correspondan a la misma población, se realiza una test χ^2 .

B.2.3 LARGO DE TRAZAS DE FISIÓN Y EDADES OBTENIDAS

Las trazas de fisión son estructuras meta-estables que al exponerse a altas temperaturas se “auto-reparan” mediante un progresivo acortamiento. Este proceso se llama “*annealing*” (borrado parcial de trazas). Al disminuir el tamaño de las trazas de fisión también disminuye la probabilidad de que estas intersecten alguna superficie interna de un cristal, lo cual a su vez disminuye la densidad de trazas que se mide mediante el método descrito anteriormente. Esto resulta es una disminución de la edad aparente medida. Debido a esto, es que para lograr una buena interpretación de los datos entregados por las trazas, es necesario conocer si la edad estimada refleja la edad real o una edad aparente, debido al acortamiento de estas estructuras producto de la exposición de la roca a mayores temperaturas (Gallagher *et al.*, 1998; Braun *et al.*, 2006).

Según lo anterior, medir el largo de trazas de fisión confinadas permite cuantificar los efectos del proceso de *annealing*. Debido a que las trazas se forman continuamente, cada traza experimenta una porción diferente de la evolución termal que sufre la muestra. Así, la distribución de largos, obtenida midiendo un número suficiente de trazas, entrega información de la historia termal vivida por la muestra. La distribución de largos, provee entonces información adicional importante para la interpretación de la edad entregada por las trazas de fisión (Braun *et al.*, 2006).

El largo individual de cada traza confinada puede ser medido hasta una precisión de 2 μm y se deben realizar entre 50 y 150 mediciones de trazas para obtener una buena aproximación del largo real de las trazas para una determinada muestra. Los datos se entregan en términos de la desviación estándar promedio y de la distribución de largos representativa, generalmente como histogramas (Gallagher *et al.* 1998 y referencias).

B.2.4 PROCESO DE BORRADO PARCIAL DE TRAZAS Y ZONA DE ANNEALING PARCIAL

Para el método de trazas de fisión es más correcto considerar la respuesta del sistema a un rango de temperaturas que a una temperatura de cierre en particular. Esto se debe al proceso de borrado parcial de trazas, el cual ocurre casi instantáneamente sobre una cierta temperatura, por lo que las trazas desaparecen al formarse, mientras que para temperaturas muy bajas, el proceso es muy lento, por lo que es incluso despreciable a escalas de tiempo

geológico. Considerando esto, existirá un rango de temperaturas para el cual el sistema será cerrado y las trazas de fisión quedarán registradas en el mineral. Este se denomina Zona de *Annealing* Parcial (en inglés, *Partial Annealing Zone PAZ*) y varía según la composición de los minerales.

Para las trazas de fisión en apatitos, variados autores han intentado determinar este rango de temperaturas. En la década de los 80, una serie de artículos fueron publicados usando el largo de trazas confinadas para monitorear el proceso de borrado parcial de trazas en experimentos de laboratorios y en ambiente geológicos naturales. A partir de estos estudios se generó un modelo cuantitativo del *annealing* de las trazas de fisión en apatito basado en el Apatito de Durango (razón Cl/F ~0.1, es decir fluorapatitos), el cual muestra que para escalas de tiempo geológicas la Zona de *Annealing* Parcial se encuentra entre los ~60-110°C (Blythe *et al.* 1996; Brichau 2004). Para apatitos ricos en Cl, existe menos información del proceso de borrado parcial de trazas, pero se ha determinado que las trazas son totalmente destruidas por sobre los 150°C (Blythe *et al.*, 1996).

Por otro lado, el rango de temperaturas de borrado parcial de trazas de fisión en circones está menos acotado que para apatitos, sin embargo, a partir de estudios realizados por Yamada *et al.* (1995) y Tagami *et al.*, (1996, 1998) se ha restringido este rango a 200-300°C, para calentamiento de 10^6 a 10^8 años (Brichau, 2004). Esta temperatura sólo se puede aplicar para circones que no han sufrido metamictización (pérdida de la estructura cristalina quedando amorfo).

DETALLE DE DATOS ANALÍTICOS DE (U-Th)/He

Tabla C.1 Detalle de datos analíticos de las edades estimadas mediante el método (U-Th)/He

Muestra	Cristal	Edad He (Ma)	err (Ma)	FT	238U (nmol/g)	err	232Th (nmol/g)	err	147Sm (nmol/g)	err	4He (nmol/g)	err	mass(ug)	Media Ponderada (Ma)	err
FA2-05-03	FA2-05-03-c	17,61	0,40	0,58	11,73	0,07	33,21	0,08	512,63	0,01	0,31	0,01	0,75	11,00	0,01
	FA2-05-03-b	14,03	0,24	0,65	11,07	0,06	39,37	0,07	345,13	0,00	0,26	0,00	1,71		
	FA2-05-03-a	10,06	0,10	0,71	21,94	0,08	98,09	0,18	439,13	0,00	0,43	0,00	3,37		
FA4-01-01	FA4-01-01-c	17,44	0,30	0,69	5,15	0,04	19,06	0,04	166,19	0,00	0,16	0,00	2,78	18,85	0,06
	FA4-01-01-b	21,10	0,54	0,65	5,79	0,09	30,41	0,06	225,39	0,01	0,25	0,01	1,75		
	FA4-01-01-a	24,19	0,82	0,66	4,06	0,11	10,73	0,02	262,16	0,00	0,17	0,00	1,99		
FA6-01-04	FA6-01-04-c	7,30	0,21	0,70	4,19	0,01	19,45	0,03	156,48	0,00	0,06	0,00	3,09	7,56	0,01
	FA6-01-04-b	7,72	0,11	0,78	6,01	0,03	18,24	0,03	179,30	0,00	0,09	0,00	7,51		
	FA6-01-04-a	7,42	0,14	0,73	7,17	0,02	20,79	0,04	181,85	0,00	0,09	0,00	4,21		
FA5-01-04	FA5-01-04-c	21,91	1,46	0,75	2,41	0,16	4,47	0,01	167,04	0,00	0,10	0,00	5,46	18,81	0,12
	FA5-01-04-b	18,75	0,39	0,59	335,61	4,17	2723,59	4,78	14736,33	0,25	14,80	0,25	0,03		
	FA5-01-04-a	18,63	0,35	0,71	6,52	0,09	34,25	0,06	196,17	0,00	0,26	0,00	3,68		
FA4-01-02A	FA4-01-02A-c	27,78	1,33	0,72	2,66	0,12	6,27	0,03	163,26	0,21	0,13	0,00	4,05	21,26	0,09
	FA4-01-02A-b	19,54	0,36	0,76	2,43	0,01	5,51	0,02	143,06	0,18	0,09	0,00	6,16		
	FA4-01-02A-a	24,17	0,55	0,74	2,88	0,05	6,46	0,02	185,16	0,24	0,13	0,00	4,88		
FA2-08-04	FA2-08-04-c	10,61	0,11	0,79	12,23	0,03	34,57	0,12	285,31	0,36	0,24	0,00	9,16	10,92	0,01
	FA2-08-04-b	11,60	0,13	0,82	14,14	0,04	34,70	0,12	251,80	0,32	0,29	0,00	13,84		
	FA2-08-04-a	10,65	0,14	0,78	9,24	0,02	23,84	0,08	220,11	0,28	0,17	0,00	7,61		
FA-01-01	FA-01-01-c	20,09	0,88	0,74	3,94	0,16	11,52	0,04	227,35	0,29	0,16	0,00	4,99	24,27	0,08
	FA-01-01-b	26,28	0,39	0,74	3,04	0,01	8,16	0,03	205,00	0,26	0,16	0,00	4,93		
	FA-01-01-a	22,82	0,43	0,72	2,54	0,01	8,27	0,03	187,91	0,24	0,12	0,00	4,01		

