



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

**DESARROLLO ESTRUCTURAL DE LA CORDILLERA PRINCIPAL AL SUROESTE  
DEL RÍO MAIPO, SECTOR DE EL INGENIO, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE  
(33°40'-33°50'S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

DANIELA CAROLINA VILLELA OLAVARRÍA

PROFESOR GUÍA:  
MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ  
ANDRÉS FOCK KUNSTMANN

SANTIAGO DE CHILE

2015

## RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geóloga

POR: Daniela Carolina Villela Olavarría

FECHA: 16/03/2015

PROFESOR GUÍA: Marcelo Farías T.

### **DESARROLLO ESTRUCTURAL DE LA CORDILLERA PRINCIPAL AL SUROESTE DEL RÍO MAIPO, SECTOR DE EL INGENIO, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE (33°40'-33°50'S)**

La Cordillera Principal Occidental, entre 33° y 34°S, está conformada por rocas volcánicas y sedimentarias pertenecientes a las formaciones Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Inferior) y Farellones (Mioceno). Las rocas de la Formación Abanico han sido interpretadas como depósitos de un sistema de cuencas extensionales de intra arco (Cuenca de Abanico), que posteriormente fueron invertidos tectónicamente. La Fm. Farellones se habría comenzado a depositar sintectónicamente a la inversión. En este contexto, este estudio se centra en el análisis de una estructura compleja de vergencia hacia el este (Anticlinal El Ingenio), ubicada inmediatamente al sur de la localidad de El Ingenio. Se trata de un antiforme de ~5 km de media longitud de onda y aproximadamente ~1.2 km de amplitud, con fallas y pliegues de segundo orden en su núcleo. Se levantaron columnas estratigráficas y secciones estructurales, caracterizando la geometría y cinemática de las estructuras presentes y se generó un modelo evolutivo, también se construyeron tres modelos *forward* con el *software* MOVE 2014 2D (*Midland Valley*) para explicar la geometría de las estructuras complejas y estimar acortamientos. Se determinó que los niveles intermedios del anticlinal se deforman más intensamente que los niveles superiores en respuesta al contraste de competencia de las rocas. El acortamiento horizontal estimado para el Anticlinal El Ingenio es de 1900 m y para todo el sistema estudiado es de ~2460 m. Se pudieron reconocer al menos dos eventos de deformación en esta zona, uno asociado a la inversión de la Cuenca de Abanico (Mioceno temprano), y otro; como un evento de deformación fuera de secuencia (Mioceno medio). Por último, fue posible comparar el despegue de este sistema con el corrimiento El Fierro, definido a los 34°S, como estructuras similares, generadas durante el evento de deformación fuera de secuencia.

# DEDICATORIA

A mis padres,  
Carolina y Patricio

# AGRADECIMIENTOS

Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto Fondecyt # 1120272 y a Midland Valley por la licencia académica del software MOVE entregado al Departamento de Geología de la Universidad de Chile. A mi profesor guía Marcelo Farías y a los profesores de la comisión evaluadora Reynaldo Charrier y Andrés Fock por su buena disposición, sus consejos y recomendaciones.

A mi familia, mis papás Carolina y Patricio y a mi hermano Vicente, porque gracias a ellos he llegado hasta aquí, por llenar mi vida de amor, por apoyarme, quererme y aceptarme así tal cual. También a mis abuelos, tíos y primos por su cariño y alegría. Y cómo no, a Lolo y Margarita por llenar la casa de felicidad.

A los que hicieron posible este trabajo, los que me acompañaron a terreno: Tito, Seba, Salo, Fabián y Dieter; a los funcionarios de la U: Blanca, Quilo, Don Carlos, Carlos Alvarado, por su buena disposición; a los cabros del bajociano: Katy, Angelo, Ataxia, Juanito, Juanfi, Pepe, Hugo, Suavecito, Iván y Ricardo, por su ayuda y por hacer cada día de trabajo más ameno. A la Guilla que me ayudó con sus dotes artísticas en las figuras del informe. A los arrieros Héctor y Cristián y a los caballitos que nos llevaron al cerro. También a Willy, el santito del túnel del Tinoco. A la Feñi por el apoyo y amistad. Y por último, gracias al Tito por estar en las buenas y malas, apañarme en todas y ser un gran amigo.

A los profesores Luisa Pinto y César Arriagada, y a Pipe Gallardo, Felipe Tapia, y Rodrigo Quiroga que fueron directa o indirectamente maestros importantes en mi formación como geólogo.

A mis amigas del colegio la Jesu, Conti, Emilia, Ale, Daisy, Tere, Maca, Mane, Berni, Sofi, por todas las risas y buenos momentos. También a Esteban y su familia por todo su cariño.

A mis amiguis de plan común: Dani, Maca, Caro, Magda, Gaby y Eve por ser la mejor compañía femenina en Beauchef y también a los amigotes que me acompañaron desde el principio hasta el final: Tito, Juanito Neme, Sao y Maripangui. A los chiquillos del geogruppo: la Pau, Babi, Pola, Fuendani, Chumis, Álvaro y Seba por las desventuras en terreno, las Fuentes Suizas, las idas al Kanela, los copucheos y choripanadas. A los chiquillos que conocí en geo: Fabián (por los miércoles felices y por todos los ataques de risa), Guilla, Rurik, Churri, Clau, Ñaña, Ale, Caro, Gabi, Vale, Aralito, Roxy, Fel, Chewy, Pancha, Chequetere, Venao, Juanfi, Pancho C., Pablo Gómez, Javier, Lauri, Iván, Katy, Justin, Nacho y Negro, que hicieron de esta pasada una experiencia muy entretenida y bien acompañada. En especial a Salo por estar a mi lado en todas, por tenerme paciencia, por buscar siempre formas de hacerme reír y por alentarme a seguir adelante.

De esta larga e intrincada experiencia aprendí que no hay logro al que se llegue solo, que todo proyecto, por pequeño que sea, solo se llega trabajando en conjunto, acompañándonos y ayudándonos unos a otros, con esfuerzo y cariño. Este trabajo no solo es una investigación científica, si no que representa el cierre de un capítulo de mi vida y un nuevo comienzo. A todos los que hicimos esto posible, ¡muchas gracias!

# TABLA DE CONTENIDO

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1	FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO .....	1
1.2	HIPÓTESIS DE TRABAJO .....	5
1.3	OBJETIVOS Y METODOLOGÍA.....	5
1.3.1	<i>Objetivo General.....</i>	5
1.3.2	<i>Objetivos Específicos.....</i>	6
1.4	UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO .....	6
1.5	METODOLOGÍA Y PLAN DE TRABAJO .....	8
1.5.1	<i>Análisis estratigráfico de los depósitos Cenozoicos.....</i>	8
1.5.2	<i>Mapeo Geológico de la zona de estudio.....</i>	9
1.5.3	<i>Modelamiento Estructural.....</i>	10
1.5.4	<i>Inserción del modelo local a los modelos de escala regional .....</i>	10
<b>2</b>	<b>MARCO GEOTECTÓNICO.....</b>	<b>11</b>
2.1	SEGMENTACIÓN ANDINA.....	11
2.2	MARCO TECTÓNICO.....	12
<b>3</b>	<b>MARCO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>15</b>
3.1	ANTECEDENTES GENERALES.....	15
3.2	ROCAS ESTRATIFICADAS.....	18
3.2.1	<i>Cordillera de la Costa Oriental y Depresión Central.....</i>	18
3.2.2	<i>Cordillera Principal .....</i>	19
3.2.2.1	<i>Rocas estratificadas pre-Cenozoicas .....</i>	19
3.2.2.2	<i>Rocas estratificadas Cenozoicas .....</i>	19
3.2.3	<i>Rocas intrusivas .....</i>	21
3.3	ESTRUCTURAS REGIONALES.....	22
3.4	RELACIONES DE CONTACTO ENTRE FORMACIONES CENOZOICAS.....	24
3.5	EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE ABANICO .....	25
3.5.1	<i>Evidencias del desarrollo de la cuenca.....</i>	25
3.5.2	<i>Extensión y formación de la cuenca .....</i>	26
3.5.3	<i>Inversión tectónica y evolución de la configuración actual.....</i>	26
<b>4</b>	<b>ESTRATIGRAFÍA .....</b>	<b>30</b>
4.1	ANTECEDENTES .....	30
4.2	ESTRATIGRAFÍA LOCAL .....	33
4.2.1	<i>Sector El Toyo.....</i>	37
4.2.2	<i>Sector Coyanco.....</i>	37
4.2.3	<i>Sector El Ingenio .....</i>	40
<b>5</b>	<b>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL .....</b>	<b>44</b>
5.1	ANTECEDENTES .....	44
5.2	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL .....	46
5.2.1	<i>Sector El Toyo.....</i>	46
5.2.2	<i>Sector Coyanco.....</i>	50
5.2.3	<i>Sector El Ingenio .....</i>	52
<b>6</b>	<b>MODELAMIENTO ESTRUCTURAL.....</b>	<b>56</b>
6.1	MODELAMIENTO ANTICLINAL EL INGENIO .....	57
6.1.1	<i>Modelo 1.....</i>	58
6.1.2	<i>Modelo 2.....</i>	59
6.2	MODELAMIENTO REGIONAL.....	60
6.2.1	<i>Modelo 3.....</i>	60

<b>7</b>	<b>DISCUSIONES</b> .....	<b>63</b>
7.1	VERGENCIA DE LA DEFORMACIÓN .....	63
7.2	RESPECTO AL CONTRASTE DE COMPETENCIAS.....	64
7.3	MODELOS ESTRUCTURALES.....	64
7.4	ACORTAMIENTO ACOMODADO.....	67
7.5	DOMINIOS ESTRUCTURALES EN EL NORTE Y EL SUR DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	67
7.6	TEMPORALIDAD DE LOS EVENTOS .....	70
7.7	RELACIÓN CON EL CORRIMIENTO EL FIERRO.....	73
7.8	RECOMENDACIONES.....	77
<b>8</b>	<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>78</b>
<b>9</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>80</b>
	<b>ANEXOS</b> .....	<b>90</b>
	<b>MODELO 1</b> .....	<b>90</b>
	<b>MODELO 2</b> .....	<b>91</b>
	<b>MODELO 3</b> .....	<b>92</b>

## **INDICE DE TABLAS**

Tabla 1: Acortamientos horizontales estimados en el Anticlinal El Ingenio .....	67
---	----

## INDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1: Mapa Geológico de la zona de estudio .....	4
Figura 2: Ubicación y vías de acceso. ....	7
Figura 3: Distribución de puntos de control .....	9
Figura 4: Segmentación morfoestructural del Orógeno Andino entre 32° y 35°S .....	12
Figura 5: Tasas de convergencia promedio y oblicuidad promedio entre placas de Nazca y Sudamericana .....	14
Figura 6: Evolución de la configuración tectónica de Sudamérica, desde el Cretácico hasta el Cenozoico tardío .....	14
Figura 7: Mapa Geológico generalizado de Chile Central entre 33° y 35° .....	16
Figura 8: Cuadro cronoestratigráfico entre la Cordillera de la Costa Oriental y la Cordillera Principal Oriental desde el Cretácico .....	17
Figura 9: Modelo de evolución paleográfica entre 33° y 34° S .....	29
Figura 10: Correlación de Columnas. ....	32
Figura 11: Correlaciones de unidades estratigráficas definidas en diversos trabajos ....	33
Figura 12: Mapa geológico del área de estudio .....	35
Figura 13: Columnas estratigráficas levantadas en el área de estudio .....	36
Figura 14: Afloramientos en sector Coyanco .....	39
Figura 15: Afloramientos estero El Manzanito .....	41
Figura 16: Afloramientos en la ladera oeste del estero El Ingenio .....	42
Figura 17: Niveles sedimentarios en la ladera oeste del estero El Ingenio .....	43
Figura 18: Perfil W-E de la zona de estudio, modificado de Thiele (1980).....	45
Figura 19: Afloramientos en sector El Toyo.....	48
Figura 20: Discordancia angular observada entre Fm. Farellones y Unidad Coyanco...	49
Figura 21: Perfiles esquemáticos A-A' y B-B' .....	49
Figura 22: Vista al norte del Sinclinal Morro Pangal .....	51
Figura 23: Perfil esquemático C-C' .....	51
Figura 24: Cizalle entre estratos en estero El Manzanito .....	54
Figura 25: Imagen Satelital 3D, vista al sur del P1 en el núcleo del anticlinal.....	54
Figura 26: Imagen Satelital 3D, vista al norte de P2 y P3.....	55
Figura 27: Perfil esquemático (D-D'). .....	55
Figura 28: Tipos de pliegues formados en ambientes compresivos). .....	57
Figura 29: Modelo 1. ....	58
Figura 30: Modelo 2 .....	59
Figura 31: Perfil de la geología en superficie y Modelo 3 .....	62
Figura 32: Modelamiento el Anticlinal El Ingenio con falla vergente al oeste.....	64
Figura 33: Perfiles esquemáticos de los dominios norte y sur. ....	69
Figura 34: Modelo esquemático de la evolución estructural en la zona de estudio.....	71
Figura 35: Modelos de evolución tectónica de la cuenca de Abanico.....	76



# 1 Introducción

## 1.1 Formulación del estudio propuesto

La Cordillera Principal Occidental, entre 33° y 34°S, está conformada por rocas volcánicas y sedimentarias pertenecientes a las formaciones Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Inferior) y Farellones (Mioceno). Estos depósitos han sido materia de variados estudios en las últimas décadas de investigación, en geología estructural y tectónica (e.g., Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002; Fock et al., 2006; Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010; Castro, 2012; Quiroga, 2013), en estratigrafía (e.g., Aguirre, 1999; Elgueta et al., 2000; Medina, 2001; Carrasco, 2002;), y en geocronología (e.g; Gana y Wall, 1997; Selles et al., 2001; Fuentes, 2004), sugiriendo que la Formación Abanico habría sido depositada en un sistema de cuencas extensionales de intra arco (Cuenca de Abanico), orientadas norte-sur, desarrolladas durante el Eoceno y Oligoceno, y que posteriormente habrían sido invertidas tectónicamente durante el Mioceno. Durante la inversión de la Cuenca de Abanico se depositaron sintectónicamente los niveles inferiores de la Formación Farellones (Fock et al., 2006). Finalmente la deformación compresiva se habría propagado hacia el este desarrollando la faja plegada y corrida de Aconcagua principalmente en la vertiente argentina de la cordillera (e.g., Giambiagi et al., 2003).

La distribución de las estructuras a lo largo de perfiles transversales en la Fm. Abanico, y en menor medida en la Fm. Farellones, es irregular, variando, además, significativamente en amplitud, longitud, estilo y vergencia. La deformación se concentra en algunos sectores donde puede llegar a ser muy intensa, mientras que en otros, las sucesiones cenozoicas son prácticamente horizontales o están levemente plegados. Este tipo de deformación ha sido atribuida a la reactivación de fallas normales pre-existentes (Charrier et al., 2002, 2005), concentrando la deformación en torno a ellas (Fock et al., 2006; Farías et al., 2010).

Sumado a esto, la relación de contacto entre estas formaciones se presenta, en distintas localidades, tanto concordante como discordante. Localmente se presenta también en contacto por falla (Godoy et al., 1999), por lo que se ha propuesto que su depositación está temporalmente ligada a la inversión tectónica de las cuencas extensionales del Eoceno (Charrier et al., 2002).

Existe controversia respecto a las estructuras de primer orden que controlan la deformación observada en superficie: por un lado, el estudio de Farías et al. (2010) proponen un sistema estructural de vergencia hacia el este con un despegue proveniente de una rampa conectada directamente a la placa subductada, mientras que Armijo et al. (2010) proponen un despegue basal en una rampa con vergencia al oeste debido a una incipiente subducción intracontinental.

El acortamiento asociado a la inversión de la Cuenca de Abanico (~16 km) estimado en el estudio de Farías et al. (2010) no es suficiente para explicar ni el espesor cortical en la zona ni el alzamiento de las rocas. Para justificar esto, el estudio propone un modelo de engrosamiento cortical de deformación con cizalle simple (sensu Allmendinger y Gubbels, 1996), el cual consiste en un transporte profundo del acortamiento observable en superficie en el flanco oriental de la cordillera hacia el engrosamiento cortical del sector occidental de ella, por medio de un sistema rampa-flat de escala cortical.

Farías et al., (2008, 2010) propusieron que a la latitud de Santiago el alzamiento podría ser explicado por el acortamiento acomodado, cercano a 86 km, por otra parte, Giambiagi et al., (2014) estima que el acortamiento a esta latitud es de 71 km, valores que difieren significativamente.

En este contexto, en el que hay controversia respecto a la cuantificación del acortamiento acomodado, existen sectores en los cuales se ha reportado una deformación intensa, pero no cuantificada adecuadamente, que podrían contener parte importante del acortamiento que alza la cordillera.

Al sur del río Maipo, en el sector de El Ingenio, existe una estructura compleja, reportada previamente por Thiele (1980), Fock (2005) y Farías (2010) con un aparente desarrollo de dúplex vergente al este asociado a Anticlinal de Maipo que podría contener parte importante del acortamiento.

Las rocas deformadas en esta zona (al sur del río Maipo) han sido asignadas a la Fm. Abanico, sin embargo, una datación U/Pb SHRIMP realizada por Fock (2005), al norte de esta zona, en el flanco oriental del Anticlinal del Maipo, en una arenisca fina, entrega una edad máxima de  $21,3 \pm 0,2$  Ma, sugiriendo que rocas anteriormente asociadas a la Fm. Abanico, corresponderían al Miembro Inferior de la Fm. Farellones, esto se podría extender hacia el sur del río Maipo, a la zona en que se enfoca este estudio.

Sumado a lo anterior, el trabajo de Godoy et al. (1999) describe estructuras de este estilo al sur la zona de estudio. En el valle del río Cachapoal ( $34^{\circ}$ - $34^{\circ}30'S$ ) se describe el corrimiento fuera de secuencia El Fierro con vergencia hacia el este, el cual tendría un despegue de bajo ángulo que se someriza hacia el norte hasta desaparecer al sur del río Maipo, en la zona que se enfoca este trabajo.

Este estudio presenta una serie de columnas estratigráficas y secciones estructurales que abarcan este sistema estructural, con el fin de caracterizar su geometría y cinemática, generar un modelo evolutivo, reconocer la relación de este sistema con el Corrimiento El Fierro, estimar acortamientos y determinar la contribución real de este sistema de falla a la construcción de la Cordillera de los Andes en esta latitud.

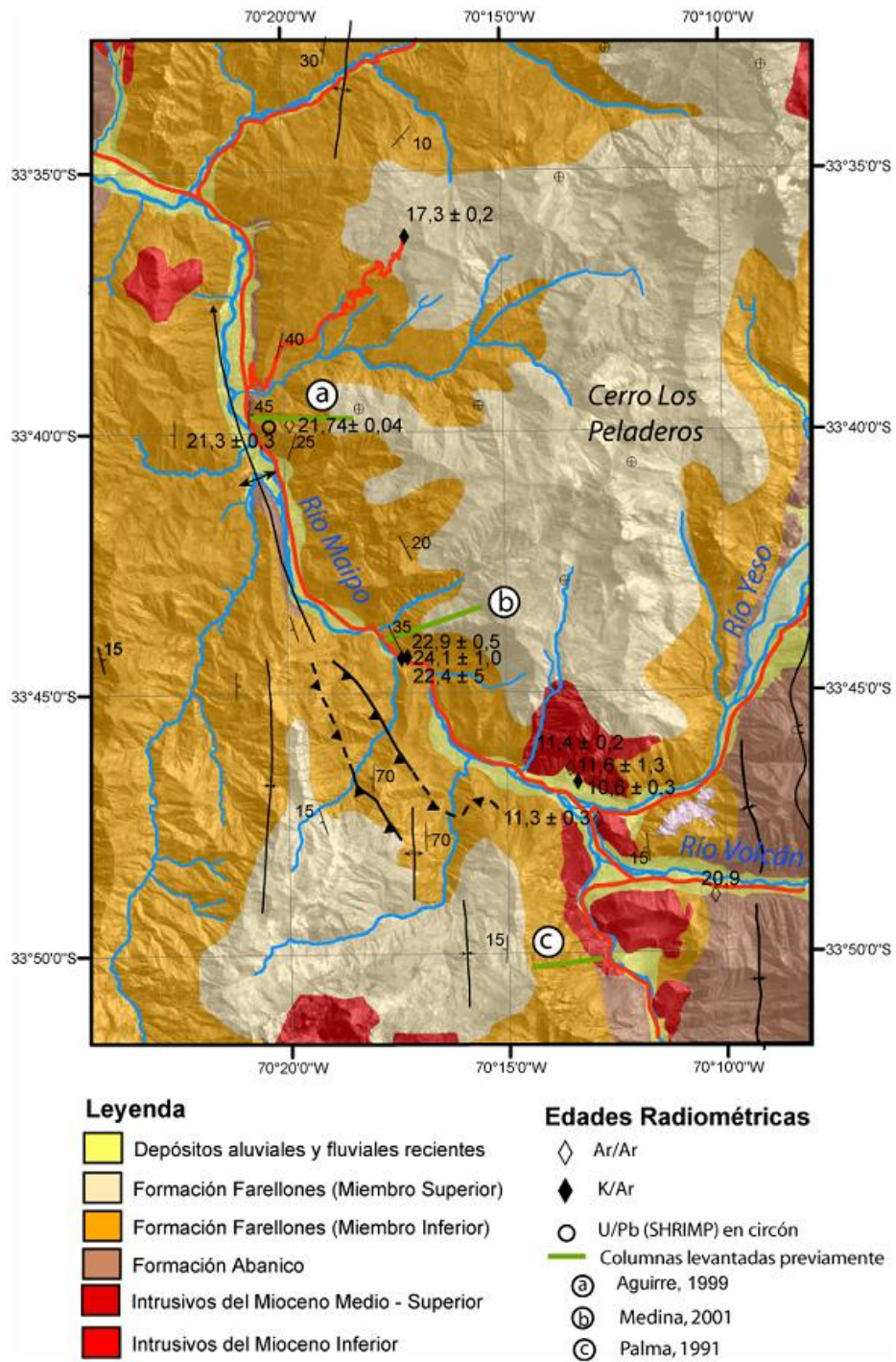


Figura 1: Mapa Geológico de la zona de estudio, tomado de Fock (2005) con las edades radiométricas disponibles. Las letras (a), (b) y (c) indican la ubicación de las columnas estratigráficas presentadas en la Figura 10.

## 1.2 Hipótesis de trabajo

La complejidad estructural reportada en trabajos previos para el sector de El Ingenio en la Cordillera Principal en el valle del Río Maipo puede ser explicada en el contexto del alzamiento Andino.

En ese contexto, el estudio de las secuencias deformadas permitirá establecer adecuadamente el estilo, vergencia y temporalidad relativa del evento de deformación del sector, el cual ha sido reportado como un dúplex vergente al este, pero cuya complejidad será definida en base al estudio de detalle del sector.

A partir de esto, se propone que este sector es fundamental para entender el desarrollo contraccional del Mioceno como parte de la orogénesis andina, en el cual la contribución de estas estructuras al acortamiento total de la cordillera no es menor.

Así mismo, las unidades deformadas han sido agrupadas en la Formación Abanico; no obstante, se propone que ellas corresponderían a depósitos sinorógenicos cronológicamente correlacionables con la Formación Farellones, posiblemente asociados con la inversión de la Cuenca de Abanico, posteriormente deformadas en el estilo dominante del sector.

## 1.3 Objetivos y metodología

### 1.3.1 Objetivo General

Construir un modelo de evolución estructural de los depósitos Cenozoicos al sur del río Maipo ( $33^{\circ}40'$ - $33^{\circ}50'S$  y  $70^{\circ}13'$ - $70^{\circ}25'W$ ).

### 1.3.2 Objetivos Específicos

- i. Caracterizar la estratigrafía en el área de estudio.
- ii. Determinar los rasgos estructurales superficiales en el área de estudio.
- iii. Determinar el estilo estructural.
- iv. Determinar la cinemática (relaciones de temporalidad y geometría).
- v. Determinar la contribución real de este sistema de falla a la construcción de la Cordillera de Los Andes en esta latitud.

### 1.4 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se localiza en la Región Metropolitana, al sureste de la ciudad de Santiago, entre  $33^{\circ}40'-33^{\circ}50'S$  y  $70^{\circ}13'-70^{\circ}25'W$  (Ver Figura 2a).

El acceso al área de estudio se realiza desde la ciudad de Santiago, tomando el Camino al Volcán (Ruta G-25) que sigue el curso del río Maipo, pasando por las localidades San José del Maipo, El Toyo, San Alfonso, El Ingenio y San Gabriel. Para acceder al sur del área de estudio se toma la ruta G-456 que nace en San Gabriel hacia la localidad de Las Melosas.

Los ríos y esteros recorridos en la zona corresponden, en primer lugar, al río Maipo, y luego, a esteros menores que, de oeste a este, son: el estero Coyanco, estero El Manzanito (equivalente al estero Caldera de Thiele (1980)) y estero El Ingenio (Ver Figura 2b).

En algunos sectores como el estero Coyanco, estero El Manzanito y estero El Ingenio fue necesario el acceso a pie o a caballo.

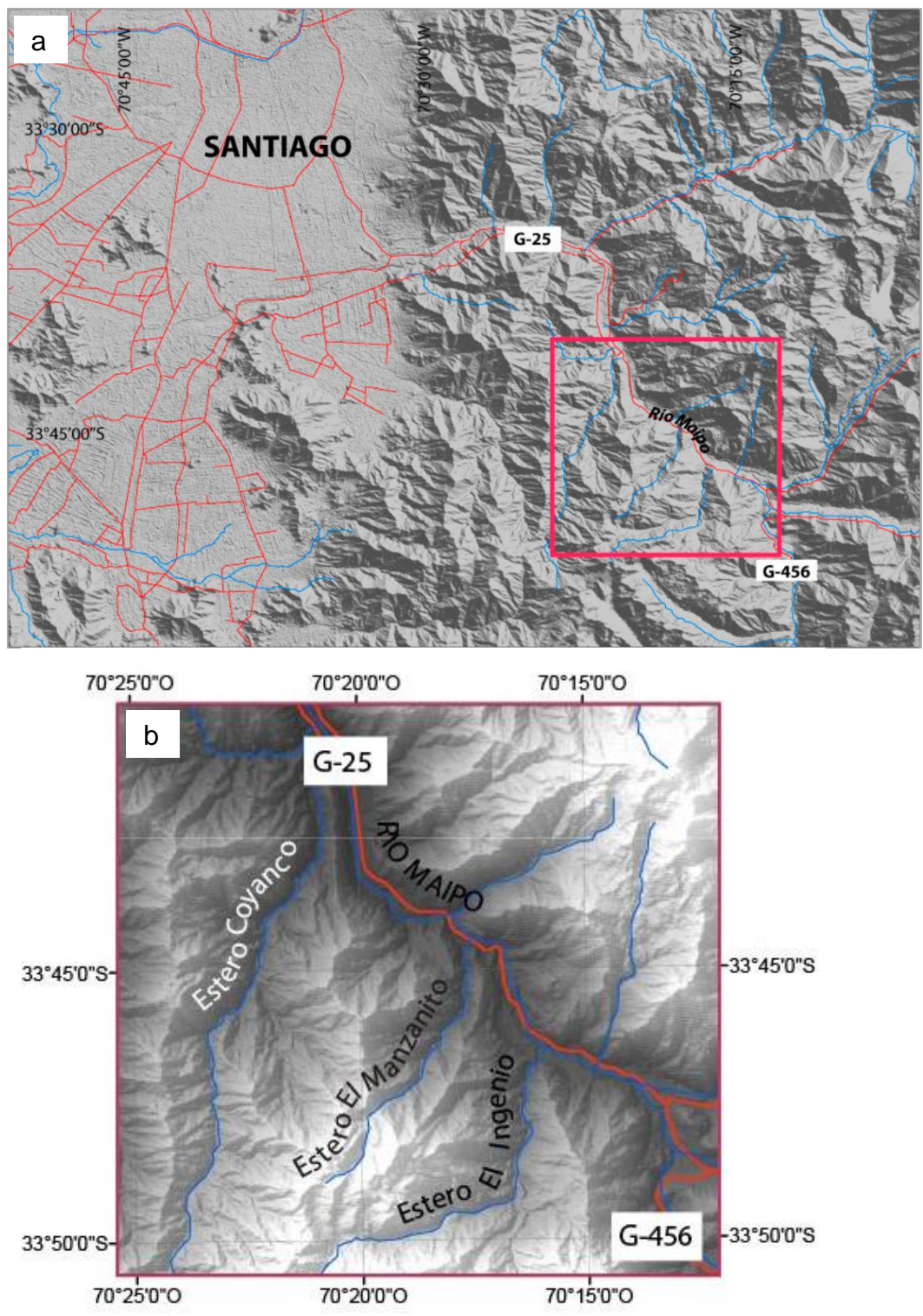


Figura 2: Ubicación y vías de acceso: (a) El recuadro indica la ubicación de la zona de estudio y en rojo se muestran las rutas disponibles y, (b) Detalle de caminos y redes de drenaje en área de estudio.

## 1.5 Metodología y plan de trabajo

Las metodologías utilizadas para el desarrollo de cada uno de los objetivos propuestos fueron:

- i. Análisis estratigráfico de los depósitos Cenozoicos.
- ii. Mapeo Geológico de la zona de estudio.
- iii. Modelamiento estructural.
- iv. Inserción de este modelo local a modelos de escala regional.

Para conseguir estos objetivos se realizó un trabajo pre-campaña de terreno de revisión bibliográfica y fotointerpretación; trabajo de terreno, con cuatro campañas por el día y tres campañas de tres o cuatro días, entre los meses de febrero a mayo de 2014, recorriendo los esteros principales del área de estudio sumando un total de 14 días de terreno; y, finalmente, un trabajo post-campaña de digitalización de datos, interpretación y modelamiento.

A continuación se describen en detalle las metodologías utilizadas para cada uno de los objetivos propuestos:

### 1.5.1 Análisis estratigráfico de los depósitos Cenozoicos

- a. Estudio de la Carta Geológica de Chile, Hoja Santiago.
- b. Revisión bibliográfica de la estratigrafía de la zona y de zonas adyacentes.
- c. Campaña de terreno: generación de columnas estratigráficas.
- d. Correlación de columnas estratigráficas entre ellas y con columnas realizadas en trabajos anteriores por diversos autores.



### 1.5.2 Mapeo Geológico de la zona de estudio

- a. Estudio de la Carta Geológica de Chile, Hoja Santiago.
- b. Revisión bibliográfica de la zona de estudio y zonas adyacentes.
- c. Fotointerpretación de imágenes satelitales con el software Google Earth.
- d. Campaña de terreno: mapeo geológico a través de puntos de control, identificando unidades litológicas, tipos de contacto y estructuras en superficie (Figura 3).
- e. Confección y digitalización del mapa geológico.

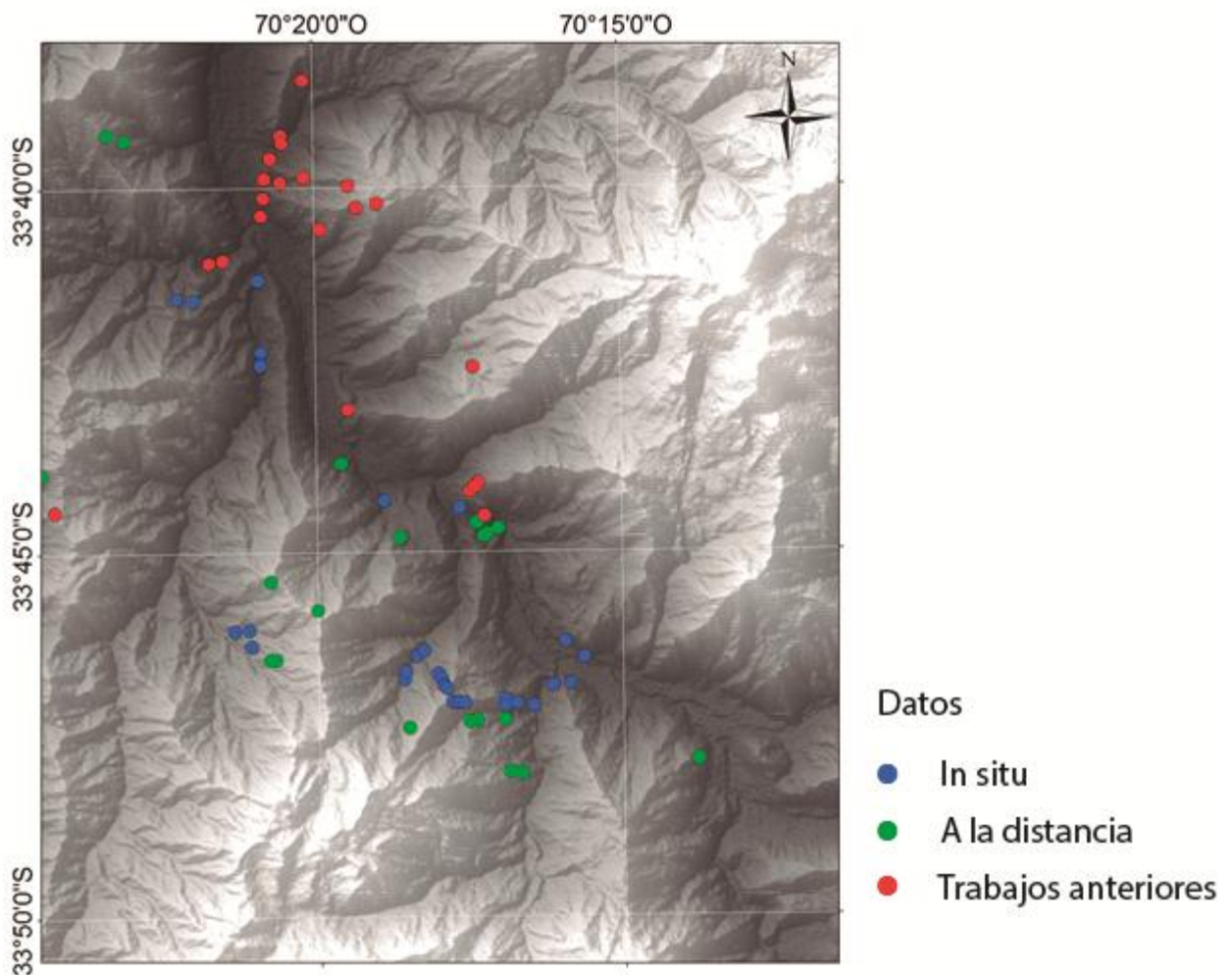


Figura 3: Distribución de puntos de control: en azul los datos tomados in situ; en verde, datos tomados a la distancia o foto interpretados; y en rojo, datos tomados de trabajos anteriores (Thiele, 1980; Aguirre, 1999; Medina, 2001; Fock, 2005).

### 1.5.3 Modelamiento Estructural

#### 1.5.3.1 Análisis estructural

- a. Estudio de la Carta Geológica de Chile, Hoja Santiago.
- b. Estudio bibliográfico de la zona de estudio y zonas adyacentes.
- c. Campaña de terreno: identificación y análisis de estructuras.
- d. Confección de secciones estructurales en el sector comprendido entre el estero Coyanco y el curso alto del río Maipo.

#### 1.5.3.2 Modelamiento estructural

- a. Modelamiento estructural con software MOVE 2014 2D (*Midland Valley*) a través de procedimientos *forward*.
- b. Estimación del acortamiento y alzamiento asociado a las estructuras estudiadas.

### 1.5.4 Inserción del modelo local a los modelos de escala regional

- a. Estudio bibliográfico de modelos de la evolución cenozoica de los Andes Centrales (32°-35°S).
- b. Inserción del modelo obtenido a los modelos propuestos por diversos autores.

## 2 Marco Geotectónico

### 2.1 Segmentación Andina

El segmento andino entre 32° y 35° S está conformado por dominios morfoestructurales que se distribuyen en franjas de orientación N-S. Esta segmentación correspondería al resultado de una serie de procesos geotectónicos que habrían tenido lugar desde el Jurásico debido a la interacción de la Placa de Nazca con la Placa Sudamericana (Isacks, 1988). Según evidencias en el magmatismo, esta subducción habría sido continua desde, por lo menos, el Jurásico temprano (Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan et al., 2001., Charrier et al., 2007). De oeste a este las unidades definidas son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal. (Figura 4).

La Cordillera de la Costa está conformada principalmente por granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental y por secuencias volcánicas y sedimentarias del Mesozoico en el flanco oriental (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001). La Depresión Central corresponde a una cuenca con depósitos fluviales y aluviales Pleistocenos a Holoceno (Thiele, 1980; Farías et al., 2008; Rauld, 2002), esta limita al este con la Cordillera Principal, la cual está compuesta principalmente por rocas cenozoicas en su parte occidental y rocas mesozoicas en su parte oriental. La Cordillera Frontal está constituida por rocas de edades precámbricas, paleozoicas y triásicas (Mpodozis y Ramos, 1989). Al este de estas unidades se desarrollan cuencas de antepaís desde el Mioceno al Holoceno.

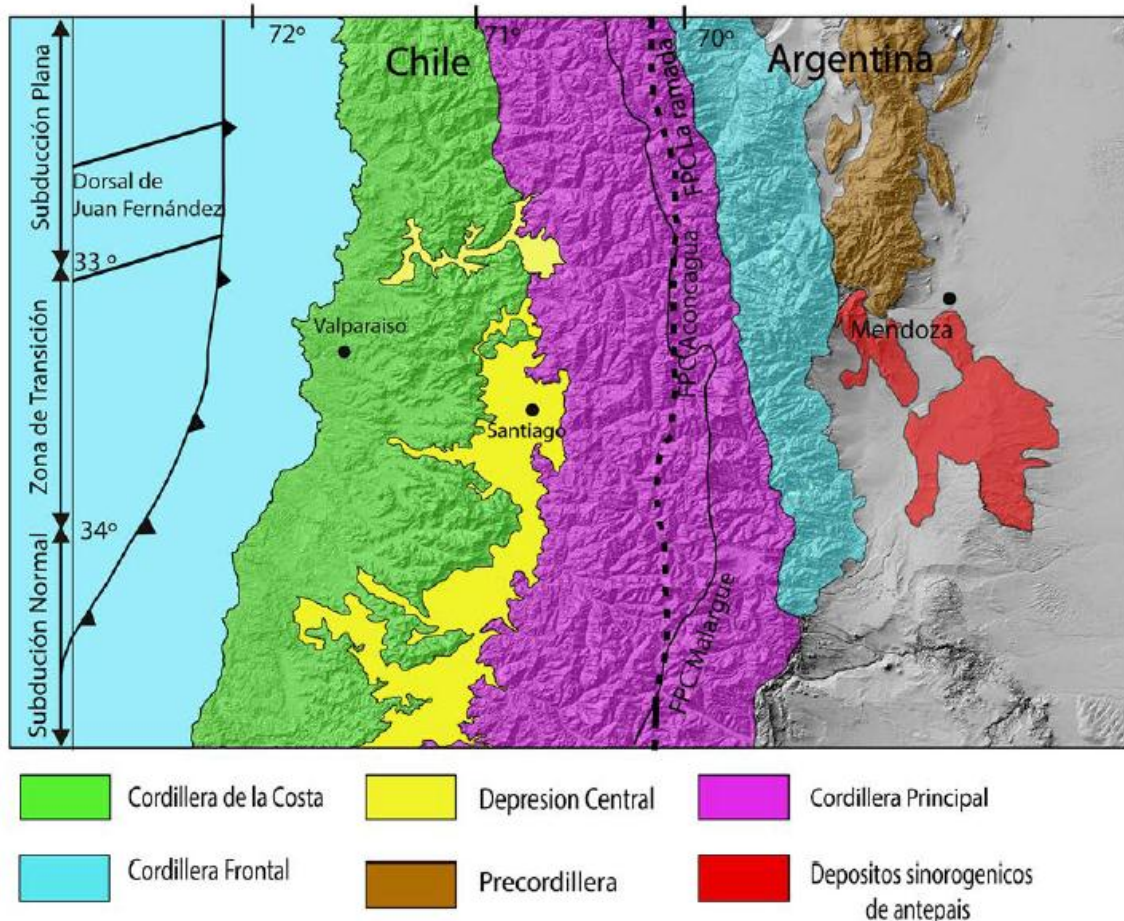


Figura 4: Segmentación morfoestructural del Orógeno Andino entre 32° y 35°S, basado en Charrier y Muñoz (1994); Giambiagi et al. (2003); y Tassara y Yañez (2003), figura tomada de Quiroga (2013).

## 2.2 Marco Tectónico

La Cordillera de Los Andes corresponde a la cadena montañosa más alta del mundo formada en ambiente de subducción de una placa oceánica (Nazca) bajo una placa continental (Sudamericana). Esta subducción habría sido continua desde, por lo menos, el Jurásico temprano (Mpodosis y Ramos, 1989; Jordan et al., 2001., Charrier et al., 2007).

Existen diversos estudios sobre el movimiento relativo entre la placa de Nazca, antes Farallón, y la placa Sudamericana (Figura 5) que sugieren que las tasas de convergencia de placas y la oblicuidad han sufrido fuertes variaciones desde el Cretácico (Pardo – Casas y Molnar; 1987; Somoza, 1998). Estos estudios han sido

realizados mediante seguimiento de trazas de hot-spots en la corteza oceánica y paleomagnetismo en la placa de Nazca.

La tasa de convergencia en el margen continental habría sido lenta desde los 70 hasta los 50 Ma, alcanzando luego dos episodios de aumento en su velocidad, el primero entre los 50 y 42 Ma y el segundo después de los 26 Ma (Pardo – Casas y Molnar; 1987).

El estudio de Somoza (1998), analiza la subducción desde los 40 Ma hasta el presente. Propone que a los 30°S la tasa de convergencia entre los 40 y 28,3 Ma fue lenta, entre 5,2 y 6,0 cm/año con una oblicuidad del orden de 40° de la placa Farallón respecto al margen continental. En torno a los 28 Ma comenzó fuerte aumento de la tasa de convergencia de placas, alcanzando una velocidad de 14,9 cm/año a los 25,8 Ma acompañado de una disminución de la oblicuidad a 10°. La convergencia rápida y ortogonal continuó hasta, por lo menos, los 20 Ma, disminuyendo paulatinamente desde el Mioceno al Presente hasta llegar a 8 cm /año (De Mets et al., 1994) y manteniendo una oblicuidad entre 10 y 20°.

El periodo de convergencia lenta durante el Eoceno-Oligoceno, entre los 40 y 28 Ma, coincide en edad con el episodio de desarrollo de la cuenca extensional de Abanico. Esto sugiere una relación entre la subducción y la deformación de la corteza superior en el margen continental (Charrier et al., 1994, 2002; Jordan et al., 2001).

El fuerte aumento de la velocidad de convergencia entre los 28 y 25 Ma se deberían al quiebre de la placa Farallón en el que se dividió en placa de Nazca y placa de Cocos (Figura 6), generando un aumento en la tasa de convergencia (Pardo – Casas y Molnar, 1987).

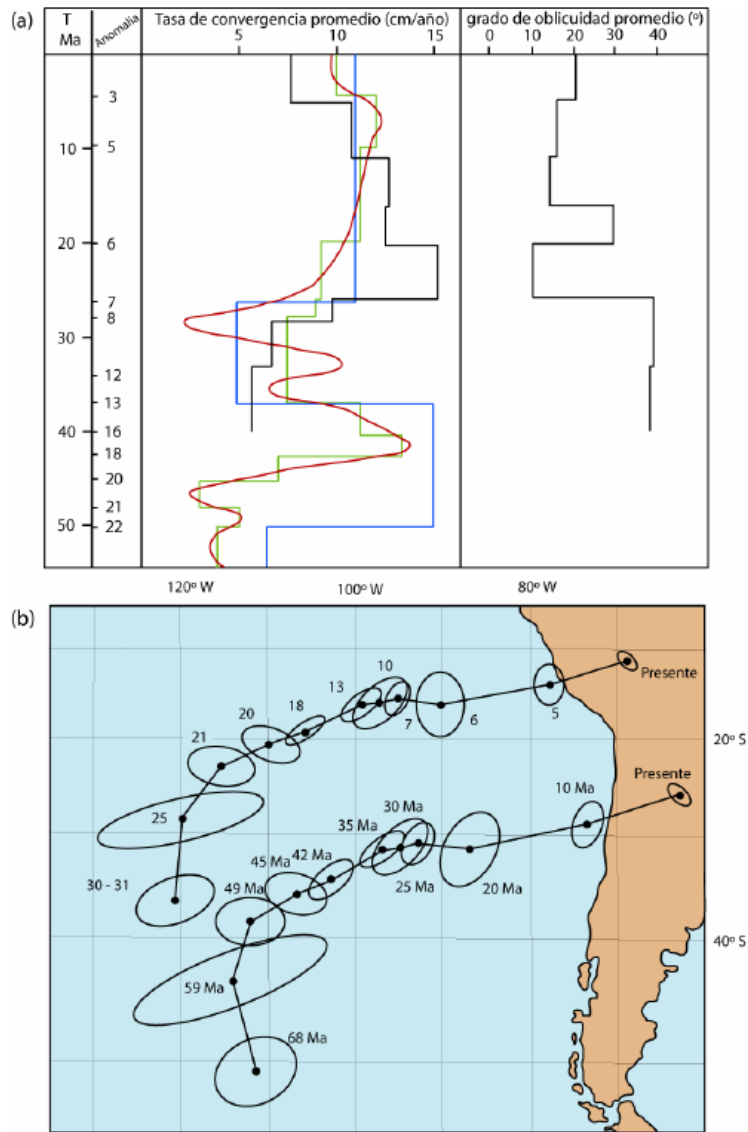


Figura 5: (a) Compilación de las tasas de convergencia promedio y oblicuidad promedio entre placas de Nazca y Sudamericana, en verde Pilger(1983), en azul Pardo-Casas y Molnar (1987), en rojo Soler y Bonhomme (1990) y en negro Somoza(1998), figura tomada de Fock (2005). (b) Reconstrucción cinemática de la placa de Nazca desde el Cretácico hasta la actualidad medida en dos puntos (Pardo-Casas y Molnar, 1987).



Figura 6: Evolución de la configuración tectónica de Sudamérica, desde el Cretácico hasta el Cenozoico tardío. Modificado de Zonenshayn et al. (1984).

### 3 Marco Geológico Regional

#### 3.1 Antecedentes Generales

A lo largo de la Depresión Central y la Cordillera Principal las unidades geológicas están distribuidas en franjas elongadas con orientación N-S que corresponden a rocas de edad cretácica en la Cordillera de la Costa Oriental y en la Depresión Central; edad cenozoica en la Cordillera Principal Occidental y Central; y edad mesozoica en la Cordillera Principal Oriental (Figura 7). Estas unidades corresponden a rocas volcánicas y sedimentarias continentales y marinas intruidas por filones, lacolitos, filones-manto, stocks y batolitos de edad Miocena a Pleistocena (Thiele, 1980).

En la Figura 8 se muestra un cuadro cronoestratigráfico desde el Cretácico al presente que sintetiza la estratigrafía en estas provincias morfoestructurales entre 33° y 35°S.

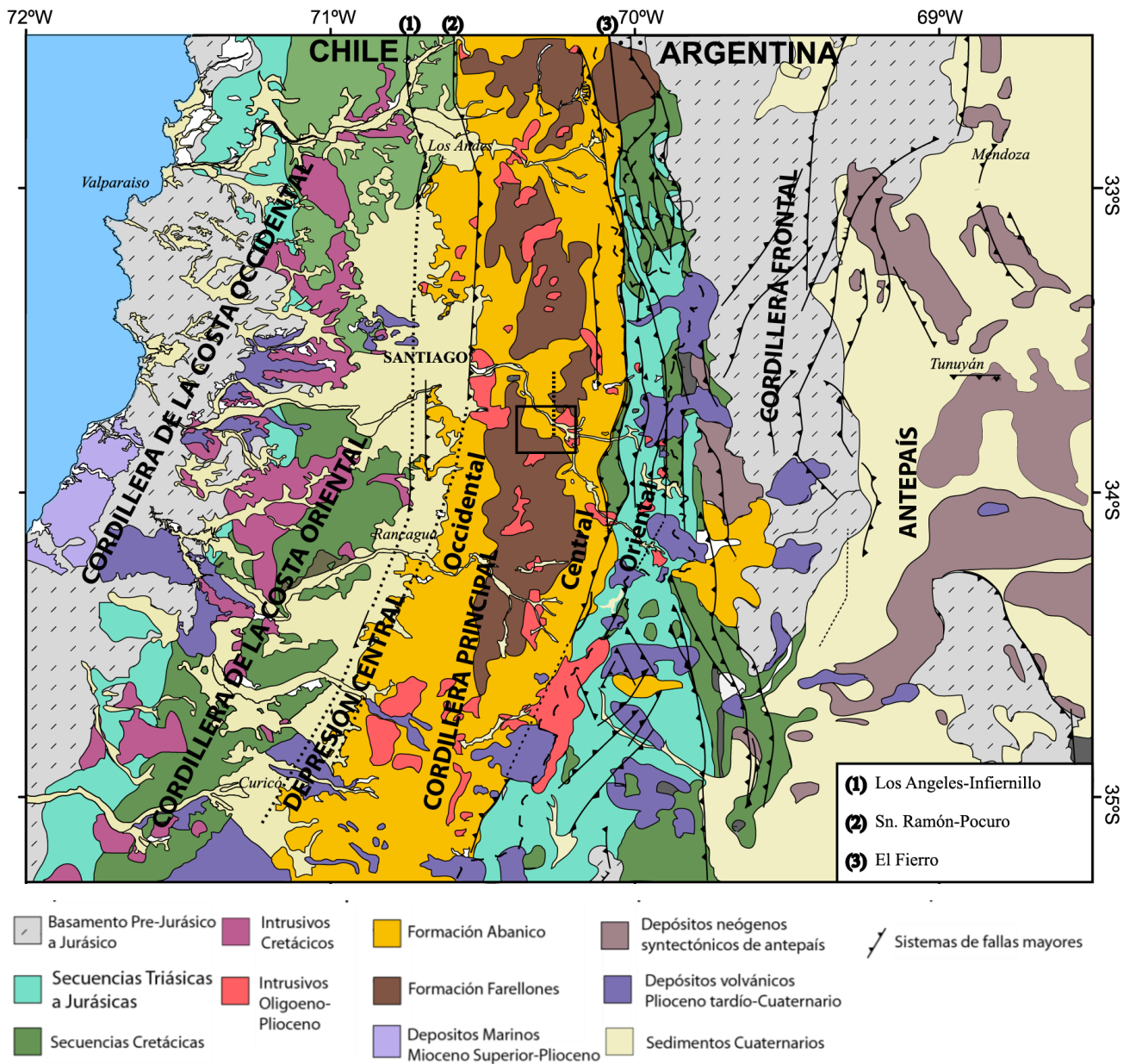


Figura 7: Mapa Geológico generalizado de Chile Central entre 33° y 35°. En el recuadro negro se destaca la zona de estudio. Modificado de Farías et al. (2010).



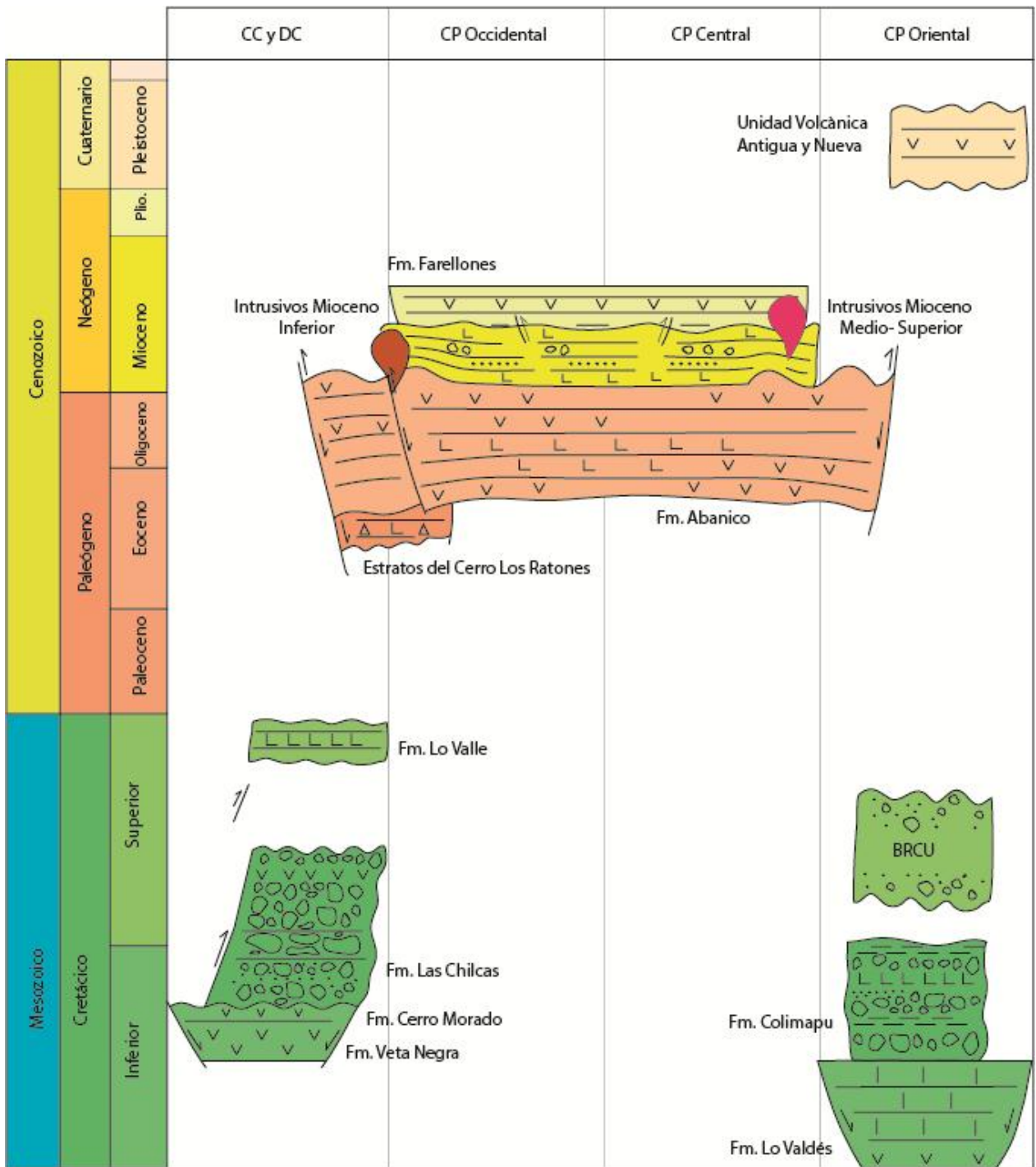


Figura 8: Cuadro cronoestratigráfico entre la Cordillera de la Costa Oriental y la Cordillera Principal Oriental desde el Cretácico, mostrando unidades geológicas, unidades morfotectónicas, y las etapas tectónicas. Basado en Thiele (1980), Charrier et al. (1996, 2002), Selles y Gana (2001), Giambiagi (2003), Boyce (en preparación).

## 3.2 Rocas estratificadas

A continuación se describen las unidades estratificadas primero para la Cordillera de la Costa Oriental y Depresión Central y luego para la Cordillera Principal.

### 3.2.1 Cordillera de la Costa Oriental y Depresión Central

#### 3.2.1.1 Rocas estratificadas pre-Cenozoicas

Las formaciones pre-Cenozoicas presentes en la Cordillera de la Costa Oriental y Depresión Central corresponden a rocas volcánicas, marinas y clásticas continentales que abarcan desde el Jurásico Medio al Cretácico Superior. Estas, de más antigua a más joven, corresponden a las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Veta Negra, Cerro Morado, Las Chilcas y Lo Valle.

#### 3.2.1.2 Rocas estratificadas Cenozoicas

#### **Estratos del Cerro Los Ratones (Selles y Gana, 2001)**

Esta unidad informal, definida por Sellés y Gana (2001), que aflora en la Depresión Central, corresponde a una secuencia volcánica y subvolcánica que contiene tobas de lapilli, brechas piroclásticas y escasos niveles de lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias continentales. Tiene un espesor total de 450 m aproximadamente.

La base de estos estratos es desconocida y subyacen a la Formación Abanico con un contacto de discordancia angular. Fock (2005) le asigna una edad mínima de Eoceno medio basándose en dataciones radiométricas (U-Pb SHRIMP de  $43,0 \pm 0,4$ ). Farias et al. (2010) considera que esta unidad correspondería a la base de la Formación Abanico.

### 3.2.2 Cordillera Principal

Las rocas estratificadas que afloran en la Cordillera Principal corresponden a sucesiones sedimentarias y volcano-sedimentarias que se depositaron desde el Jurásico medio al Holoceno.

A continuación se presentan las formaciones descritas en trabajos anteriores en esta zona.

#### 3.2.2.1 Rocas estratificadas pre-Cenozoicas

Las formaciones pre-Cenozoicas que afloran en la Cordillera Principal Oriental, cercanas al límite chileno-argentino, corresponden a sucesiones sedimentarias marinas, volcánicas y clásticas continentales mesozoicas desde el Bathoniano-Caloviano al Cretácico Inferior. Estas, de más antigua a más joven, corresponden a las formaciones Nieves Negras, Río Colina, Río Damas, Lo Valdés y Colimapu. Se han interpretado como depósitos de extensas cuencas de trasarco depositadas en dos periodos de transgresión y regresión marina durante el Jurásico-Cretácico Inferior (eg. Charrier y Muñoz, 1994; Mpodozis y Ramos, 1989).

#### 3.2.2.2 Rocas estratificadas Cenozoicas

##### **Formación Abanico (Aguirre, 1960)**

Secuencia volcánica y volcanoclástica compuesta por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias fluviales, aluviales y lacustres que forman lentes de hasta 500 m de espesor (Charrier et al., 2002; Nyström et al, 2003).

El espesor del conjunto se estima en 3000 m, aunque se acepta que este podría estar sobreestimado por numerosas intrusiones interestratificadas posteriores de filones-manto y de lacolitos andesíticos (Thiele 1980).

Sobre la base de estudios de fauna fósil (Wyss et al., 1996) y a diversas dataciones radiométricas en Ar/Ar (Charrier et al., 2002; Baeza, 1999), K/Ar (Drake et al., 1976; Gana y Wall, 1997; Sellés, 1999; Vergara et al., 1999, Vergara y Drake, 1978, Selles y Gana, 2001), se le asigna a la una edad Eoceno Superior-Mioceno.

La Formación Abanico es un equivalente litoestratigráfico de lo que más al sur se ha denominado formación Coya-Machalí (Klohn, 1960; Thiele, 1980; Charrier et al., 2002).

### **Formación Farellones (Klohn, 1960)**

Secuencia de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Las lavas se presentan en mayor proporción que las tobas y brechas. El espesor de la secuencia es de 2500 m aunque este aparece aumentado con los numerosos mantos intrusivos y lacolitos que se intercalan en la serie (Thiele, 1980).

Según dataciones radiométricas en K/Ar (Beccar et al., 1986; Drake et al., 1976; Sellés, 1999 y Vergara y Drake, 1978), en Ar/Ar (Aguirre et al., 2000 y Fuentes 2004) y en U-Pb (SHRIMP) (Fock, 2005) se le asigna una edad Mioceno.

### **Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969)**

Unidad compuesta por los esqueletos de volcanes extinguidos, formados principalmente por coladas de lava andesítica y traquiandesítica, de colores rojizos y amarillentos, las rocas son principalmente andesitas de oxi-hornblenda, hiperstena y augita (Thiele y Katsui, 1969). Se ubican en la zona fronteriza en el Volcán Tupungato, Cerro Marmolejo y Cordón Cerro Castillo.

Esta unidad no aparece afectada por fallas de importancia regional, aparece sellando todas las fallas y pliegues de fines del Mioceno (Thiele, 1980).

Se considera que tiene una edad Pleistocena.

## **Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969)**

Se incluyen en esta unidad los volcanes que presentan actividad histórica (volcanes Tupungatito y San José). Están formados por coladas andesíticas frescas, con intercalaciones de mantos de brechas y piroclastos menores (Thiele 1980).

Los conos no están labrados por la erosión glacial y las coladas más recientes siguen los cursos de los valles glaciales y fluviales bien definidos, por lo que se le asigna una edad Holoceno.

### **Depósitos no consolidados (Thiele, 1980)**

Corresponden a depósitos fluviales, lacustres, gravitacionales y glaciales. Entre los depósitos fluviales que rellenan los valles interiores sobresalen los niveles de terrazas en el Valle del río Maipo. Los depósitos lacustres no tienen gran extensión y se acumulan en lagos formados detrás de algunas morrenas o desmoronamientos. Los depósitos gravitacionales son productos de la reptación del suelo y talud. Por último, los depósitos glaciales consisten en morrenas marginales y acumulaciones de detritos provenientes de glaciales de roca, y se ubican en circos o nichos de las altas cumbres (Thiele, 1980).

### **3.2.3 Rocas intrusivas**

En La Cordillera Principal, las rocas intrusivas de la zona se disponen en dos franjas de orientación norte-sur que se hacen más jóvenes hacia el este (Thiele, 1980; Fock, 2005).

## **Intrusivos del Mioceno Inferior**

Se definen los Intrusivos de Mioceno Inferior, correspondientes principalmente a granodioritas con edades entre 18 y 20 Ma que intruyen a la Formación Abanico (Kurtz et al., 1997; Sellés y Wall, 2001). Entre ellos destacan el plutón La Obra y el plutón San Francisco.

## **Intrusivos del Mioceno Medio-Superior**

La franja de intrusivos del Mioceno medio-superior está compuesta principalmente por granodioritas, monzogranito y monzonita cuarcífera, con edades entre 13 y 18 Ma (Kurtz et al., 1997; Vergara y Drake, 1978; Gana y Wall, 1997; Cornejo y Mahood, 1997). Destacan en este grupo los plutones San Gabriel, La Gloria e Intrusivo Colina. Intruyen a la Fm. Abanico y Fm. Farellones.

El Plutón San Gabriel, que aflora en la zona de estudio, ha sido datado en  $11,4 \pm 0,2$  con el método Ar/Ar en biotita (Kurtz et al., 1997), en  $10,6 \pm 0,3$  y en  $11,6 \pm 1,3$  con el método K/Ar en biotita y en biotita/hornblenda, respectivamente (Vergara y Drake, 1978).

### **3.3 Estructuras regionales**

Los sistemas estructurales de relevancia regional para este estudio son: Sistema de falla Los Ángeles-Infiernillo, Sistema de falla San Ramón-Pocuro, Sistema de falla El Diablo-Las Leñas- El Fierro y Corrimiento El Fierro.

Es importante reparar que el Sistema de falla El Diablo-Las Leñas-El Fierro y el Corrimiento El Fierro, pese al alcance de nombres, corresponden a estructuras diferentes, la primera se ubica en la Cordillera Principal Oriental y marca el límite de las unidades cenozoicas con las mesozoicas y la segunda se ubica al oeste de la anterior y corresponde a un despegue somero que afecta las unidades cenozoicas. Para evitar confusiones se les llamará Sistema de falla El Diablo y Corrimiento El Fierro respectivamente.

A continuación se describen los principales sistemas estructurales:

**Sistema de falla Los Ángeles-Infiernillo-Portezuelo de Chada:** Este sistema de falla atraviesa longitudinalmente la Depresión Central con un rumbo N-S, se ha interpretado como el borde occidental de la cuenca de Abanico (Fock, 2005; Fock et al., 2006, Farías et al., 2010). La traza de esta falla está mayormente cubierta por los depósitos de la Depresión Central (Ver Figura 7) Figura 7: Mapa Geológico generalizado de Chile Central entre 33° y 35°. En el recuadro negro se destaca la zona de estudio. Modificado de Farías et al. (2010).

**Sistema de falla San Ramón-Pocuro:** Sistema de fallas inversas vergentes al oeste, que marcan el límite oeste de la Cordillera Principal a la latitud de la ciudad de Santiago (Ver Figura 7). Pone en contacto depósitos no consolidados con rocas cenozoicas de la Formación Abanico (Farías et al. 2010). Ha sido interpretada como una falla normal invertida (Fock 2005; Charrier et al. 2009) o como falla inversa (Rauld, 2002). Presenta actividad reciente evidenciada por escarpes de falla que afectan abanico aluviales pleistocenos y holocenos (Rauld et al., 2006)

**Sistema de falla El Diablo:** Sistema de fallas ubicado en la Cordillera Principal (~70°W), de vergencia al este, que pone en contacto las unidades Cenozoicas con las Mesozoicas (Ver Figura 7). Ha sido interpretada como una falla normal invertida que marca el límite oriental de la cuenca de Abanico (Fock, 2005; Fock et al., 2006). En la zona del río Maipo se reconoce como la falla El Diablo y su retrocorrimento falla Chacayes-Yesillo, hacia el sur; falla Las Leñas en el río Cachapoal (Charrier et al., 1996, 2002) y falla El Fierro en el río Tinguiririca (Davidson, 1971). Esta falla estuvo activa desde el Eoceno medio hasta la actualidad, se han registrado sismos hasta al menos los 10 km de profundidad con un movimiento de rumbo dextral asociados a este sistema de falla (Comte et al., 2008; Farías et al., 2010).

**Corrimiento El Fierro:** Corresponde a un despegue somero, de bajo ángulo, vergente al este a una profundidad de 2300 a 2500 m b.n.m. que afecta a las formaciones Cenozoicas Abanico y Farellones. Este corrimiento fue propuesto por Godoy et al. (1999) a la latitud del río Cachapoal (34°S), pero propone q se prolonga hacia el norte

hasta el río Maipo y hacia el sur hasta el Tinguiririca. Se le ha interpretado como un corrimiento fuera de secuencia, posterior a la inversión de la Cuenca de Abanico.

### 3.4 Relaciones de contacto entre formaciones cenozoicas

Los depósitos de las formaciones Abanico y Farellones poseen una gran extensión espacial, 70 km de ancho, 1000 km de largo (desde los 32° hasta 39°S) y más de 3000 m de espesor (Charrier et al., 2009). Esto, sumado a una importante variación lateral de sus facies, ha dificultado el estudio estratigráfico de las formaciones y causado controversia en cuanto a la diferenciación y correlación de las unidades y por consiguiente a su relación de contacto.

En diversos estudios, el contacto entre las formaciones Abanico y Farellones ha sido descrita como discordante (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980), concordante o pseudo-concordante (Godoy, 1991; Godoy y Lara, 1994) y de carácter tectónico (Godoy et al., 1996, 1999) como un corrimiento regional de bajo ángulo con vergencia hacia el este, conocido como el corrimiento fuera de secuencia El Fierro.

Además, las dataciones radioisotópicas de la base de la Fm. Farellones varían considerablemente en distintas localidades, desde 25,2 Ma al este de Santiago (Munizaga y Vicente, 1982) a 14,1 Ma en el río Cahapoal (Charrier y Munizaga, 1979), a partir de esto se deduce una aparente coincidencia temporal entre ambas formaciones (Charrier et al., 2002).

Sumado a esto, se han reconocido geometrías de estratos de crecimiento interpretadas como depósitos sin orogénicos generados con la inversión de fallas normales y desarrollo de pliegues anticlinales durante la inversión de la cuenca de Abanico (Fock, 2005; Quiroga 2013).

Basándose en lo anterior se infiere una transición continua desde niveles superiores de la Fm. Abanico a los niveles inferiores de la Fm. Farellones a través de discordancias progresivas asociadas a la inversión de la Cuenca extensional de Abanico (Charrier et al., 2002; Fock, 2005; Quiroga, 2013), siendo más evidentes las



discordancias en sectores más deformados que corresponderían a las zonas de borde de dominios estructurales.

### 3.5 Evolución de la cuenca de Abanico

#### 3.5.1 Evidencias del desarrollo de la cuenca

Diversos estudios han reportado evidencias que llevan a la hipótesis de que las rocas de la Formación Abanico se habrían depositado en una cuenca extensional de intraarco (Charrier et al., 2002; 2009).

Las evidencias sedimentológicas corresponden al gran espesor de la Formación Abanico (en torno a 3000 m) que requiere de un gran espacio depositacional para acumularse y condiciones de subsidencia, a intercalaciones lacustres (algunas de ellas calcáreas) de gran potencia las cuales requieren de extensas áreas deprimidas para formarse, y por último, a estratos de crecimiento en el sector de la Termas del Flaco.

Respecto a las evidencias estructurales, se observa que las fallas que deforman y pliegan a la Formación Abanico tienen orientación N-S, misma orientación de los depósitos, y son de alto ángulo lo que lleva a la conclusión de que corresponden a fallas normales invertidas. Sumado a lo anterior, se tiene que la deformación es irregular y de vergencia variable, lo que se interpreta como el efecto del movimiento de fallas normales invertidas sobre la cobertura. También se han registrado fallas de orientación WNW-ESE que corresponderían a zonas de acomodación asociadas al desarrollo de la cuenca y controlarían el emplazamiento de algunos intrusivos (Rivera y Cembrano, 2000).

Existen otras evidencias, como la madurez termal (basada en vitrinita) que aumenta con la profundidad en columnas estratigráficas de distintas localidades, evidenciando que la subsidencia y enterramiento fueron anteriores a la deformación (Zurita et al., 1999); también la geoquímica de los depósitos volcánicos, sugiere que la Formación abanico y base de Formación Farellones se habrían depositados en condiciones extensionales (Nystrom et al., 2003).

Sobre la base de las diversas evidencias se propone que las rocas de la Formación Abanico (Eoceno medio-superior a Oligoceno superior-Mioceno inferior) y sus equivalentes en edad, expuestas a lo largo de la Cordillera Principal, se habrían depositado en una amplia cuenca extensional (cuenca de Abanico), posteriormente invertida durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Charrier et al., 2002, 2005, 2009; Jara y Charrier, 2014; Muñoz-Saéz, 2014).

### 3.5.2 Extensión y formación de la cuenca

La etapa de extensión se habría iniciado en el Eoceno medio (Figura 9a) hasta el Oligoceno o incluso el Mioceno temprano, en esta etapa se habría desarrollado la cuenca de Abanico en el flanco oriental de la Cordillera Incaica, con una orientación NNE, paralela a esta última (Charrier et al., 2007, 2009). La extensión estuvo asociada a un adelgazamiento cortical, alto flujo calórico y magmatismo con afinidades predominantemente toleíticas (Nystrom et al., 2003; Charrier et al., 2002). Hubo gran actividad magmática reflejada en un intenso volcanismo y un arco magmático bastante ancho (Muñoz, 2005).

La extensión se concentró en tres sistemas de fallas mayores, de oeste a este son: Sistema de falla Los Ángeles- Infiernillo-Portezuelo de Chada manteniendo al este, Sistema de falla Pocuro-San Ramón manteniendo al este y Sistema de falla El Diablo manteniendo hacia el oeste (Fock, 2005; Charrier et al., 2009; Farías et al., 2010). Estas estructuras habrían definido dos depocentros principales, siendo el compartimiento oriental el más profundo y que acumuló un mayor espesor de sedimentos (Charrier et al., 2005, 2009; Muñoz-Saéz et al., 2014). Ver Figura 9b.

### 3.5.3 Inversión tectónica y evolución de la configuración actual

Durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano al Mioceno tardío temprano tuvo lugar el evento compresivo conocido como la orogenia Pehuenche (Figura 9c). Este evento estuvo relacionado con el aumento de la velocidad de convergencia de placas a

finés del Oligoceno (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Charrier et al., 2002). En la cuenca de Abanico se produjo la inversión parcial de la cuenca con la reactivación de grandes fallas normales pre-existentes (Godoy y Lara, 1994; Charrier et al., 2002, 2005, 2007; Fock, 2005; Fock et al., 2006; Jara y Charrier, 2014). La mayor deformación se concentró en los bordes de la cuenca (Fock et al., 2006; Quiroga, 2013). Este proceso habría ocurrido entre los 20 a 15 Ma (Giambiagi et al., 2003; Fock, 2005).

En conjunto con la inversión tectónica de la cuenca, se produjo un engrosamiento cortical, una intensa y sostenida actividad volcánica que conformó la Formación Farellones (Charrier et al., 2009; Nystrom et al., 2003; Muñoz, 2005) y el emplazamiento de diversos cuerpos plutónicos en rocas de la Formación Abanico (Kurtz et al. 1997). Estos magmas se caracterizaron por tener una signatura calcoalcalina (Charrier et al., 2002, Kay et al., 2005).

Entre los 15 y 9 Ma el frente de deformación migró hacia el este, desarrollando la faja plegada y corrida de Aconcagua (Figura 9d), que afecta a unidades sedimentarias mesozoicas con un estilo de deformación híbrido. Posteriormente, durante el Mioceno tardío, se expandió la deformación hacia el este alzando la Cordillera Frontal (Figura 9e) entre los 9 y 6 Ma (Giambiagi et al., 2003).

Entre el Mioceno tardío y el Plioceno la actividad plutónica se concentró en el sector occidental de la faja plegada y corrida, inmediatamente al este del sistema de falla El Diablo. Hubo un progresivo engrosamiento cortical entre los 10 y 8 Ma que coincide con la formación de pórfidos de Cu tanto en la Cordillera Principal en Chile como en la faja plegada y corrida en Argentina (Charrier et al., 2009). En este periodo ocurrió el basculamiento del orógeno hacia el oeste (Charrier et al., 2009; Farías et al., 2010) y una reactivación de fallas fuera de secuencia y desarrollo de retrocorrimientos hacia el oeste (Charrier et al., 2009; Giambiagi et al., 2003; Fock, 2005).

Desde el Plioceno hasta el presente (Figura 9f) el frente de deformación se ha concentrado en el antepaís a través de la inversión de un rift triásico y el desarrollo de fallas de bajo ángulo que cortan fallas previamente invertidas (Giambiagi et al., 2003).

En la Cordillera Principal Occidental el alzamiento de superficie habría sido de 2 km aproximadamente en un periodo de ~2 m.a. entre 10.5 y 4.6 Ma (Farías et al., 2008).

La sismicidad actual superficial está asociada principalmente a fallas corticales como el Sistema de falla El Diablo y el régimen de stress es transcurrente dextral (Farías et al., 2010).

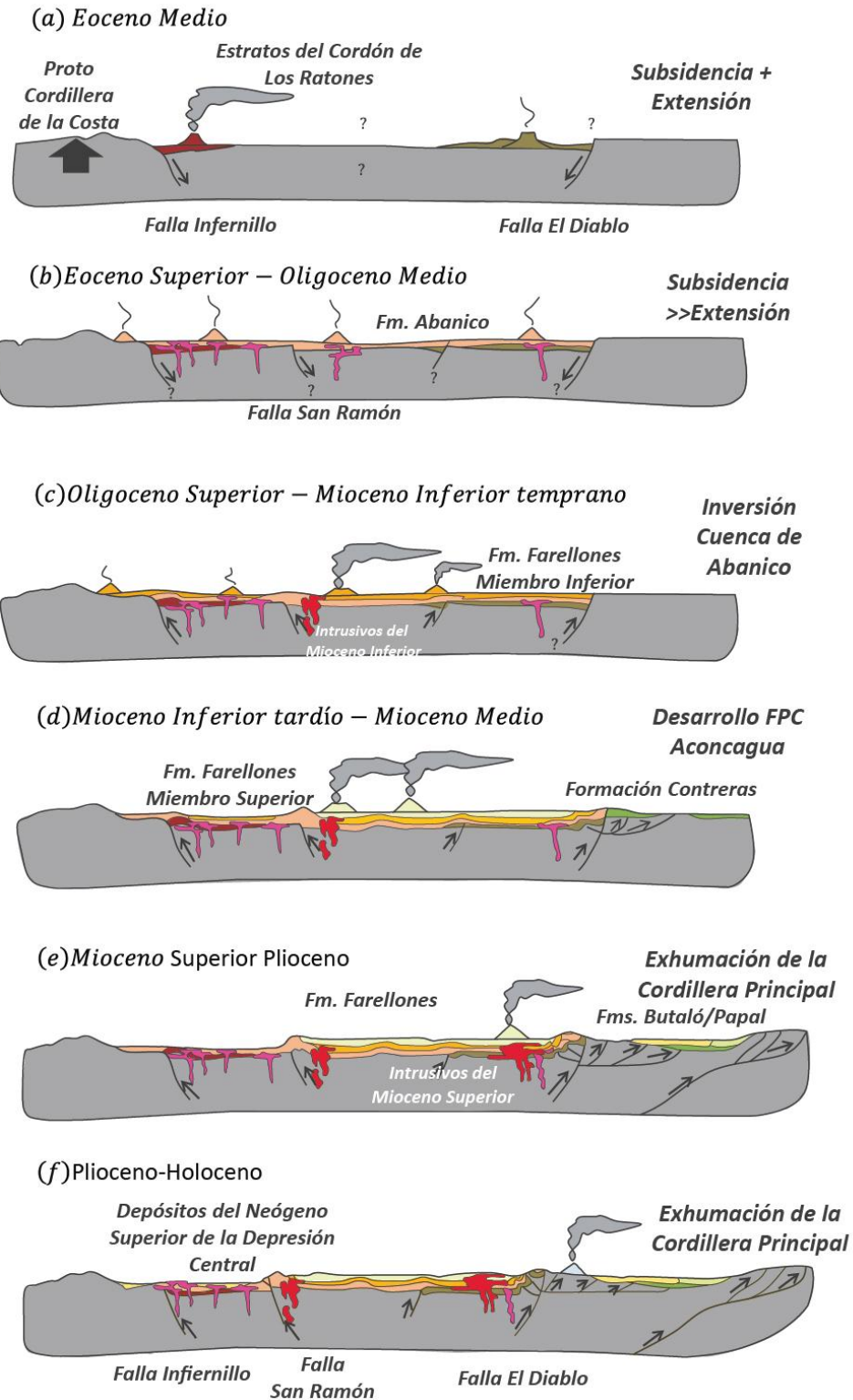


Figura 9: Modelo de evolución paleogeográfica entre 33° y 34° S. Figura modificada de Fock (2005)

## 4 Estratigrafía

### 4.1 Antecedentes

En la zona de estudio se han levantado tres columnas estratigráficas en los trabajos de Palma (1991), Aguirre (1999) y Medina (2001), ubicadas en los cerros La Cruzada, Puntilla de Licán y La Chupalla, respectivamente (Figura 10). Las subdivisiones detectadas en estas columnas se correlacionan y se definen tres unidades (Fock, 2005), que de base a techo son:

- Unidad C: Sucesión de lavas andesíticas con intercalaciones de brechas volcánicas y volcanocásticas.
- Unidad D: Secuencia de tobas de lapilli, tufitas, arenisacas y en menor medida lutitas.
- Unidad E: Lavas andesíticas macizas con escasas intercalaciones de brechas volcánicas y volcanoclásticas.

Se dispone de tres edades radiométricas para la columna de Aguirre (1999), en la Unidad D se tiene una edad de  $21,3 \pm 0,3$  Ma en U-Pb en circones (SHRIMP) (Fock, 2005) y otra de  $21,74 \pm 0,04$  Ma de Ar/Ar en plagioclasa (Zurita, 1999). En la Unidad E se tiene una edad de  $17,3 \pm 0,2$  Ma de K/Ar en roca total (Vergara y Drake, 1978).

En la base de la columna de Medina (2002), en la Unidad D se tienen tres dataciones radiométricas:  $22,9 \pm 0,5$  y  $22,4 \pm 5$  Ma de K/Ar en roca total y  $24,1 \pm 10$  Ma de K/Ar en plagioclasa (Vergara y Drake, 1978).

Sobre la base de las dataciones radiométricas se la asigna a la Unidad D una edad Oligoceno Superior a Mioceno Inferior y a la Unidad E; Mioceno.

A partir de correlaciones litológicas y a las dataciones radiométricas, la Unidad C se asocia a la Formación Abanico y la unidades D y E; a la Formación Farellones (Fock, 2005).

En la Figura 11 se muestran las correlaciones de unidades definidas por los diversos autores que han descrito la estratigrafía del área y su relación con las propuestas en este estudio

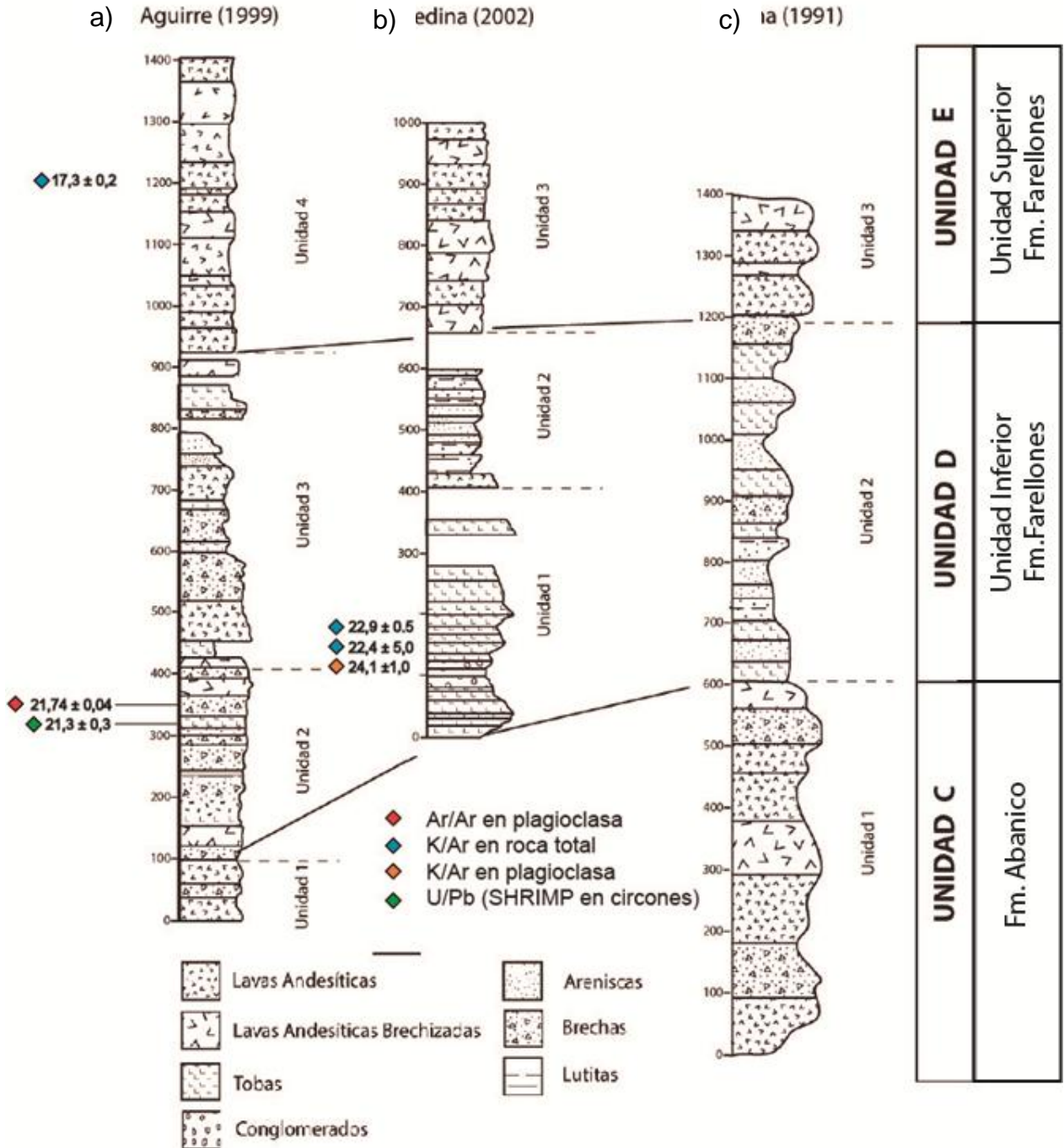


Figura 10: Correlación de Columnas de: (a) Aguirre (1999), (b) Medina (2001) y (c) Palma (1991). También se muestran resultados de dataciones radiométricas de Vergara y Drake (1978), Zurita (1999) y Fock (2005). Ver ubicación de las columnas en Figura 1. Figura tomada de Fock (2005).



Thiele (1980)	Palma (1991)	Aguirre (1999)	Medina (2001)	Fock (2005)	Este estudio
Fm. Farellones	Unidad 3	Unidad 4	Unidad 3	Fm. Farellones Miembro Superior (Unidad E)	Fm. Farellones (Superior) y Unidad Coyanco
~~~~~	Unidad 2	Unidad 3 Unidad 2	Unidad 2 Unidad 1	Fm. Farellones Miembro Inferior (Unidad D)	Fm. Farellones (Inferior)
~~~~~	Unidad 1	Unidad 1		Fm. Abanico Unidad C Unidad B Unidad A	Fm. Abanico

Figura 11: Correlaciones de unidades estratigráficas definidas en diversos trabajos en el área de estudio.

## 4.2 Estratigrafía local

Basándose en los trabajos anteriormente mencionados y en información levantada en terreno durante el presente estudio, se definieron las siguientes unidades estratigráficas para esta zona:

- **Fm. Abanico:** Secuencia de lavas andesíticas y lentes de brechas volcánoclasticas gruesas y finas (Aguirre, 1999). En el área de estudio no aflora la base de esta secuencia. Subyace en discordancia angular a la Fm. Farellones. Tiene un espesor observado de al menos 600 m (Palma, 1991).
- **Fm. Farellones, Unidad Inferior:** Es la unidad de mayor extensión en el área de estudio, principalmente sedimentaria, compuesta por conglomerados, areniscas y lutitas, con intercalaciones de tobas cristalinas y líticas. Se dispone en discordancia angular progresiva sobre la Fm. Abanico y subyace de la misma manera a la Unidad Superior de la Fm. Farellones. Tiene un espesor de, por lo menos, 800 m (Aguirre, 1999).

- **Fm. Farellones, Unidad Superior:** Secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones de brechas volcanoclásticas y volcarenitas mal seleccionadas (Aguirre, 1999; Medina, 2001). Sobreyace a la Unidad Inferior con un contacto concordante con discordancias locales. Tiene hasta 1000 m de espesor en el sector sur del área de estudio.
- **Unidad Coyanco:** Unidad informal definida en este estudio para referirse a unidades de roca que se disponen en discordancia angular sobre la Unidad Inferior de Fm. Farellones, de la cual no se disponen antecedentes litológicos ni geocronológicos, pero que por su posición estratigráfica se correlaciona a la Unidad Superior de la Fm. Farellones.

La Figura 12 presenta el mapa geológico de la zona de estudio y la Figura 13 muestra las columnas estratigráficas levantadas durante este estudio.

A continuación se describe la estratigrafía en detalle de los tres sectores estudiados: El Toyo, Coyanco y El Ingenio (Ver ubicación de sectores en Figura 12).

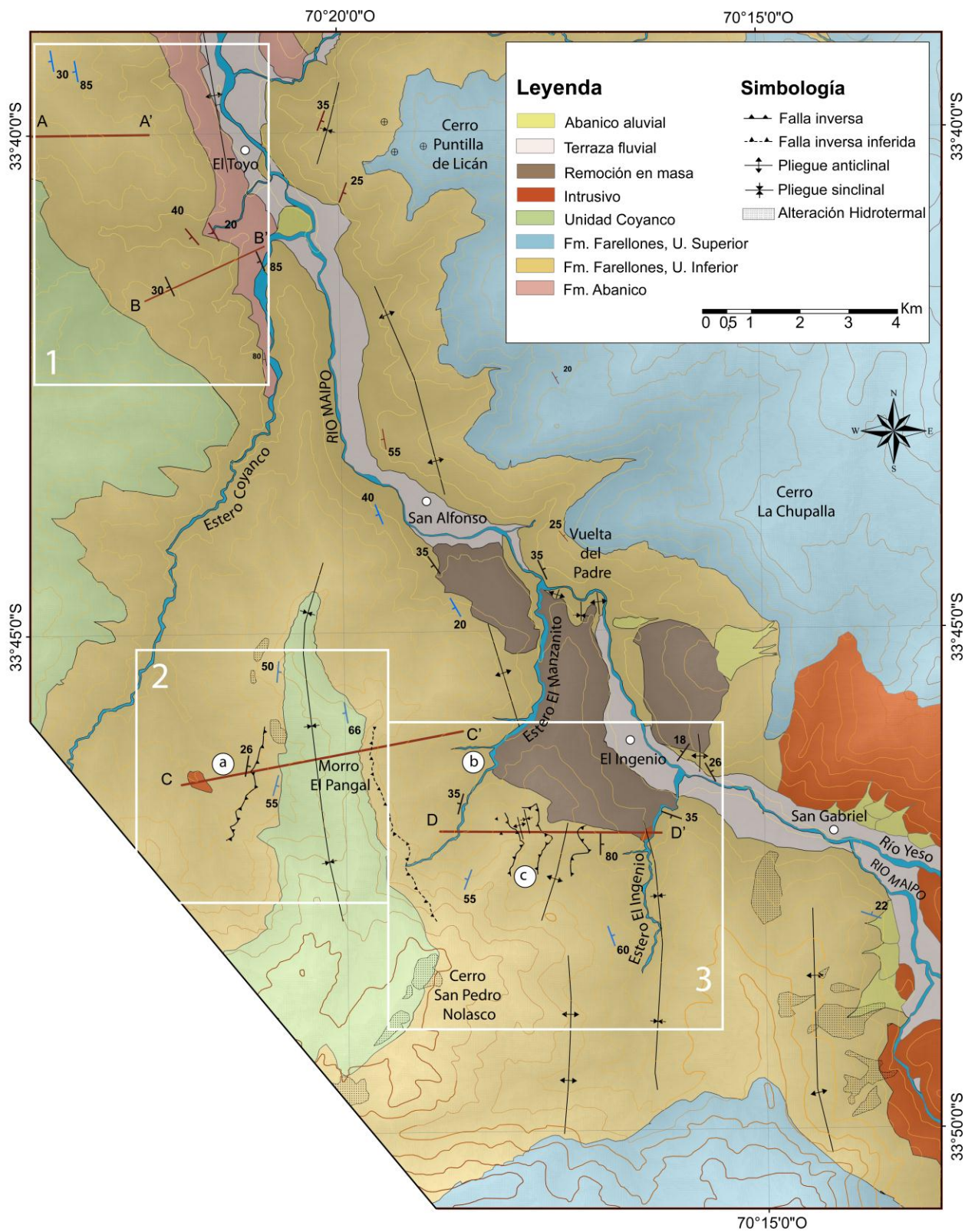


Figura 12: Mapa geológico del área de estudio. Se muestran las ubicaciones de las columnas levantadas (a, b y c), las ubicaciones de los perfiles esquemáticos A-A', B-B', C-C' y D-D' y los sectores estudiados: El Toyo (1), Coyanco (2) y El Ingenio (3). Para mayor detalle ver mapa 1:40.000 fuera de texto.

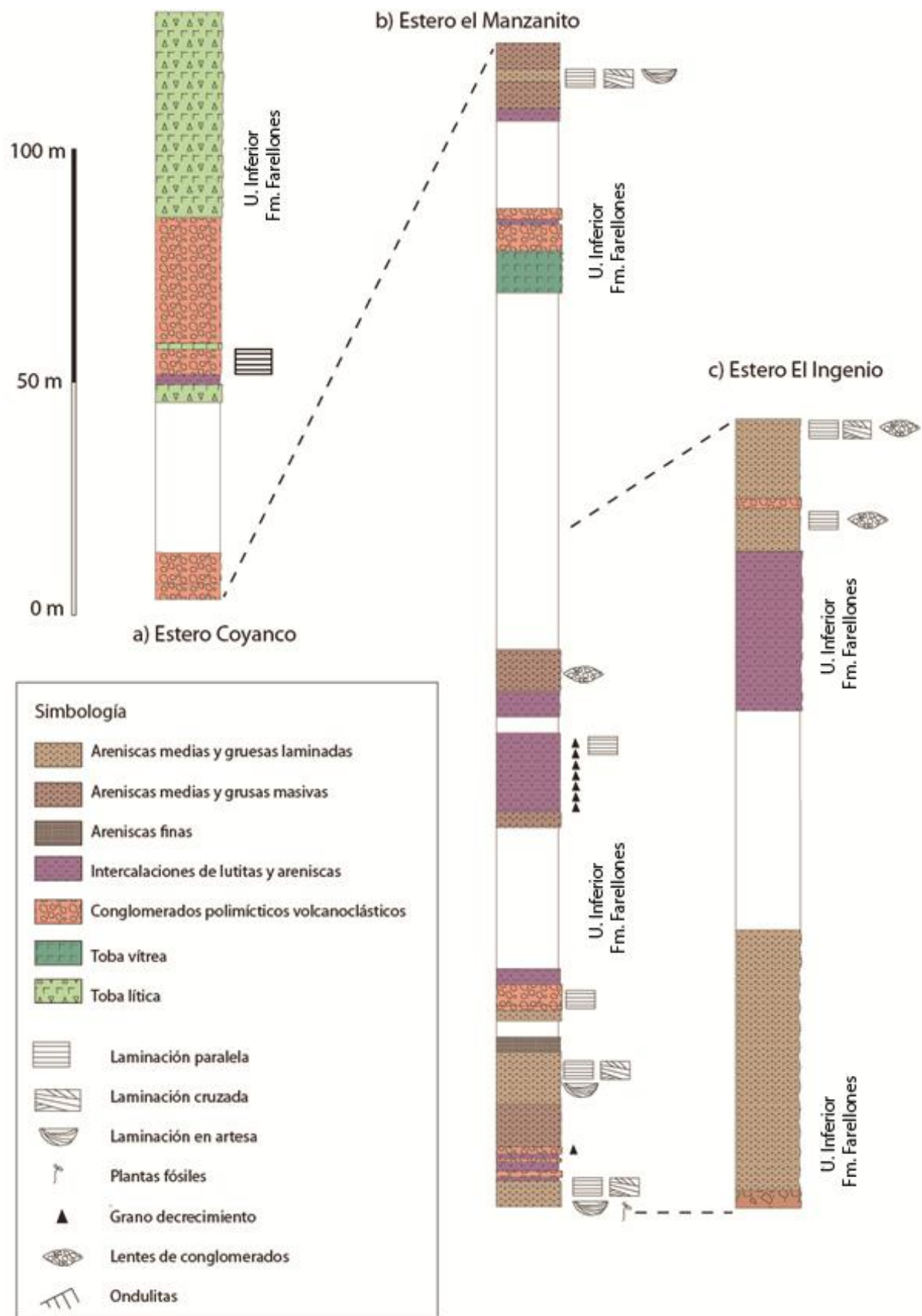


Figura 13: Columnas estratigráficas levantadas en el área de estudio. Ver ubicación en Figura 12.

#### 4.2.1 Sector El Toyo

Este sector fue estudiado en detalle por Aguirre (1999), en el Cerro Puntilla de Licán, al este del río Maipo, donde define 4 unidades estratigráficas: la Unidad 1, compuesta por lavas y brechas volcanoclásticas gruesas y finas; la Unidad 2 que consiste en brechas finas, volcarenitas y tobas líticas y cristalinas; la Unidad 3, similar a la Unidad 2 en litología, pero con numerosas intercalaciones de brechas gruesas y lavas; y, por último, la Unidad 4, compuesta casi exclusivamente por andesitas rojizas con escasas intercalaciones de brechas volcanoclásticas. (Ver Figura 10). Según Fock (2005) la Unidad 1 se asocia a la Fm. Abanico, las unidades 2 y 3; al Miembro Inferior de la Fm. Farellones (correlacionada a la Unidad Inferior Fm. Farellones definida en este trabajo) y la Unidad 4; al Miembro Superior de la Fm. Farellones (relacionada a la Unidad Superior de la Fm. Farellones).

En este estudio, al oeste del río Maipo, se identificaron niveles sedimentarios de conglomerados y brechas polimícticas, y niveles sedimentarios finos de areniscas y fangolitas con estratificación cruzada planar, ondulitas y pequeños paleocanales (1 m de ancho). Esta secuencia sedimentaria se ve interrumpida esporádicamente por niveles de tobas de hasta 5 m. Estos niveles se asocian a la Unidad Inferior de la Fm. Farellones.

#### 4.2.2 Sector Coyanco

En este sector afloran potentes niveles de tobas líticas y de conglomerados, en menor medida presentan niveles finos de lutitas y areniscas (Figura 13a).

Los niveles de tobas líticas son de tonos verde claro y corresponden a tobas de matriz vítrea, ricas en plagioclasa y fragmentos líticos. Los fragmentos líticos son volcánoclasticos (lavas o tobas) y alcanzan tamaños hasta 5 cm. Las tobas presentan una alteración clorítica en la matriz (Figura 14a).

Los conglomerados tienen tonos morados y corresponden a niveles de base erosiva con clastos polimícticos (lavas y areniscas). Los clastos alcanzan hasta 20 cm en algunos niveles. Algunos de los niveles de conglomerados presentan laminación paralela con intercalaciones de niveles de arenisca gruesa y niveles con clastos de tamaños centimétricos (Figura 14b y c), mientras que otros niveles de conglomerados son masivos y caóticos

Basándose en la litología y en la posición estratigráfica de las rocas descritas, estas se asocian a los niveles superiores de la Unidad D de Fock (2005), es decir, a los niveles superiores de la Unidad Inferior de la Fm. Farellones.



**Figura 14: Afloramientos en sector Coyanco (a) Tobas líticas; (b) y (c) Conglomerados con laminación paralela e intercalaciones de niveles de areniscas.**

### 4.2.3 Sector El Ingenio

En este sector se caracterizó la estratigrafía, tanto en el estero El Manzanito como en el estero El Ingenio. En ambos esteros se identificaron secuencias sedimentarias de facies fluvio-lacustres, constituidas principalmente por niveles de areniscas y lutitas.

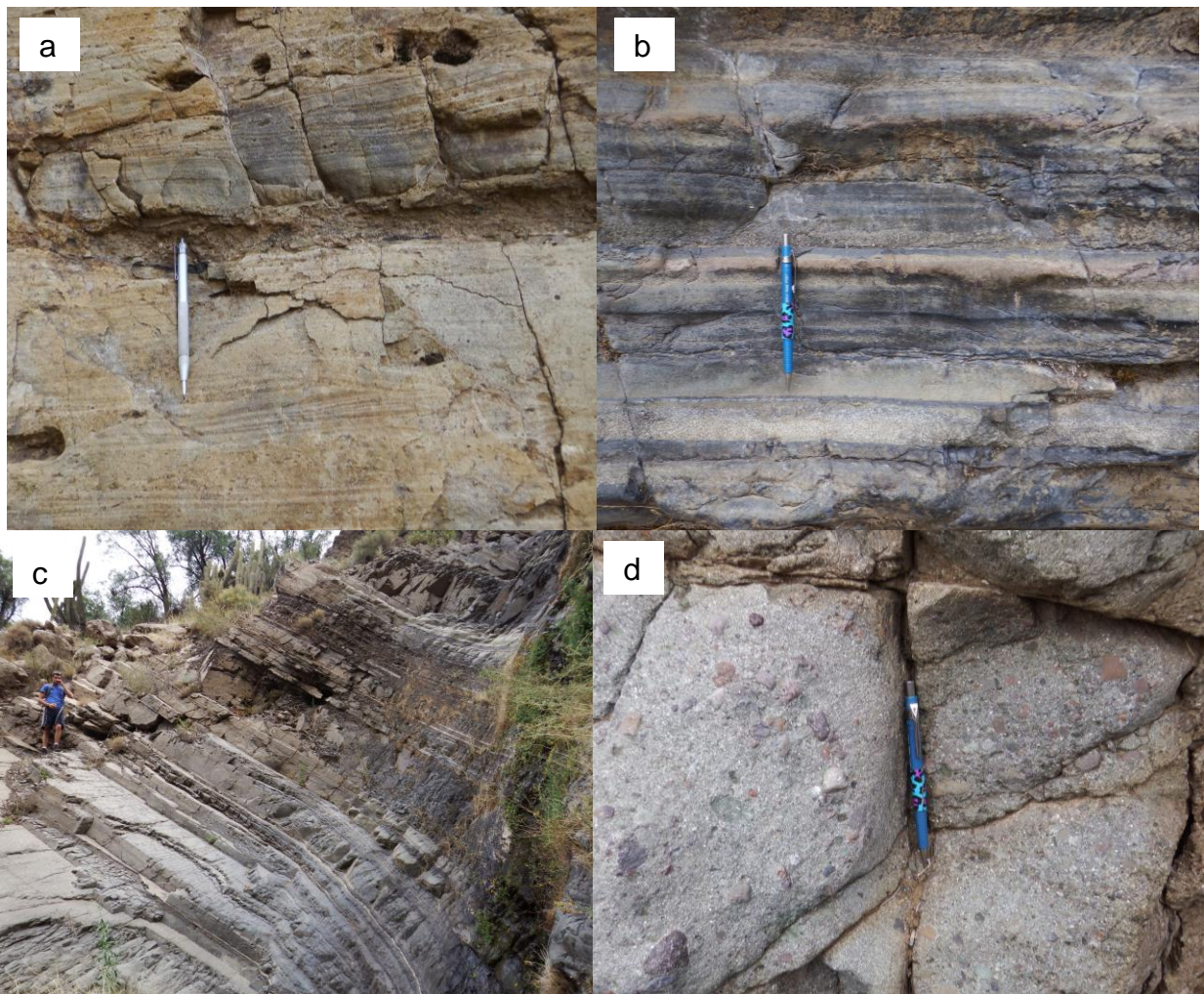
Los afloramientos en el estero El Manzanito corresponden a sucesiones de rocas sedimentarias, principalmente areniscas y lutitas, y en menor medida a conglomerados y tobas (Ver columna en Figura 13b).

Las areniscas se pueden clasificar en tres grupos: en primer lugar, sucesiones de areniscas medias y gruesas con laminación paralela, cruzada y en artesa, con lentes de conglomerados agrupados en bancos de hasta 10 m de potencia, ricas en plagioclasa y con restos de plantas fósiles carbonizadas (Figura 15a). En segundo lugar afloran areniscas medias y gruesas verdosas masivas ricas en plagioclasa (hasta 9 m de potencia). En menor medida que las anteriores, se observaron areniscas blancas finas a muy finas. También hay series de intercalaciones de lutitas y areniscas medias con niveles centimétricos a decimétricos granodecrecientes (Figura 15b y c).

Los niveles de conglomerado son polimícticos (Figura 15d), con clastos de 1 a 40 cm, redondeados a subredondeados, y están compuestos principalmente de lavas andesíticas y, en menor medida, de tobas. La matriz corresponde a una arenisca gruesa rica en plagioclasa.

Se observó una toba vítrea amarillo-verdosa con vesículas de pómez de hasta 1 cm y cristales de plagioclasa y piroxeno. Los estratos presentan continuidad lateral a lo largo de todo el sector. En función de las facies sedimentarias presentes en el sector, esta secuencia se puede correlacionar con la Unidad D propuesta por Fock (2005), es decir, la Unidad Inferior de la Fm. Farellones.





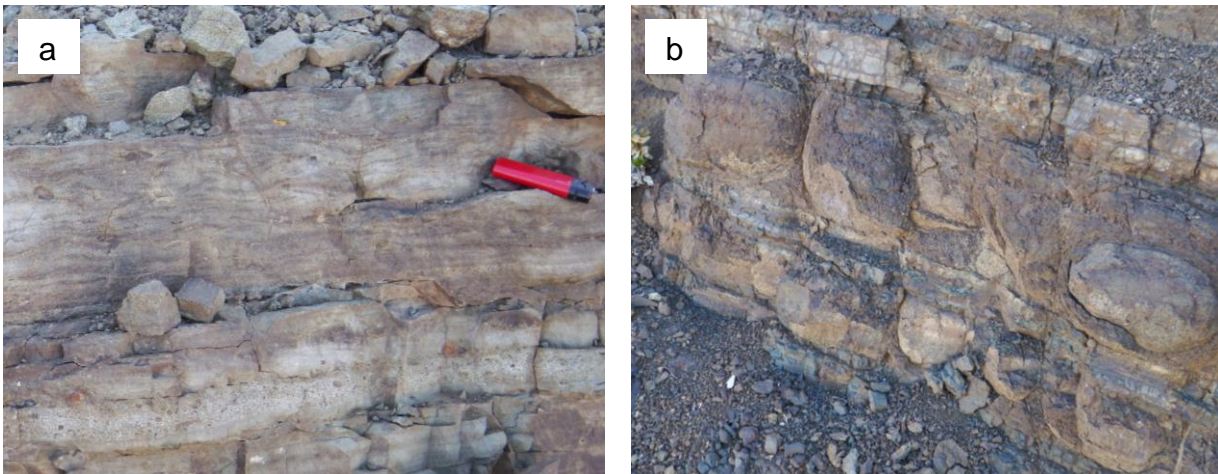
**Figura 15: Afloramientos estero El Manzanito (a) areniscas medias y gruesas con laminación paralela, cruzada y en artesa, (b) y (c) intercalaciones de lutitas y areniscas medias con niveles centimétricos a decimétricos granodecrecientes (d) conglomerados polimícticos**

Al oeste del estero El Ingenio, al igual que en el estero El Manzanito, afloran secuencias de rocas sedimentarias, principalmente areniscas y lutitas (Ver columna en Figura 13c).

Los niveles de areniscas son rojizos, de grano medio a grueso, presentan laminación paralela, cruzada y en artesa, ondulitas y lentes de conglomerados (Figura 16a). Estas sucesiones de areniscas laminadas con lentes de conglomerados alcanzan potencias de hasta 50 m. Se observa progradación (Figura 17) y marcas de fondo en las areniscas que permiten interpretar un incipiente desarrollo de deltas en un ambiente lacustre.

También existen intercalaciones de hasta 40 m de potencia de areniscas ricas en plagioclasa y lutitas, y en menor proporción, lentes de conglomerados. Se observa boudinage en algunos niveles (Figura 16b). Los estratos presentan continuidad lateral a lo largo de todo el sector.

Esta sucesión sedimentaria que aflora tanto en el estero El Manzanito como en el estero El Ingenio, se correlaciona por su litología y posición estratigráfica con la Unidad D definida por Fock (2005), es decir, con la Unidad Inferior de la Fm. Farellones.



**Figura 16: Afloramientos en la ladera oeste del estero El Ingenio: (a) areniscas de grano medio a grueso con laminación paralela y ondulitas; (b) Boudinage en intercalaciones de arenisca y lutitas.**



**Figura 17: Niveles sedimentarios en la ladera oeste del estero El Ingenio. Al centro de la figura se observa la progradación en un sistema lacustre.**

## 5 Geología Estructural

### 5.1 Antecedentes

Existen diversos estudios en que se describen las estructuras de primer orden presentes en el área de estudio, sin embargo, no existen descripciones detalladas de su geometría, vergencia, y cinemática.

Las estructuras de primer orden que se observan en esta zona corresponden al Anticlinal del Maipo, el Sinclinal Morro Pangal (reportados por Thiele 1980) y el Anticlinal El Ingenio, los dos últimos fueron denominados así en este trabajo.

El Anticlinal del Maipo (o Anticlinal de San José) fue reportado por Thiele (1980) como un anticlinal simétrico con una orientación NNW que tiene como eje el curso del río Maipo, pasando por la localidad de San José del Maipo, con una longitud en el rumbo de al menos 7 km y una media-longitud de onda de ~5 km. En este pliegue se pueden observar rocas de la Fm. Abanico deformadas y, en menor medida, de la Fm. Farellones. El estudio de Aguirre (1999) revisa la estratigrafía y geometría del Anticlinal del Maipo en las cercanías de la localidad El Toyo (en cerro Puntilla de Licán) y se reporta una geometría casi simétrica, con ángulos de manteo levemente mayores en el limbo oriental del pliegue. También se indica que el anticlinal buza hacia el sur. Fock (2005) observó discordancias progresivas en los depósitos del limbo oriental del anticlinal que fueron interpretados como sintectónicos a esta estructura. Los niveles superiores de estos depósitos fueron datados en 22 Ma y 21 Ma (Zurita 1999) por lo que la deformación habría tenido lugar desde el Oligoceno tardío- Mioceno Temprano hasta esas edades (Fock, 2005).

Inmediatamente al sur de la localidad de San José del Maipo, en el cordón montañoso de orientación NS coronado por el Morro Pangal, Thiele (1980) reportó un pliegue sinclinal (Sinclinal Morro Pangal) con un rumbo NNW, con al menos 6 km de longitud en el rumbo, 4 km de media longitud de onda y limbos inclinados.

Al este del Sinclinal Morro Pangal, Thiele (1980) reportó una estructura compleja en el estero El Manzanito (o estero Caldera) que describió como un pliegue sinclinal volcado (Figura 18). Posteriormente Fock (2005), Fock et al. (2006) y Farías et al. (2010) proponen que esta estructura compleja es un anticlinal correspondiente a la prolongación hacia el sur del Anticlinal del Maipo.

Este anticlinal, el Anticlinal El Ingenio, tiene una orientación NNW, una media longitud de onda de 5 km aproximadamente y una amplitud de 1.2 km aproximadamente. En su núcleo se observan estructuras de segundo orden que corresponden a fallas inversas de bajo ángulo, vergentes hacia el este.

En este sector se ha reportado una cataclasita de 2 km de ancho acompañada de una serie de fallas inversas, pliegues isoclinales, chevrones repitiendo secuencias (Fock, 2005) y estructuras tipo dúplex vergentes al este (Farías et al., 2010), por lo que constituye una zona de especial interés estructural.

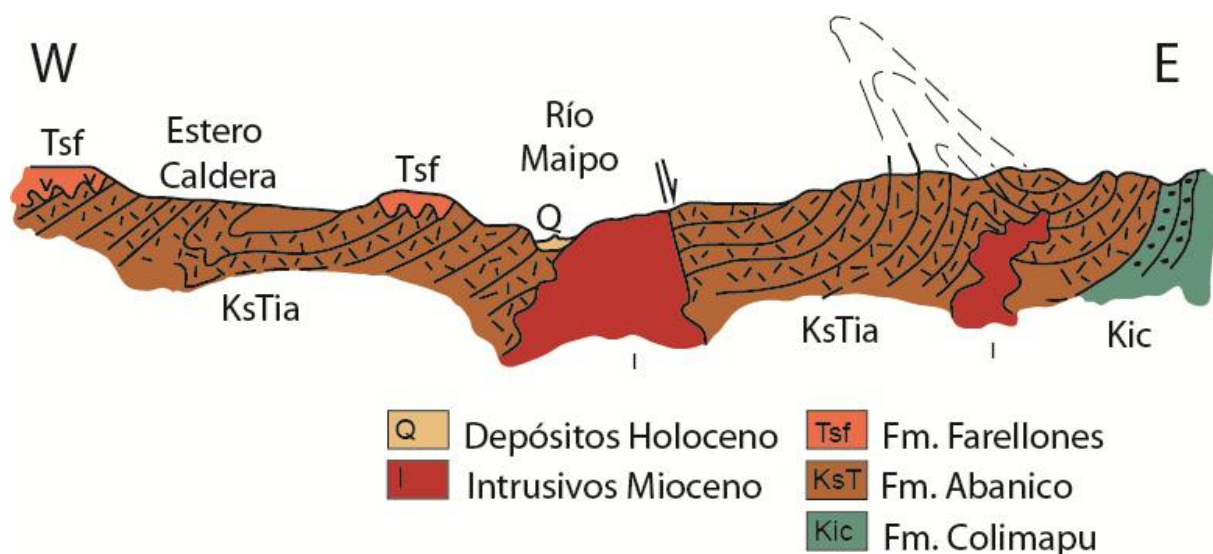


Figura 18: Perfil W-E de la zona de estudio, modificado de Thiele (1980). En el sector occidental del perfil, en el estero Caldera se muestra el sinclinal volcado.

## 5.2 Geología estructural local

A continuación se describen las estructuras reconocidas en los distintos sectores estudiados durante las campañas de terreno de este estudio. Los tres sectores estudiados con mayor detalle son: El Toyo, Coyanco, El Ingenio (Ver ubicación sectores en Figura 12)

### 5.2.1 Sector El Toyo

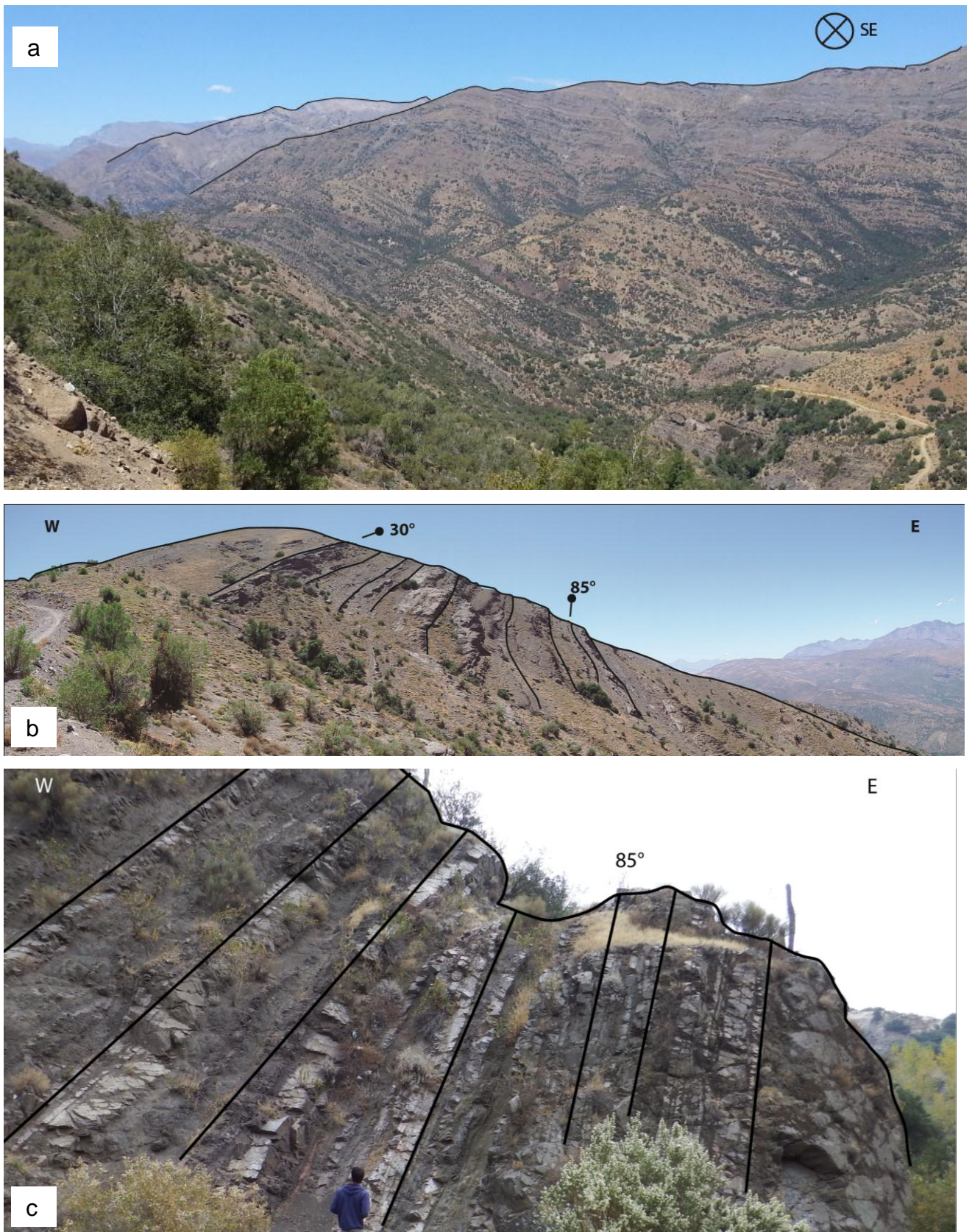
El rasgo estructural más relevante de esta zona corresponde al Anticlinal del Maipo, descrito previamente por Thiele (1980), Aguirre (1999) y Fock (2005), afectando a la Fm. Abanico, y, en menor medida, a la Unidad Inferior de la Fm. Farellones. El eje de esta estructura, de orientación NNW, buza suavemente hacia el sur ( $\sim 10^\circ\text{S}$ ), siguiendo el curso del río Maipo, pasando por la localidad de San José del Maipo, hasta desaparecer inmediatamente al sur de la localidad de El Toyo.

La geometría del flanco oriental del anticlinal fue descrito por Aguirre (1999) y Fock (2005) con crecimiento de estratos que varían sus manteos desde  $\sim 55^\circ\text{W}$ , en los niveles inferiores, asociados a la Fm. Abanico, a manteos de  $\sim 35^\circ\text{W}$  en los niveles de la Unidad Inferior de la Fm. Farellones y, finalmente, a estratos a subhorizontales en niveles de la Unidad Superior de la Fm. Farellones en la cima del Cerro Puntilla de Licán.

En el flanco occidental del pliegue, estudiado en este trabajo, consiste en niveles de tobas y rocas sedimentarias de la Unidad Inferior de la Fm. Farellones, con crecimiento de estratos hacia el oeste (Figura 19a). Figura 19: Afloramientos en sector El Toyo (a) Crecimiento de estratos hacia el oeste en el flanco occidental del Anticlinal del Maipo (b) Variaciones de manteos, pasando de  $30^\circ\text{W}$  a  $85^\circ\text{W}$  y (c) Afloramiento de estratos subverticales en confluencia de estero Coyanco y río Maipo.), pasando, en menos de 2 km, de manteos de  $85^\circ\text{W}$  en las capas de niveles estratigráficos inferiores en la parte más oriental (confluencia del estero Coyanco y río Maipo) hasta manteos de  $30^\circ\text{W}$  en las capas superiores, ubicadas hacia el oeste del sector (Figura 19 b y c).

Sumado a lo anterior, hacia el oeste, se observa una discordancia angular posiblemente de tipo onlap basculado (Figura 20). Esta discordancia angular se hace más suave hacia el sur, pasando a ser una discordancia progresiva.

En la Figura 21 se muestran perfiles esquemáticos que representan la disposición de los estratos en este sector.



**Figura 19: Afloramientos en sector El Toyo (a) Crecimiento de estratos hacia el oeste en el flanco occidental del Anticlinal del Maipo (b) Variaciones de manteos, pasando de 30°W a 85°W y (c) Afloramiento de estratos subverticales en confluencia de estero Coyanco y río Maipo.**



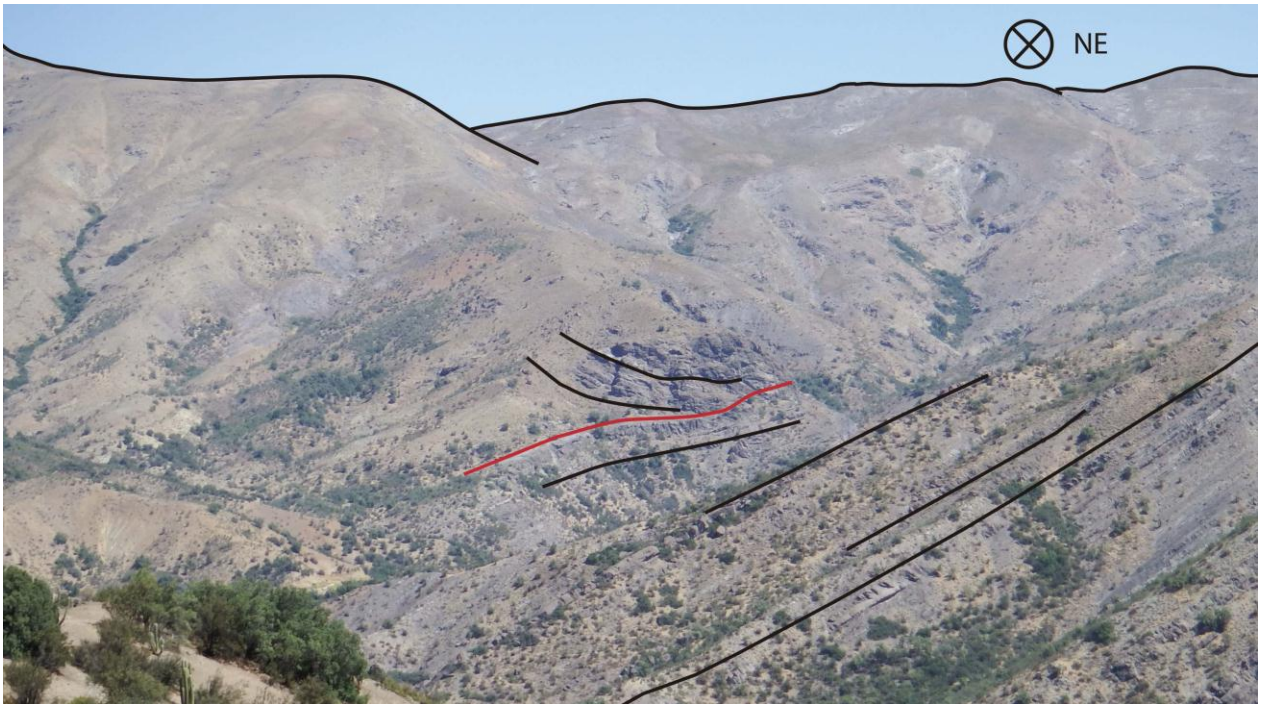


Figura 20: Discordancia angular observada entre Fm. Farellones y Unidad Coyanco.

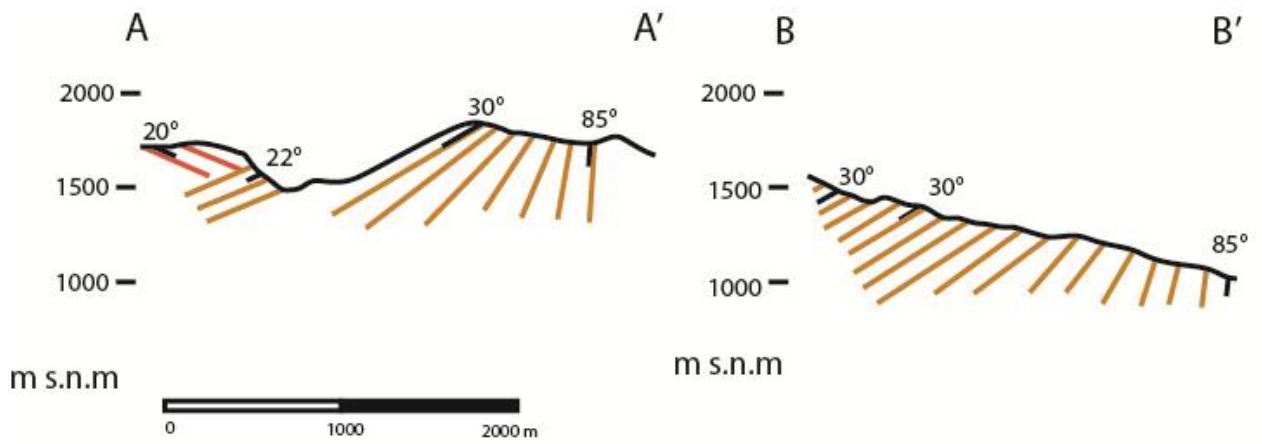


Figura 21: Perfiles esquemáticos A-A' y B-B' de la disposición de los estratos en superficie en el limbo occidental del Anticlinal del Maipo en el sector de El Toyo.

### 5.2.2 Sector Coyanco

En esta área, ubicada al sur de la localidad de San José de Maipo, la estructura de primer orden observada corresponde al Sinclinal Morro Pangal, de orientación NNW, deformando tobos y conglomerados de la Unidad Inferior de la Formación Farellones y en su parte superior, a rocas de la Unidad Coyanco. La inclinación de los flancos es pronunciada:  $55^{\circ}\text{E}$  en el flanco occidental y  $66^{\circ}\text{W}$  en el flanco oriental (Figura 22). En el núcleo del pliegue se pueden observar discordancias progresivas, reduciendo el ángulo de manteo en los niveles superiores (de  $55^{\circ}$  a  $40^{\circ}\text{E}$ ). Esta discordancia fue considerada en este estudio como el límite entre las Formación Farellones (Unidad Inferior) y la Unidad Coyanco. En el núcleo del sinclinal se observan numerosos diques que cortan la estratificación en diversas direcciones y dificultando la identificación de la disposición de los estratos. En el flanco occidental del sinclinal, se reconoce una discordancia angular significativa: se pasa de paneles con manteos de  $\sim 23^{\circ}\text{E}$  en la parte externa del sinclinal a paneles con manteos de  $\sim 55^{\circ}\text{E}$  en el sector interno del sinclinal. Cabe destacar que estos dos bloques están separados por zonas de alteración hidrotermal con una marcada coloración rojiza. Esto se interpreta como una falla inversa vergente al oeste que disloca el sinclinal (falla fuera del sinclinal).

Los rasgos estructurales reconocidos en superficie se muestran en el perfil esquemático de la Figura 23.



Figura 22: Vista al norte del Sinclinal Morro Pangal, fotografía tomada desde el Estero Coyanco.

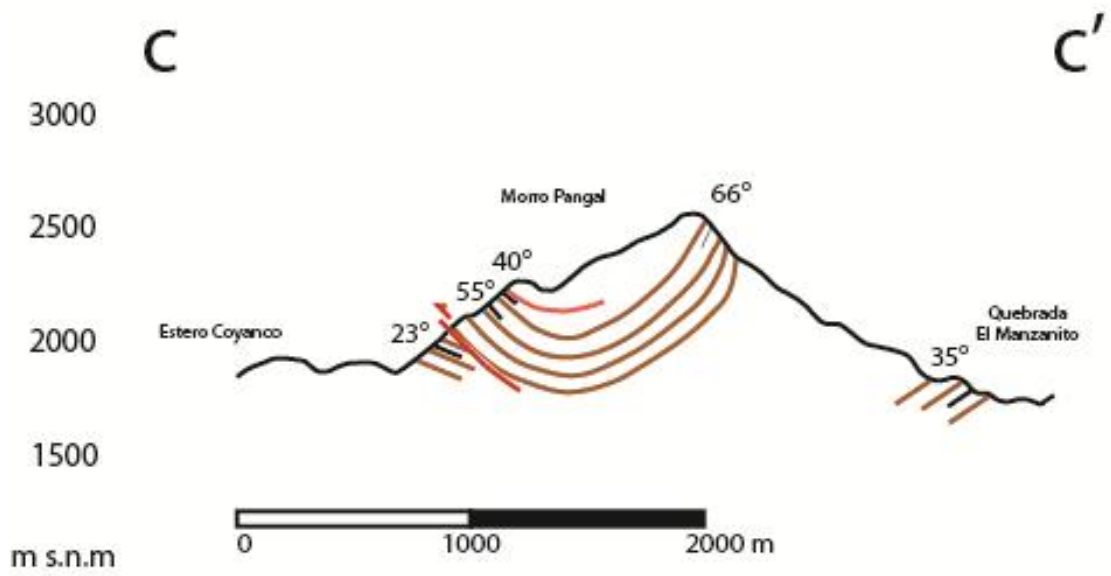


Figura 23: Perfil esquemático C-C' mostrando la disposición de los estratos en superficie entre en estero Coyanco y el estero El Manzanito.

### 5.2.3 Sector El Ingenio

En esta zona, entre el estero El Manzanito, o estero Caldera para Thiele (1980), y el estero El Ingenio los estratos se encuentran intensamente cizallados, fallados, y plegados. En el primer orden, la estructura principal corresponde al Anticlinal El Ingenio, y, en el segundo orden, se observan estructuras menores que se concentran en la zona axial del anticlinal y corresponden a fallas inversas y pliegues con vergencia principalmente hacia el este.

El limbo occidental del Anticlinal El Ingenio (el menos deformado), tiene un rumbo N10°W y un manteo de 35°W. En este sector se puede ver que hay cizalle entre los estratos, formándose pequeñas fallas inversas y pliegues de detachment de escala métrica (Figura 24).

Hacia oeste, en el núcleo del anticlinal, se observa una serie de tres pliegues, de oeste a este son: P1, P2 y P3.

El primer pliegue, P1, es un anticlinal abierto seguido por un sinclinal, presentando una longitud de onda de 500 m. El limbo frontal de P1 manteea 15°E y el trasero; 60°W, y tiene una charnela redondeada (Figura 25).

El segundo pliegue, P2, se ubica inmediatamente al este del primero, separado por una falla que, en este sector, es paralela a la estratificación. P2 corresponde a un pliegue anticlinal abierto, con un limbo frontal de alto ángulo (70°W) y un limbo trasero de bajo ángulo (20°W), la charnela es estrecha. El anticlinal (P2) tiene una media longitud de onda de 700 m aproximadamente (Figura 26).

El tercer pliegue, P3, está ubicado inmediatamente al este de las estructuras anteriormente mencionadas, separado de ellas por una falla inversa que manteea al este. Este presenta ambos limbos inclinados hacia el este, el occidental con un manteo de 20°E y el oriental alcanza hasta los 85°E (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Hacia el sur se reconocen estratos subhorizontales que yacen sobre los estratos deformados, estos serían posteriores a la formación del Anticlinal El Ingenio y se interpretan como parte de la Unidad Superior de la Formación Farellones.

El resumen de los rasgos estructurales reconocidos en superficie se muestra en el perfil esquemático de la

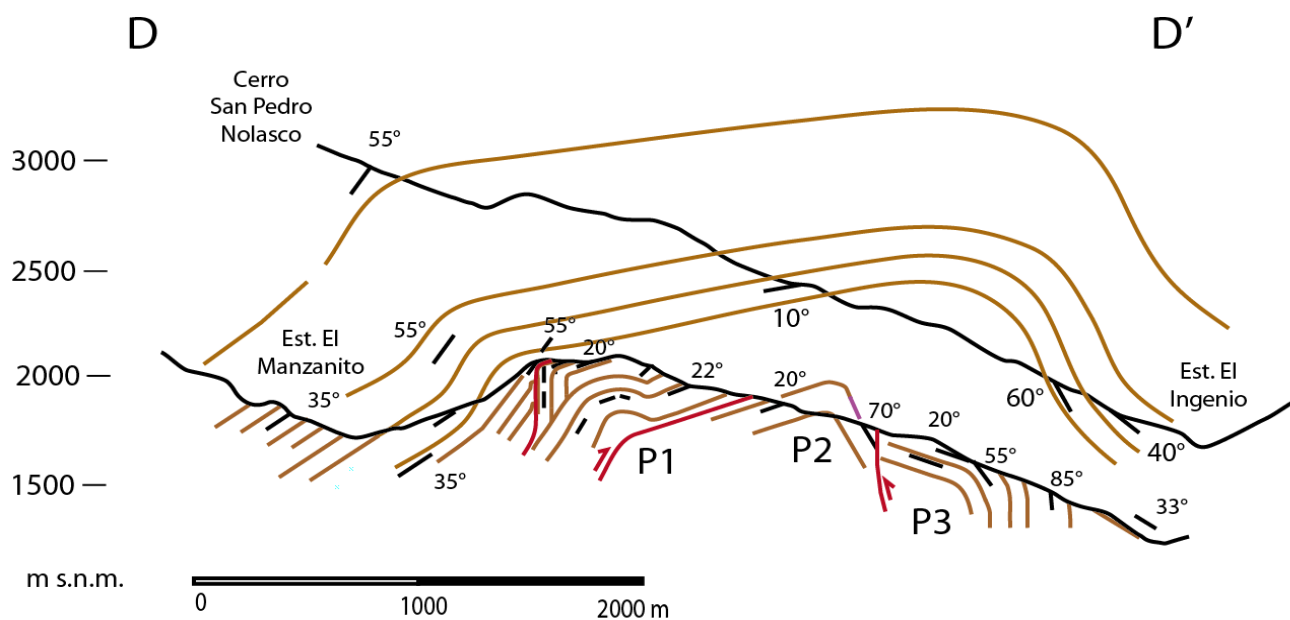


Figura 27.



Figura 24: Cizalle entre estratos en estero El Manzanito, en los estratos superiores de la fotografía se observa un pliegue por detachment y en los inferiores; pequeñas fallas inversas.

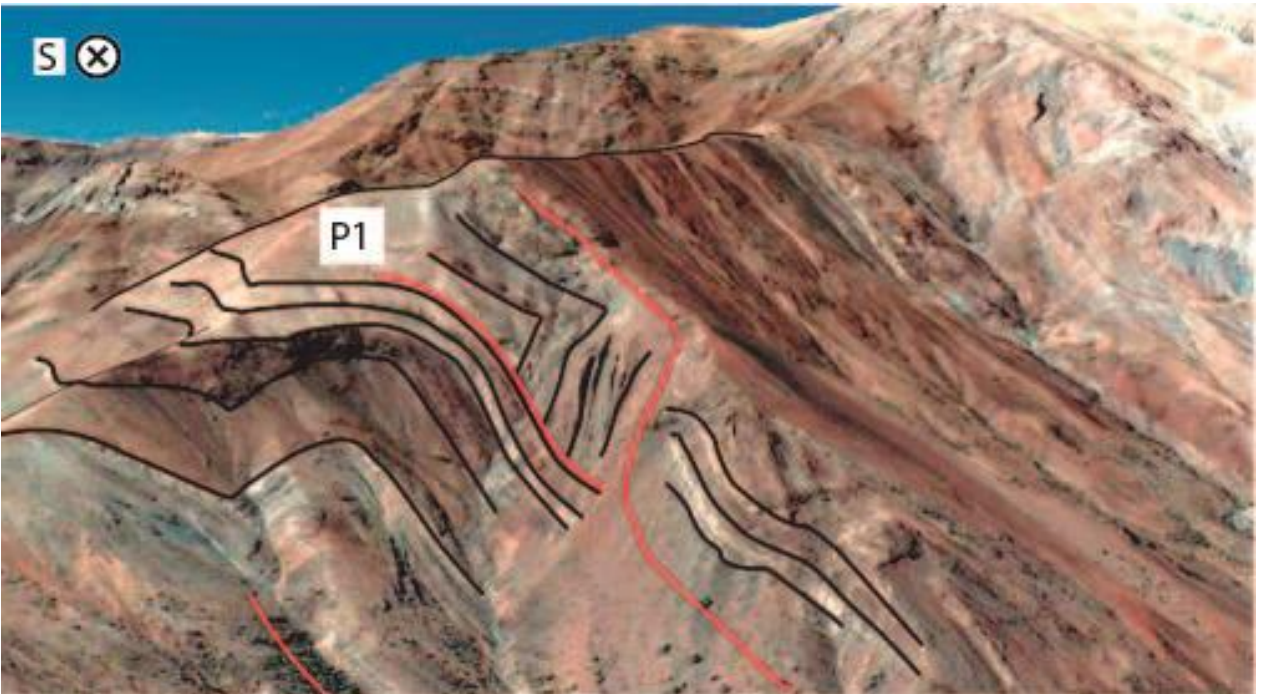


Figura 25: Imagen Satelital 3D, vista al sur del P1 en el núcleo del Anticlinal El Ingenio. Imagen tomada de Google Earth.



Figura 26: Imagen Satelital 3D, vista al norte de P2 y P3, tomada de Google Earth.

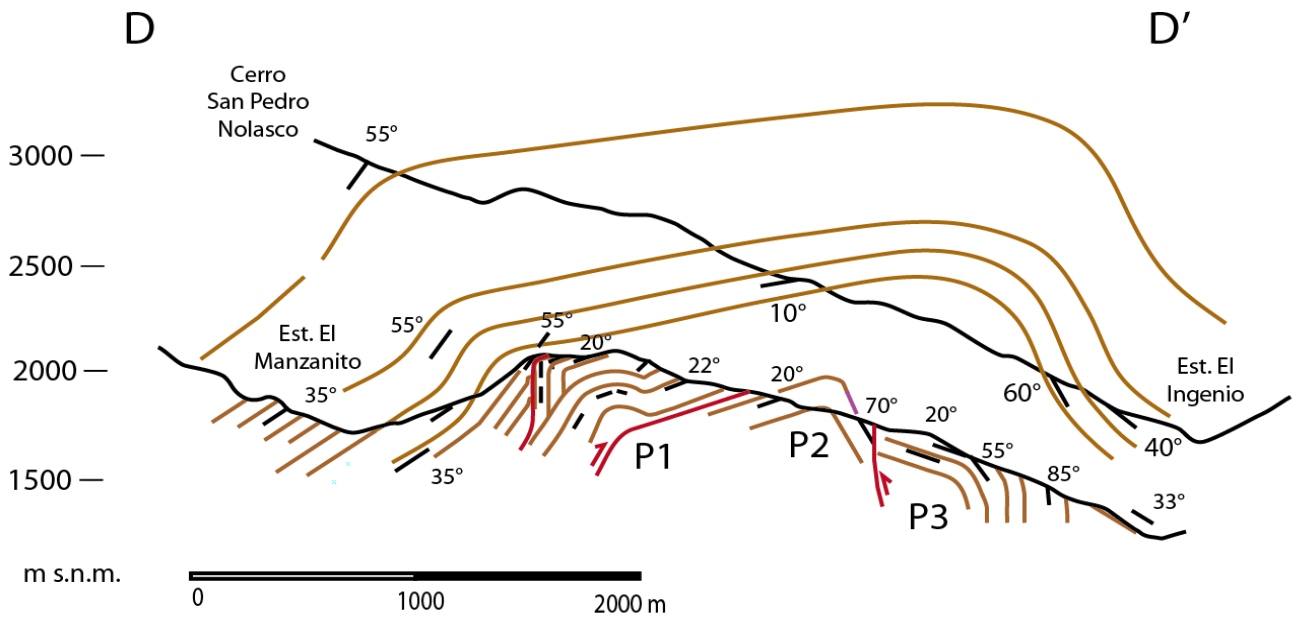


Figura 27: Perfil esquemático (D-D') de los rasgos estructurales observados en superficie entre el estero El Manzanito y el estero El Ingenio.

## 6 Modelamiento estructural

La interpretación de las estructuras en profundidad se realizó a partir de perfiles estructurales de orientación este-oeste que abarcan desde el estero Coyanco hasta el curso superior del río Maipo.

Los datos de rumbo y manteo utilizados para el modelamiento fueron obtenidos a través de mediciones de terreno, interpretación de imágenes, así como de datos reportados previamente por Thiele (1980) y Fock (2005).

Se construyeron dos modelos estructurales intentando explicar la formación del Anticlinal El Ingenio: el primero hecho a partir de las estructuras reconocidas en el núcleo del pliegue y el segundo; con la participación fallas profundas. También se realizó un tercer modelo de carácter regional que busca explicar la deformación desde el estero Coyanco hasta el curso superior del río Maipo .

El modelamiento estructural se realizó utilizando el programa 2DMOVE 2014.1 (©Midland Valley), con el algoritmo *move on fault*. Este programa permite realizar un procedimiento tipo *forward* a partir de una configuración inicial, el cual fue realizado mediante ensayo y error usando diferentes condiciones de desplazamiento, angularidad de fallas y secuencialidad de la deformación, hasta llegar a la solución más realista.

Para definir la geometría de la deformación se utilizaron los métodos propuestos por Suppe (1983) y Suppe y Medwedeff (1990) de pliegue por flexura de falla y pliegue por propagación de falla, respectivamente, y el método propuesto por Erslev (1991) de pliegues por propagación de falla de cizalle triangular (*trishear fold propagation fold*).

Para simplificar el modelamiento se asumió una configuración inicial de estratos horizontales con espesores constantes. El supuesto de la horizontalidad inicial se basa en la presencia de niveles lutíticos de gran espesor y lateralmente extensos y de niveles de areniscas progradantes con marcas de fondo. El supuesto de los espesores constantes se asume ya que en la zona de estudio, al menos entre el estero Coyanco y



estero El Ingenio, los niveles son lateralmente continuos y no muestran variaciones significativas en su espesor.

## 6.1 Modelamiento Anticlinal El Ingenio

Para modelar las estructuras internas del Anticlinal El Ingenio, se tuvo como supuesto inicial que las estructuras observadas entre el estero El Manzanito y el estero El Ingenio eran las responsables de la generación del pliegue. Las estructuras se compararon con modelos preestablecidos de anticlinales tipo dúplex, anticlinal de stack y abanico imbricado (McClay, 1992), y se propuso que la deformación observada debería responder a una combinación de ellos, desarrollando pliegues por flexura de falla y pliegues por propagación de falla. (Figura 28).

Los criterios utilizados para definir la vergencia hacia el este del sistema fueron la inclinación de los limbos del Anticlinal El Ingenio, más pronunciada en el limbo oriental (hasta  $60^{\circ}E$ ) que el limbo occidental ( $35^{\circ}W$ ) y la presencia de estructuras de segundo orden en el núcleo del Anticlinal El Ingenio de vergencia preferentemente hacia el este.



Figura 28: Tipos de pliegues formados en ambientes compresivos: (a) Dúplex de techo corrugado (b) anticlinal de stack y (c) abanico imbricado (McClay, 1992).

### 6.1.1 Modelo 1

El modelo 1 (Figura 31) explica las geometrías observadas entre el estero Manzanito y estero El Ingenio a través de fallas someras. La primera falla en actuar (F1) corresponde a un despegue plano, seguido de una rampa corta con 25° de inclinación al oeste y 600 m de longitud, que luego continúa como despegue plano. El pliegue asociado a esta falla (P1) se modeló como un pliegue por flexura de falla con un desplazamiento de 250 m. También se identificó una cuña intracutánea, de vergencia opuesta a F1 y se modeló como una falla pasiva manteniendo hacia el este. La deformación asociada a la segunda falla (F2) se modeló como un pliegue por propagación de falla (P2) debido a su limbo frontal significativamente más inclinado que el limbo trasero y al escaso desarrollo de una charnela. La falla propuesta (F2) tiene un despegue plano 500 m por debajo de la anterior (F1), y hacia el este tiene una inclinación de 10° hacia el oeste y el desplazamiento aplicado es de 400 m. El P3 se modeló con el método *trishear*, como un pliegue generado por una falla inversa (F3) que, a diferencia de las anteriores, tiene vergencia al oeste y es de mayor ángulo (85°W). El desplazamiento asociado a esta falla es de 100 m. Los pasos detallados del modelo se muestran en el capítulo de anexos.

El acortamiento horizontal estimado para la formación del Anticlinal El Ingenio en este modelo es de 950 m y el alzamiento es de 650 m.

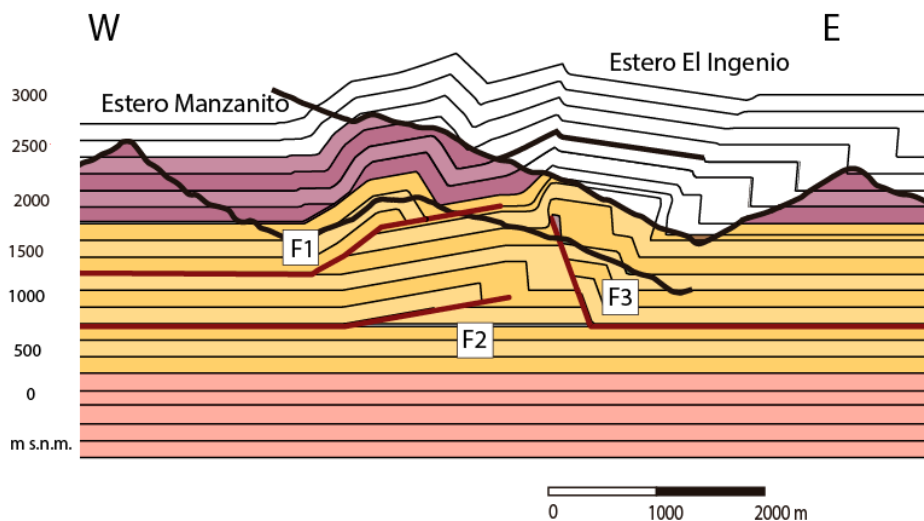
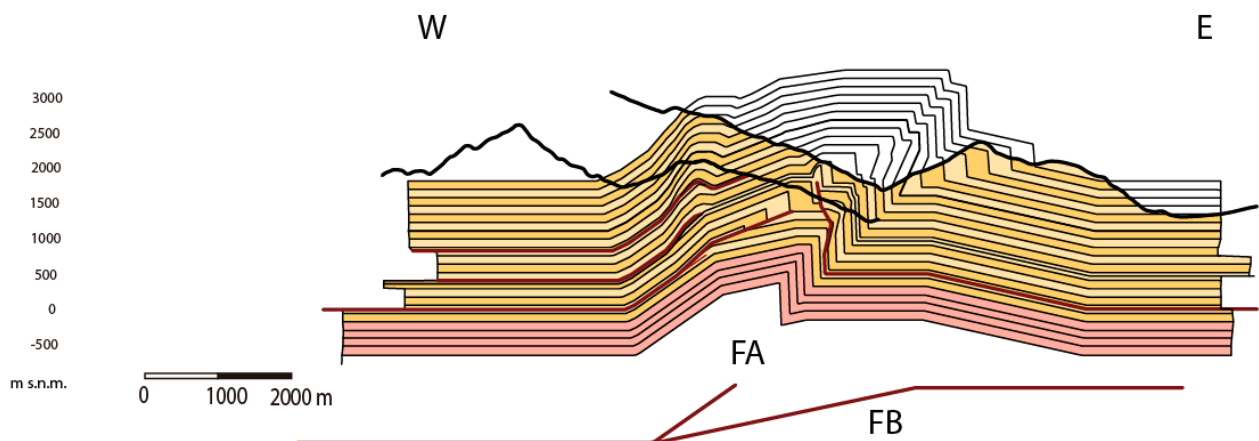


Figura 29: Modelo 1, explica geometrías del Anticlinal El Ingenio a partir de fallas someras. En color salmón se representa la Fm. Abanico, en amarillo; los niveles sedimentarios finos de la base de la Unidad inferior de Fm. Farellones y en morado; niveles de tobos y conglomerados del techo de esta misma unidad.

### 6.1.2 Modelo 2

Se propone un segundo modelo, M2, que considera la participación de una falla profunda en la formación del anticlinal (Figura 30). En primer lugar se modeló la deformación interna de manera similar a M1 y a continuación se transportaron los estratos a través de las fallas mayores: Falla A (FA) y Falla B (FB). La FA sería la responsable de la formación del anticlinal mientras que la FB actúa posteriormente basculando todo el pliegue y formando un nuevo anticlinal de limbos suaves. La deformación producida por la FA se modeló como un pliegue por propagación de falla vergente al este. La FA nace de un despegue plano a -2000 m s.n.m. de profundidad con una inclinación de 25° al W. El desplazamiento a través de esta falla es de 350 m. El basculamiento del Anticlinal El Ingenio y la formación del segundo anticlinal responden al movimiento de una segunda falla (FB). Esta falla comparte el despegue FA y hacia el este aumenta su inclinación a 10°W. La deformación producida por FB se modeló como un pliegue por flexura de falla con un desplazamiento estimado de 1300 m. El detalle del modelo se muestra en el capítulo de anexos.

El acortamiento horizontal estimado es de 1900 m (960 m asociado a la deformación interna y 940 m a las fallas profundas) y el alzamiento es de 1500 m.



**Figura 30: Modelo 2, explica la geometría del anticlinal a partir de las fallas FA y FB. Los estratos en color salmón representan el techo de la Formación Abanico y los niveles amarillos representan las rocas de la Unidad inferior de Fm. Farellones**

## 6.2 Modelamiento regional

### 6.2.1 Modelo 3

Se construyó un tercer modelo (M3) con el fin de explicar todas las estructuras observadas entre el estero Coyanco y el curso superior del río Maipo (Sinclinal Morro Pangal, Anticlinal El Ingenio y el anticlinal entre el estero El Ingenio y el curso superior del río Maipo). Para esto se complementaron los perfiles C-C' y D-D' (Figura 12) y otros datos de terreno para generar un nuevo perfil que abraza toda la zona de estudio (Ver Figura 31a).

Para llevar a cabo el modelamiento y a modo de simplificación, se omitieron las estructuras internas de segundo orden del núcleo del Anticlinal El Ingenio. Este modelo (Figura 31b) propone una falla en escalera pasando de rampa a flat intercaladamente.

La primera rampa comienza a los -1500 m s.n.m. de profundidad, tiene una inclinación de  $20^\circ$  y un largo de 1000 m, hacia el este, a los -1000 m s.n.m. de profundidad aproximadamente, pasa a un flat de 6000 m de largo. Desde este flat nacen dos fallas, la primera (FA) tiene una inclinación de  $25^\circ W$  y 1500 m de largo. El plegamiento causado por FA se modeló como pliegue por propagación de falla con un desplazamiento estimado de 310 m.

A partir del despegue a los 1000 m s.n.m. y al este de FA, nace una rampa con una inclinación de  $10^\circ W$  y 5000 m de largo. El desplazamiento a través de esta falla (FB) es de 1000 m y bascula el Anticlinal El Ingenio en  $10^\circ$  hacia el oeste y forma un nuevo anticlinal suave de limbos simétricos inmediatamente al este.

El núcleo del Sinclinal Morro Pangal se comprime generando dos fallas inversas de vergencia opuesta que desencajan su núcleo, el desplazamiento en cada una de ellas es de 180 m.

Los pasos detallados del modelo se muestran en el capítulo de anexos.

El acortamiento horizontal total estimado en este modelo que integra toda la zona de estudio es de 1500 m, 1000 m en anticlinal de El Ingenio y 500 m en el resto del sistema y el alzamiento vertical es del orden de 1000 m.

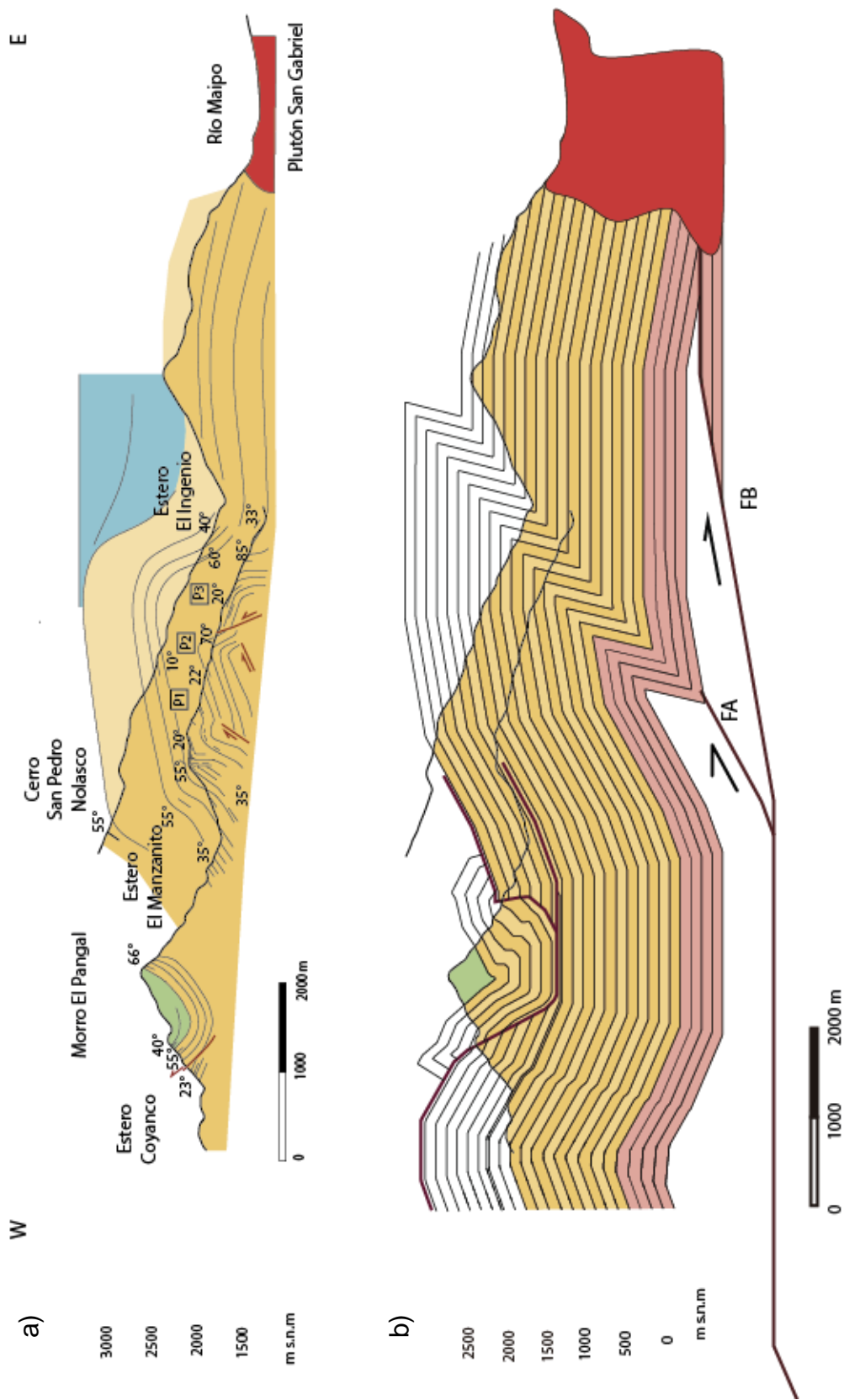


Figura 31: (a) Perfil de la geología en superficie desde el estero Coyanco a San Gabriel y (b) Modelo 3, explica la formación del Sinclinal Morro Pangal y Anticlinal El Ingenio. En color salmón se representa la Fm. Abanico, en amarillo; la Unidad inferior de la Fm. Farellones, en verde; la Unidad Coyanco, en azul; la Unidad Superior de la Fm. Farellones y en rojo; el Plutón San Gabriel.

## 7 Discusiones

### 7.1 Vergencia de la deformación

Los criterios utilizados para definir la vergencia del sistema fueron:

- La inclinación de los limbos del Anticlinal El Ingenio, más pronunciada en el limbo oriental (hasta 60°E) que el limbo occidental (35°W).

- Presencia de estructuras de segundo orden en el núcleo del Anticlinal El Ingenio de vergencia preferentemente hacia el este.

Estos criterios son válidos para interpretar la vergencia del Anticlinal El Ingenio, apoyando lo expuestos en los modelos M1 y M2, pero no necesariamente involucran a las otras estructuras que abarca M3. En este último modelo, todas las estructuras se asumieron como parte del mismo sistema de deformación, a pesar de que podrían estar respondiendo a episodios compresivos de distintas edades y vergencias.

Se requieren más datos estructurales del anticlinal que se sitúa en el estero Coyanco y del anticlinal ubicado inmediatamente al este del estero El Ingenio, para corroborar la vergencia hacia el este de estas estructuras y así, afirmar que todas las estructuras presentes entre el estero Coyanco y el curso superior del río Maipo corresponden al mismo sistema de deformación.

Se debe considerar que la geometría observada en superficie para el Anticlinal El Ingenio, omitiendo las estructuras internas, también se puede alcanzar modelando una falla vergente al oeste (Figura 32). En este sentido, se debe tener en cuenta que las geometrías se pueden obtener modelando vergencias hacia el este o el oeste y que el software, si bien es una buena herramienta para entender y definir las geometrías de los estratos y para evaluar las posibilidades, no sirve para determinar la vergencia de

estas estructuras. Por esto se deben utilizar los otros criterios, antes mencionados, para inclinarse por una vergencia hacia el este.

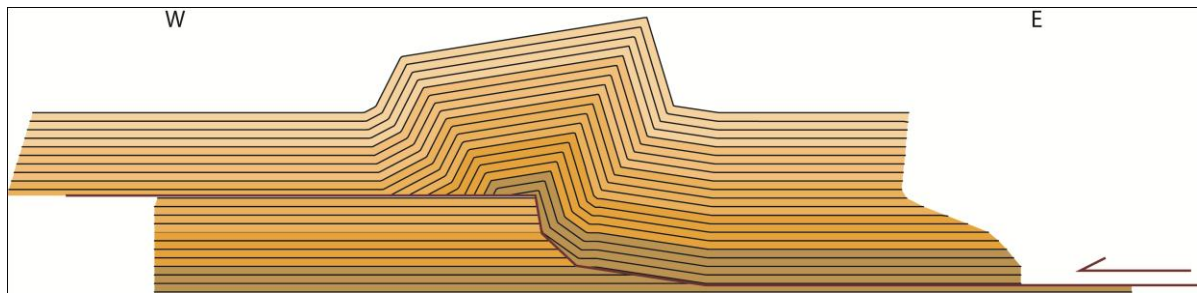


Figura 32: Modelamiento el Anticlinal El Ingenio con falla vergente al oeste.

## 7.2 Contraste de competencias

Para entender por qué se produce un pliegue abierto, de gran extensión (5 km de media longitud de onda) en los niveles superiores, a diferencia de una serie de fallas y pliegues de menor longitud de onda en los niveles intermedios, se propone que las diferencias en el tipo de deformación responden al contraste de competencias de las rocas en los distintos niveles estratigráficos. Esta heterogeneidad de competencia de las rocas está dada por la columna estratigráfica de la zona: lavas competentes en la base (Fm. Abanico), rocas sedimentarias finas (areniscas, conglomerados y lutitas) poco competentes en los niveles intermedios (base de la Unidad Inferior de la Fm. Farellones) y tobas y conglomerados, más competentes que los anteriores, en los niveles superiores (techo de la Unidad Inferior de la Fm. Farellones). Esto produciría un tipo de deformación diferente en cada nivel.

## 7.3 Modelos estructurales

Los tres modelos estructurales generados en este estudio intentan explicar la compleja configuración que presentan los estratos en la actualidad.

En todos los modelos se obtuvo una deformación de escama fina, que no involucra fallas en el basamento de la Cuenca de Abanico, si no que afecta a los niveles volcano-sedimentarios que rellenaron esta cuenca (Fm. Abanico) y niveles syn a post inversión (Unidad Inferior Fm. Farellones).



En el M1, al modelar el Anticlinal de El Ingenio a partir de las fallas y pliegues observados en su núcleo, se obtuvo un modelo en el que los niveles estratigráficos superiores están siendo afectados por la deformación generada por las fallas F1, F2 y F3, por lo que presentan una serie anticlinales y sinclinales de baja longitud de onda. Esto no concuerda con las observaciones de terreno, que sugieren que los niveles estratigráficos superiores del anticlinal no están siendo afectados por estas estructuras internas, si no que forman un solo pliegue. Además, las fallas modeladas en M1 no son suficientes para explicar la inclinación completa del panel de que miente a 35°W entre el estero El Manzanito y el Morro Pangal. Para justificar esto último se hace necesaria la participación de fallas más profundas que las presentes en el modelo, es por esto que se descarta que M1 sea un modelo aceptable para entender la formación de Anticlinal El Ingenio.

En el M2, a través de dos etapas de deformación, se modelaron tanto las fallas menores presentes en el núcleo del anticlinal como las fallas profundas, inferidas para justificar grandes paneles inclinados. En este modelamiento se obtuvo la geometría más parecida a la observada en terreno. Basándose en este resultado, se tiene que el acortamiento horizontal estimado es de 1900 m (960 m asociado a la deformación interna y 940 m a las fallas profundas) y el alzamiento vertical sería de 1500 m

A pesar de lo anterior, es importante notar que según los modelos, los acortamientos horizontales estimados en el Anticlinal El Ingenio son de 950 m, 1900 m y 1000 m para M1, M2 y M3 respectivamente (Tabla 1). Para M1, se modeló la deformación de los niveles intermedios, obteniendo un acortamiento de 950 m, para M2 se modeló tanto la deformación de los niveles superiores como intermedios, resultando un acortamiento de 1900 m (940 y 960 para superiores e intermedios respectivamente) y para M3 se modeló solo la deformación de los niveles superiores, obteniendo un acortamiento de 1000 m. En los tres modelos, el acortamiento horizontal que se produce tanto en los niveles superiores como en los niveles finos internos tiene un valor similar, entre 940 y 1000 m. Se podría decir entonces que tanto los niveles superiores como intermedios sufrieron un acortamiento similar pero con diferentes tipos de deformación, en respuesta a su reología. Por esto, es difícil discernir si la deformación

fue en dos etapas, como se propone en M2 (con 960 m de acortamiento en la primera y 940 m en la segunda), o en una sola etapa, con un acortamiento entre 940 y 1000 m en la que los niveles intermedios y superiores se deforman simultáneamente. De ser cierto el segundo caso, el acortamiento estimado en M2 podría estar sobreestimado, debido a las limitaciones del software, el cual no permite modelar el desplazamiento a través de más de una falla a la vez.

A modo de resumen, respecto a este último punto, se tiene que el modelo que mejor se adapta a las geometrías observadas en terreno es M2, sin embargo, debido a limitaciones del software, el acortamiento asociado podría estar sobreestimado.

El M3 por su parte, es una buena representación del contexto estructural regional, sin embargo se debe tener en cuenta que en él no se consideraron los 950-960 m asociados a la deformación interna del Anticlinal El Ingenio. Agregando este acortamiento a los 1500 m obtenidos en M3, habría un total de 2450-2460 m de acortamiento horizontal en todo el sistema.

Como último punto, respecto a los modelos M2 y M3, cabe señalar que la falla que genera el segundo anticlinal (F2), es la que concentra la mayor cantidad de desplazamiento (1300 y 1000 m para M2 y M3, respectivamente). Esta falla se modeló como un flat-rampa-flat con una rampa de bajo ángulo ( $10^\circ$ ) y el anticlinal, como un pliegue por flexura de falla. Es por esto que, si bien la transferencia de masa hacia el este es importante, el acortamiento horizontal asociado es muy bajo. La interpretación del pliegue ligado a F2 como un pliegue por flexura de falla podría estar subestimando el acortamiento horizontal asociado. Este modelamiento se ciñe a los datos colectados en terreno, pero en esta zona (entre estero El Ingenio y el curso superior del río Maipo) son escasos ya que las rocas son afectadas por una intensa alteración hidrotermal por lo que su disposición fue fotointerpretada, y esto limita el alcance de los modelos. Por lo tanto, si bien estos modelos proporcionan una aproximación a las estructuras en profundidad, se sugieren estudios de mayor detalle de la geometría de este anticlinal para un modelamiento mejor constreñido.

**Tabla 1: Acortamientos horizontales estimados en el Anticlinal El Ingenio para M1, M2 y M3.**

M1	
Acortamiento estructuras internas	950 m
M2	
Acortamiento niveles internos	960 m
Acortamiento niveles superiores	940 m
Acortamiento total	1900 m
M3	
Acortamiento niveles superiores	1000 m

#### 7.4 Acortamiento acomodado

Según los modelos obtenidos, este sistema estructural acomodaría un mínimo de 1500 m, lo que corresponde al 9,4% del acortamiento estimado previamente por Farías et al., (2010), de aproximadamente 16 km, para la cordillera principal oriental a esta latitud, aumentando este valor en 17,5 km. Si se toma el valor de acortamiento más alto obtenido en este sistema, de 2460 m, correspondería al 15,375% del previamente estimado y el valor de acortamiento para la cordillera principal oriental alcanzaría los 19,96 km.

El valor de acortamiento obtenido es un valor no menor que debe ser considerado en las próximas estimaciones de acortamiento a lo largo de perfiles transversales a la Cordillera de los Andes a esta latitud.

#### 7.5 Dominios estructurales en el norte y el sur del área de estudio

La zona de estudio se puede subdividir a grandes rasgos en dos dominios estructurales: uno norte y otro sur. El tramo NW-SE del río Maipo marca el límite entre un dominio y el otro.

Esta diferencia es evidente en el sector de la Vuelta del Padre (Túnel del Tinoco), donde se observa que al norte del río Maipo los estratos presentan manteos suaves, de

subhorizontales a 35°E, mientras que al sur del río se tiene una serie de anticlinales y sinclinales probablemente asociados a la deformación interna del Anticlinal El Ingenio (Ver Figura 12 o mapa fuera de texto).

El dominio norte (Figura 33a) presenta, en su parte occidental, el Anticlinal del Maipo y hacia el oriente los estratos se vuelven subhorizontales con suaves pliegues y leves discordancias progresivas. El dominio sur (Figura 33b) por su parte presenta una deformación intensa que incluye el Sinclinal Morro Pangal y el Anticlinal El Ingenio.

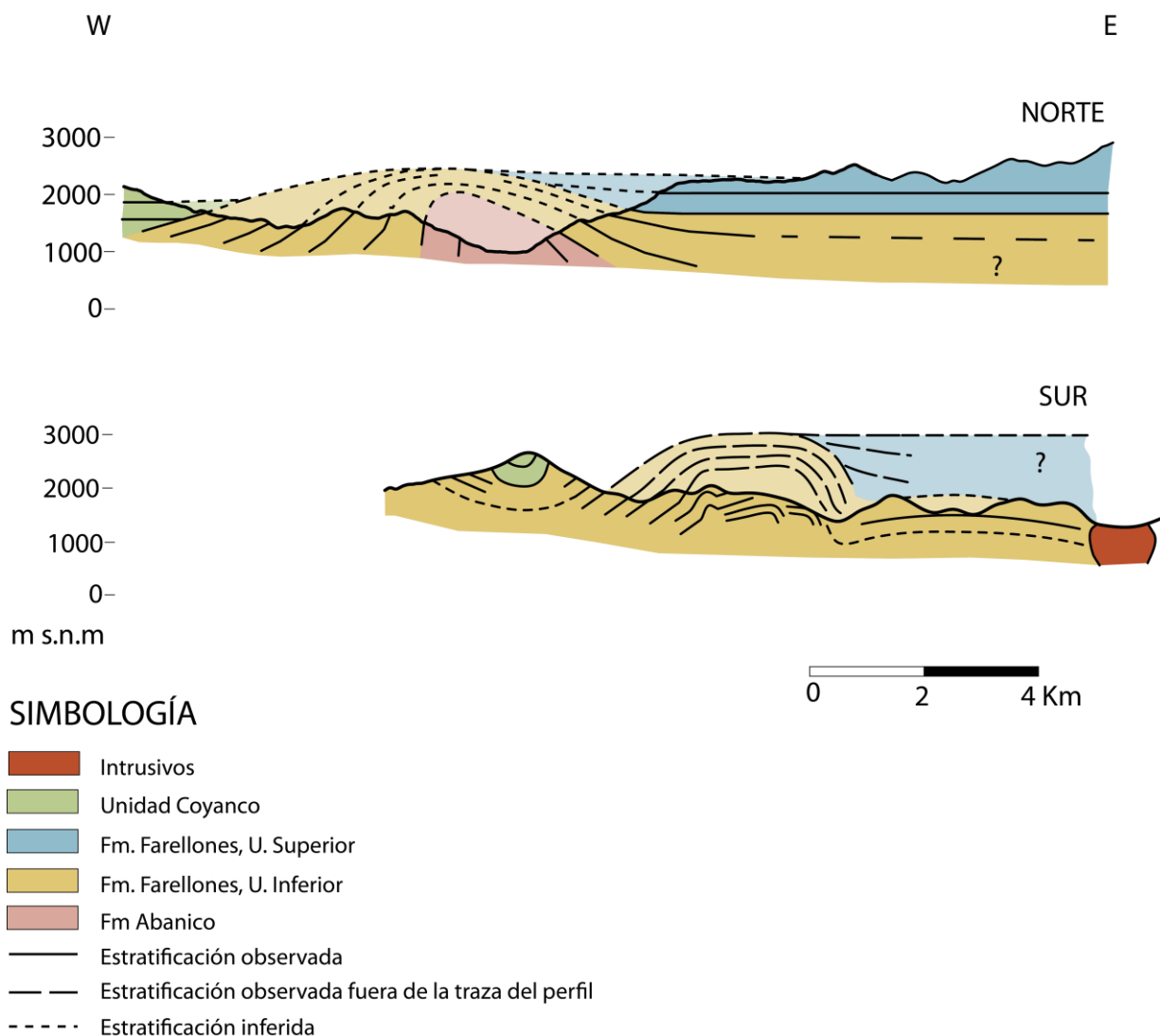
Si bien el Anticlinal del Maipo y el Anticlinal El Ingenio parecen estar asociados a la misma estructura ya que tienen rumbos similares y se encuentran alineados, también es posible notar importantes diferencias.

En primer lugar la vergencia del Anticlinal del Maipo es aparentemente hacia el oeste (basándose en el mapeo de sus limbos) mientras que el Anticlinal El Ingenio tiene una vergencia hacia el este. Otro aspecto que se debe considerar es que el Anticlinal del Maipo buza hacia el sur hasta desaparecer inmediatamente después de la localidad de El Toyo, mientras que el Anticlinal El Ingenio se manifiesta desde El Melocotón hacia el sur.

Por otra parte, los niveles de la Unidad Inferior de la Fm. Farellones, plegados en el Anticlinal del Maipo, presentan estratos de crecimiento tanto en su flanco oriental (Fock, 2005) como en su flanco occidental. Los estratos de esta unidad en el sector de El Toyo serían sintectónicos a la formación del Anticlinal del Maipo. Estos estratos se correlacionan con los estratos afectados por la deformación en el Anticlinal El Ingenio, pero en este sector no presentan crecimientos, más bien tienen areniscas progresivas con marcas de fondo y niveles finos lateralmente continuos, sin variaciones significativas en su espesor, sugiriendo un ambiente de depositación plano. Ante estos antecedentes se propone que los anticlinales responden a fallas de vergencias opuestas que se formaron en distintos eventos compresivos.

La deformación asociada a la inversión de la cuenca de Abanico en el dominio norte se observa en el Anticlinal del Maipo, mientras que en el dominio sur se habría manifestado más al este del área de estudio, en torno al borde de la cuenca en la Falla El Diablo (Fock et al., 2006). Ambas estructuras probablemente se asocian a fallas normales profundas, que afectaron el basamento y que fueron posteriormente invertidas.

Por último, cabe señalar que en gran parte del dominio norte las rocas de la Unidad Superior de la Fm. Farellones cubren a las Unidad inferior de la Fm. Farellones, estas últimas podrían estar deformadas por sistemas estructurales similares a los del dominio Sur, sin embargo no se observaron afloramientos que permitan determinar la presencia de estas estructuras en la zona.



**Figura 33: Perfiles esquemáticos de los dominios norte y sur.**

## 7.6 Temporalidad de los eventos

Basándose en los antecedentes geológicos recopilados en el área de estudio se pueden reconocer tres etapas de evolución tectónica:

### **Etapá 1:**

Deposición de lavas y brechas volcanoclásticas de la Fm. Abanico (Figura 34a).

### **Etapá 2:**

Estratos de la Fm. Abanico se pliegan en el Anticlinal del Maipo y sintectónicamente se deposita la Unidad Inferior de Fm. Farellones (Figura 34b).

### **Etapá 3:**

La Unidad Inferior de la Fm. Farellones es deformada, dando origen al Anticlinal El Ingenio y Sinclinal Morro Pangal, posterior a este evento se deposita la Unidad Superior de Fm. Farellones, seguido del emplazamiento del Plutón San Gabriel (Figura 34c).

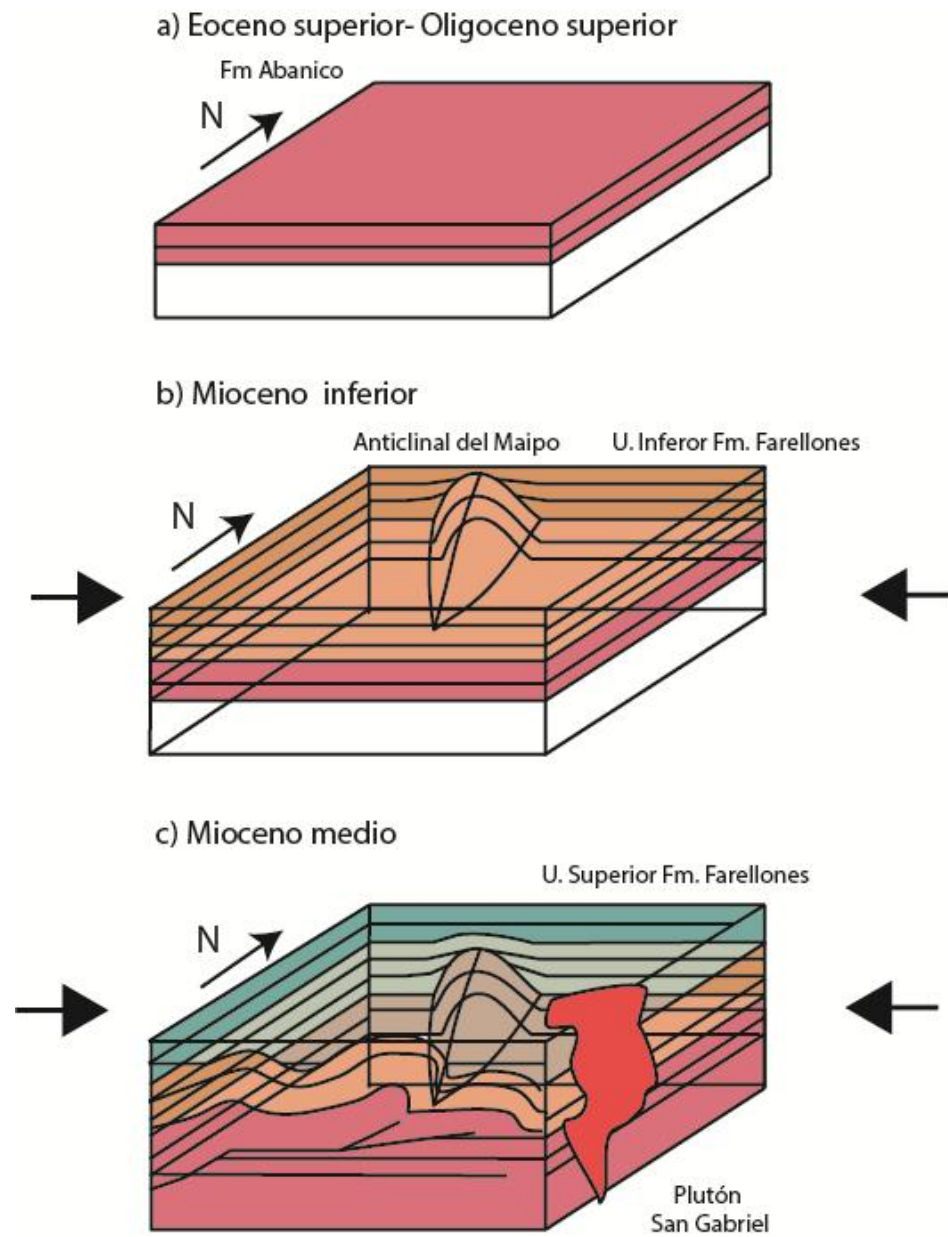


Figura 34: Modelo esquemático de la evolución estructural en la zona de estudio. En rosado se representa a la Fm. Abanico, en amarillo; la Unidad Inferior de la Fm. Farellones y en verde; la Unidad Superior de la Fm. Farellones.

Contextualizando estas etapas en un marco regional, que considera las etapas definidas en estudios previos realizados en esta región (Charrier et al., 2002; Giambiagi et al., 2003; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010; Muñoz-Saez et al., 2014), se tiene el siguiente desarrollo tectónico-estructural:

- I. Durante el Eoceno superior a Oligoceno superior se formó la cuenca extensional de Abanico y en ella se depositaron las lavas y brechas volcanoclásticas sinextensionales de la Fm. Abanico.
  
- II. En el Mioceno inferior la cuenca de Abanico se invirtió tectónicamente, pasando de un ambiente extensivo a compresivo, dando lugar a la inversión de fallas normales preexistentes y a la formación de nuevas fallas inversas. Estas estructuras fallaron y plegaron a las rocas de la Fm. Abanico generando estructuras como el Anticlinal del Maipo y el anticlinal asociado a la Falla El Diablo. Sintectónico a este evento se depositó la Unidad Inferior de la Fm. Farellones con crecimiento de los estratos hacia ambos flancos del Anticlinal del Maipo. Después de la inversión de la cuenca de Abanico, el frente de deformación migró hacia el este, desarrollando la faja plegada y corrida de Aconcagua.
  
- III. Durante el Mioceno medio ocurrió un evento de deformación fuera de secuencia respecto a la faja plegada y corrida de Aconcagua, en el que la deformación se concentró en la Cordillera Principal Occidental y Central. Durante reactivando fallas y con retrocorrimientos. En esta etapa ocurre el plegamiento de la Unidad Inferior de la Fm. Farellones, dando origen al Anticlinal El Ingenio y Sinclinal Morro Pangal, posterior a esta deformación se depositó los estratos de la Unidad Superior de la Fm. Farellones, los cuales se disponen subhorizontales hasta la actualidad. Seguido de la depositación de esta última unidad, se emplazó el Plutón San Gabriel a los ~11 Ma.



## 7.7 Relación con el corrimiento El Fierro

El estudio de Godoy et al. (1999) propone, a partir de perfiles estructurales, datos sísmicos y perfiles gravimétricos, la existencia de un despegue a una profundidad de -2300 a -2500 m s.n.m. localizado en los depósitos cenozoicos de la región cordillerana en la hoya del río Cachapoal (34°S). Cabe hacer notar que este despegue, denominado El Fierro, no corresponde a la falla de borde oriental de la cuenca de Abanico, la cual localmente fue denominada con ese mismo nombre por Charrier et al. (2002) y que en la actualidad se prefiere denominar como falla El Diablo (ver Muñoz-Sáez et al. (2014).

En el estudio de Godoy et al. (1999) se propone que el despegue El Fierro se prolonga más al norte, hasta el sur del río Maipo, es decir, inmediatamente al sur del área del presente trabajo, aunque, de acuerdo con los autores mencionados, también podría alcanzar hasta el Cerro San Ramón e incluso hasta el río Aconcagua, al norte de la Cordillera de los Españoles. También se habrían reconocido expresiones en superficie del corrimiento El Fierro entre los 33°56' y 34°S (Godoy y Palma 1990; Palma, 1991) a 5 km al este del área considerada en este estudio. Estos autores mencionan que el despegue en la zona de El Teniente corta niveles intermedios de la Fm. Abanico y que este se va somerizando hacia el norte. La deformación asociada a este despegue tiene una vergencia hacia el este, aunque existiría una serie de retrocorrimientos vergentes al oeste. Según estos autores, la evolución tectónica en la región cordillerana se dividiría en tres etapas (Figura 35 a):

- Etapa I: extensión de la cuenca y depositación de la Fm. Coya- Machalí (análoga de la Fm. Abanico en esta zona) durante el Eoceno tardío a Oligoceno ).
- Etapa II: inversión de la cuenca en el Mioceno medio a tardío.
- Etapa III: máxima compresión en la que se las rocas del arco fueron alzadas y transportadas hacia el este a través del corrimiento fuera de secuencia El Fierro y emplazamiento de plutones dioríticos sin a post tectónicos durante el Mioceno tardío a Plioceno temprano.

Por otra parte, el modelo de evolución estructural propuesto por Quiroga (2013) para la Cordillera Principal, al norte de la zona de estudio ( $\sim 33^{\circ}20'S$ ) es similar al propuesto por Godoy et al. (1999). Este modelo describe la evolución estructural las siguientes etapas (Figura 35 b):

- Etapa I: desarrollo extensional y colmatación de la Cuenca de Abanico de edad Pre-Mioceno.
- Etapas II y III: de inversión de la cuenca con deformación concentrada en los bordes de esta, la depositación sintectónica de la Unidad Inferior de Fm. Farellones y la subsiguiente propagación de la deformación al este y desarrollo de faja plegada y corrida de Aconcagua durante el Oligoceno a Mioceno medio-tardío?
- Etapa IV: se genera la deformación fuera de secuencia y depositación de la Unidad Superior de Fm. Farellones desde el Mioceno tardío a Plioceno Temprano.

Comparando el corrimiento El Fierro con el despegue principal obtenido en este estudio y el obtenido por Quiroga (2013) más al norte, se puede ver que, según Godoy et al. (1999), el despegue en la zona de Teniente ( $34^{\circ}S$ ) tiene una profundidad de -2300 a -2500 m s.n.m., mientras que el despegue propuesto en este estudio (M3) tiene una profundidad comprendida entre -1500 a -1000 m s.n.m. y al norte de la zona ( $33^{\circ}20'S$ ), una profundidad de 0 m s.n.m. aproximadamente, estos datos concuerdan con la idea de que el despegue se someriza hacia el norte, cortando rocas de edades cada vez más jóvenes. En los tres sectores estas estructuras mantean suavemente al oeste y su principal sentido de transporte de material es hacia el este. Sumado a lo anterior, se tiene que si bien las cotas de edades de los eventos han cambiado desde la publicación (1999) a la fecha, las etapas de evolución tectónica-estructural se pueden correlacionar directamente con las tres etapas propuestas en este estudio (Figura 35 c).

Concluyendo, se puede decir que el despegue propuesto por Godoy et al., (1999) es similar en geometría, profundidad y temporalidad de deformación al propuesto en este estudio y al propuesto más al norte por Quiroga (2013). Si bien las evidencias de

que corresponde a una misma estructura, trazable desde los 33° a 35° S, no son claras ni suficientes, se puede decir que se trata de estructuras semejantes, del mismo estilo y vergencia, desarrolladas en etapas posteriores a la inversión de la Cuenca de Abanico.

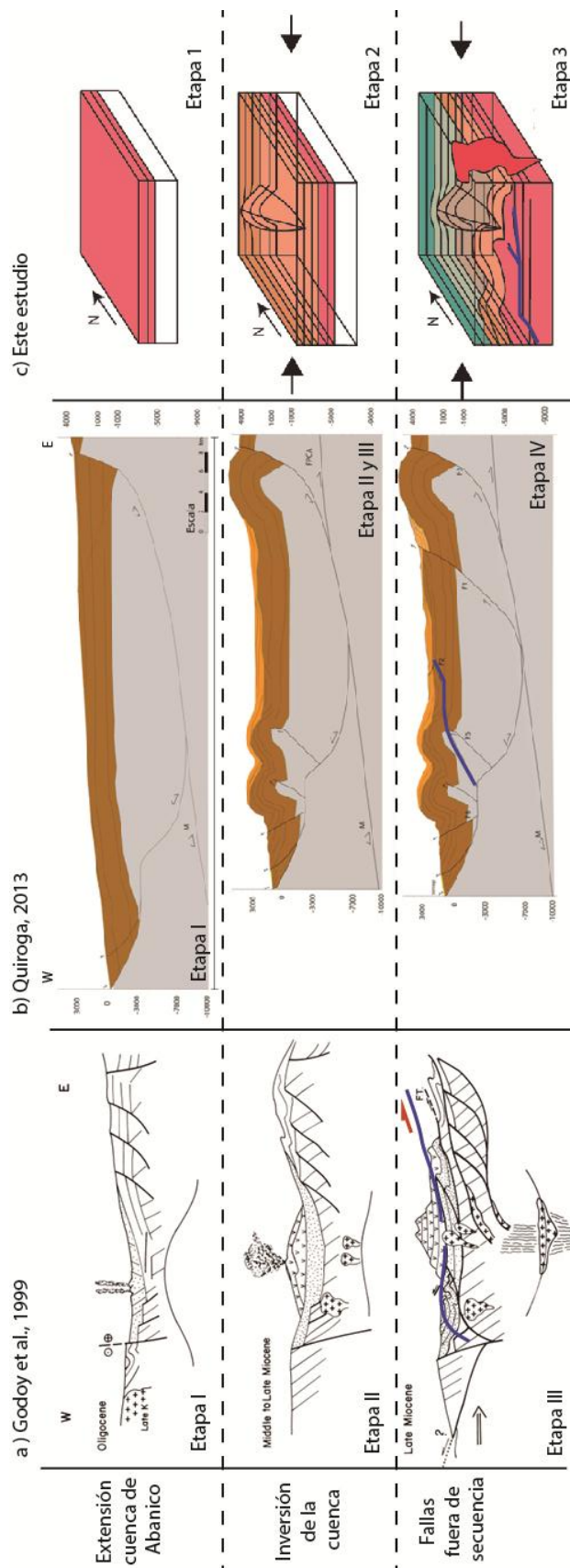


Figura 35: Modelos de evolución tectónica de la cuenca de Abanico según Godoy et al. (1999) y Quiroga (2013) y modelo de evolución local propuesta en la zona de este estudio.

## 7.8 Recomendaciones

Para futuros estudios en torno a la zona de trabajo se sugiere abarcar los siguientes contenidos:

- Dataciones radiométricas en los niveles sedimentarios que afloran en el sector El Ingenio para confirmar su correlación con la Unidad Inferior de la Fm. Farellones y respaldar el modelo aquí propuesto.
- Estudio estratigráfico y estructural del borde occidental de la cordillera, desde el sector de El Toyo hasta la Reserva Río Clarillo, identificando y relacionando unidades (caracterizar la Unidad Coyanco y otras presentes en la zona) e identificando estructuras y discordancias, como la descrita en el sector El Toyo, con el fin de completar un perfil transversal al cordillera principal a esta latitud.
- Modelamiento estructural con software MOVE 2D u otro similar, de perfiles de mayor extensión, que abarquen toda la cuenca de Abanico a esta latitud (eg. Quiroga 2013 a los  $\sim 33^{\circ}20'S$ ).

## 8 Conclusiones

Basándose en los datos de estratigrafía y geocronología disponibles y correlacionando las unidades según su litología y posición estratigráfica, se reconocen tres unidades estratificadas en la zona de estudio: Fm. Abanico, compuesta de lavas y brechas volcánicas (Eoceno medio-Oligoceno); Unidad Inferior de la Fm. Farellones, compuesta por areniscas, conglomerados y lutitas con intercalaciones de tobas (Mioceno temprano a medio); y Unidad Superior de Fm. Farellones, conformada por lavas andesíticas con intercalaciones de brechas (Mioceno medio- tardío).

En la zona de estudio se diferencian dos segmentos estructurales: norte y sur, separados por el tramo NW-SE del río Maipo. En el segmento Norte la deformación se concentra en la parte occidental, en el Anticlinal del Maipo, y al oriente presenta deformación suave y estratos subhorizontales. Por otra parte, el segmento Sur presenta deformación intensa de piel fina con una serie de anticlinales y sinclinales en toda su extensión.

Para el área de estudio se pudieron reconocer al menos dos eventos de deformación, siendo el primero asociado a la inversión de la cuenca de Abanico, en el que se generaron estructuras como el Anticlinal del Maipo y el anticlinal asociado a la Falla El Diablo que afectan a la Fm. Abanico (Oligoceno-Mioceno temprano); y el segundo evento se asocia a la deformación fuera de secuencia respecto a la faja plegada y corrida de Aconcagua en el que se desarrollan una serie de anticlinales y sinclinales de escama fina (Anticlinal El Ingenio, Sinclinal Morro Pangal) que afecta la Unidad Inferior de la Fm. Farellones (Mioceno medio).

En el Anticlinal El Ingenio se observó que los diversos niveles estratigráficos se deforman de diferente manera debido al contraste de competencia de las rocas.

A partir de los modelos forward construidos para explicar el desarrollo estructural del Anticlinal El Ingenio, se obtuvo que la estructura acomoda hasta 1900 m de acortamiento, aunque este valor podría estar sobreestimado a causa de las limitaciones del software. El acortamiento estimado para todo el sistema sería de 2450-2460 m.

El despegue de la estructura que forma el Anticlinal El Ingenio es similar en geometría, profundidad y temporalidad de deformación al propuesto por Godoy (1999) y podría tratarse de estructuras del mismo estilo, formadas durante el mismo evento de deformación fuera de secuencia, pero las evidencias para prolongarla como una misma estructura no son suficientes.

Finalmente, los resultados obtenidos en este estudio son compatibles con los modelos clásicos de desarrollo posterior a la extensión de la cuenca de Abanico en la Cordillera Principal propuestos por Charrier et al. (2002, 2009), Giambiagi (2003) y Fock (2005).

## 9 Bibliografía

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N°9, 70 p.

Aguirre, R., 1999. Depositación y deformación de la secuencia volcánica terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 60 p.

Aguirre, L., Feraud, G., Vergara, M., Carrasco, J., Morata, D., 2000.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of basic flows from the Valle Nevado stratified sequence (Farellones Formation), Andes of Central Chile. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 1, 583-585 p.

Allmendinger, R. W. y Gubbels, T., 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, 259(1), 1-13.

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., y Kausel, E., 2010. The West Andean Thrust (WAT), the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago (Chile). *Tectonics*, 29(2).

Baeza, O., 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 119 p.

Beccar, I., Vergara, M. y Munizaga, F., 1986. Edades K-Ar de la Formación Farellones, en el Cordón del Cerro La Parva, Cordillera de los Andes de Santiago, Chile. *Revista Geológica de Chile*, N° 28-29, 109-113.

Boyce., D. en preparación. Ambiente tectónico y proveniencia sedimentaria de la Formación Las Chilcas. Tesis de Magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.



Carrasco, J., 2000. La secuencia estratificada valle Nevado de la Formación Farellones (Mioceno): química y metamorfismo de muy bajo grado. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 93 p.

Castro, J., 2012. Estilo Estructural en los depósitos mesozoicos y cenozoicos en el valle del Río Colorado-Maipo, Región Metropolitana, Chile (~33°30'S). Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 70 p.

Charrier, R. y Munizaga, F., 1979. Edades K-Ar de volcanitas Cenozoicas del sector Cordillerano del Río Cachapoal (34° 15' Lat. Sur). Instituto de Investigaciones Geológicas, Revista Geológica de Chile, N° 7, 41-51.

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

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Spichiger, S. and Zapatta, F., 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las Formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre 33° 50' y 35° S, Cordillera Principal Chilena. Actas XII Congreso Geológico Chileno, Concepción, 1316-1319 p.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M. C., Novaceck, M.J., 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, 9(2), 1-30.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gana, P., Kay, SM., Muñoz, N., Wyss, AR. 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, 15(1), 117-139 p.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, E., Flynn, J., Iturra, I., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A., 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 Palaontologie-Abhandlungen*, 236 (1-2), 43-77 p.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W., (editores): *The Geology of Chile*. The Geological Society, 21-114 p.

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*, 65, 05-35.

Comte, D., Farías, R., Charrier, R., y González, A., 2008. Active tectonics in the Central Chilean Andes: 3D tomography based on the aftershock sequence of the 28 August 2004 shallow crustal earthquake. En *International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice)*, 7, 160-163.

Cornejo, P. y Mahood, G. 1997. Seeing past effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contribution to Mineral Petrology*, 127, 159 – 175.

Davidson, J., 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de Nacientes del Teno, Curicó, Chile. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile*. 160 p.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., y Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21(20), 2191-2194.

Drake, R.E., Curtis, G. y Vergara, M., 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes: Latitude 33° S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(3), 285-295.

Elgueta, Baeza, O., Aguirre, R., Charrier, R. Muñoz, N. y Gans, P., 2000. Mecanismos de la depositación volcanoclástica oligo-miocena en el Cajón del Maipo, Chile Central. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 2, 21-25 p.*

Erslev, E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6), 617-620.

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*, 27(1).

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*, 29 (3).

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis de magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

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

Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 398 p.

Gana, P. y Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central ( $33\text{-}33^{\circ} 30'\text{S}$ ). *Revista Geológica de Chile*, 24(2), 145-163.

Godoy, E., 1991. El Corrimiento El Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el río Cachapoal, Chile Central. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, 635-639 p.

Godoy, E. and Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los  $33^{\circ}\text{-}34^{\circ}$ : nuevos datos en la Cordillera Principal. *Actas XII Congreso Geológico Chileno, Concepción*, 2, 1344-1348.

Godoy, E., Navarro, M. y Rivera, O., 1996. Zonas triangulares en el borde occidental de la Cordillera Principal ( $32^{\circ}30'\text{-}34^{\circ}30'$ ), Chile: una solución a la paradoja Abanico-Farellones. *Actas XIII Congreso Geológico Argentino, y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires*, 2, 373-381.

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*, 306(2), 217-236.

Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Alvarez, P., y Orts, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 degrees and 34 degrees south latitude: *Tectonics*, 22(4), 1041.

Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Álvarez, P., Godoy, E., Hoke, G., Pinto, L., Spagnotto, S., Prras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V.H., Suriano, J. Moreiras, S.M. y Pagano, S.D., 2014. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect ( $33^{\circ}40'\text{S}$ ): from the Pacific coast to the Andean foreland. En: Sepúlveda, S. A., Giambiagi, L. B., Moreiras, S. M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G. D. y Farías, M. (editores): *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, London, Special Publications, 39.

Isacks, B., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4), 3211-3231.

Jara, P., y Charrier, R., 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean geology*, 41(1), 174-209.

Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid- Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20, 308-324.

Kay, S., 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*, 117(1), 67–88.

Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95 p.

Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, 24(1), 75-90.

McClay, K. R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. *Thrust tectonics*, 419-433.

Medina, C., 2001. Condiciones de depositación y deformación de la secuencia miocénica en el sector cordillerano de San Alfonso, Cajón del Maipo, Región Metropolitana, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 62 p.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, In: Eriksen, G.E., Cañas, M.T. and Reintmund, J.A. (Editors). Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources; Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, Earth Sciences Series, Houston, Texas, Vol. 11, 59-90 p.

Munizaga, F. y Vicente, J.C., 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo mioceno en los Andes del Aconcagua (La. 32-33° S): Datos radiométricos K-Ar. Revista Geológica de Chile. Nº 16, 3-21.

Muñoz, M., 2005. Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental de la Formación Abanico en Chile central, área de El Volcán, Cajón del Maipo (33°50's, 70°12'-70°05'). Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., y Nalpas, T., 2014. Influence of epositional 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°-35°S). *Andean Geology*, 41(1), 1-28.

Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D. y Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extensión in the Andean foothills of central Chile (33° 15'-33° 45'S). *GSA Bulletin*, 115(12), 1523-1537 p.

Palma, W., 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el estero del Diablo y el Cordón de Los Lunes, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 95 p.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-284.

Pilger, R.H. 1983. Kinematics of South American subduction zone from global plate reconstructions. In Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs (Cabre, R.; editor). American Geophysical Union, Geodynamic Series, No. 9, p. 113-126. Washington D.C., U.S.A

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, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Rauld, R., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 57 p.

Rauld, R.; Vargas, G.; Armijo, R.; Ormeño, A.; Valderas, C; Campos, J. 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. Actas XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 2, 447-450.

Rivera, O. y Cembrano, J., 2000. Modelo de formación de cuencas volcanotectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas oligo-miocenas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00'-34°30'S). Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2, 631-636.

Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33° 15'-33° 30'S; 70°30'-70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y geoquímica. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 154 p.

Sellés, D. y Gana, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 74.

Soler, P. y Bonhomme, M. 1990. Relations of magmatic activity to plate dynamics in central Perú from Late cretaceous to Present. In Plutonism from Antarctica to Alaska (Kay, S.M.; Rapela, C.W. editors). Geological Society of America, Special Paper, Vol. 241, p. 173-191.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences, 11(3), 211 -215.

Suppe, J., 1983, Geometry and Kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science, 283(7), 684-721.

Suppe, J. y Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83 (Laubscher volume).

Tassara, A. y Yáñez, G., 2003 Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 159-186.

Thiele, R. y Katsui, Y. 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación, N° 35, 23 p.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana, Escala 1:250000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21 p.

Vergara, M. y Drake, R., 1978. Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. *Revista Comunicaciones*, 23, 1-11.

Vergara, M. y Drake, R., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales post-neocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34, 42-52.



Vergara, M., Morata, D., Villarroel, R., Nyström, J., Aguirre, L., 1999.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rock from “Cerro El Abanico”, Santiago Andean Cordillera ( $33^{\circ}30'$  S,  $70^{\circ} 30' - 70^{\circ} 25' W$ ). Proceedings Fourth ISAG, Göttingen (Germany), 785-788.

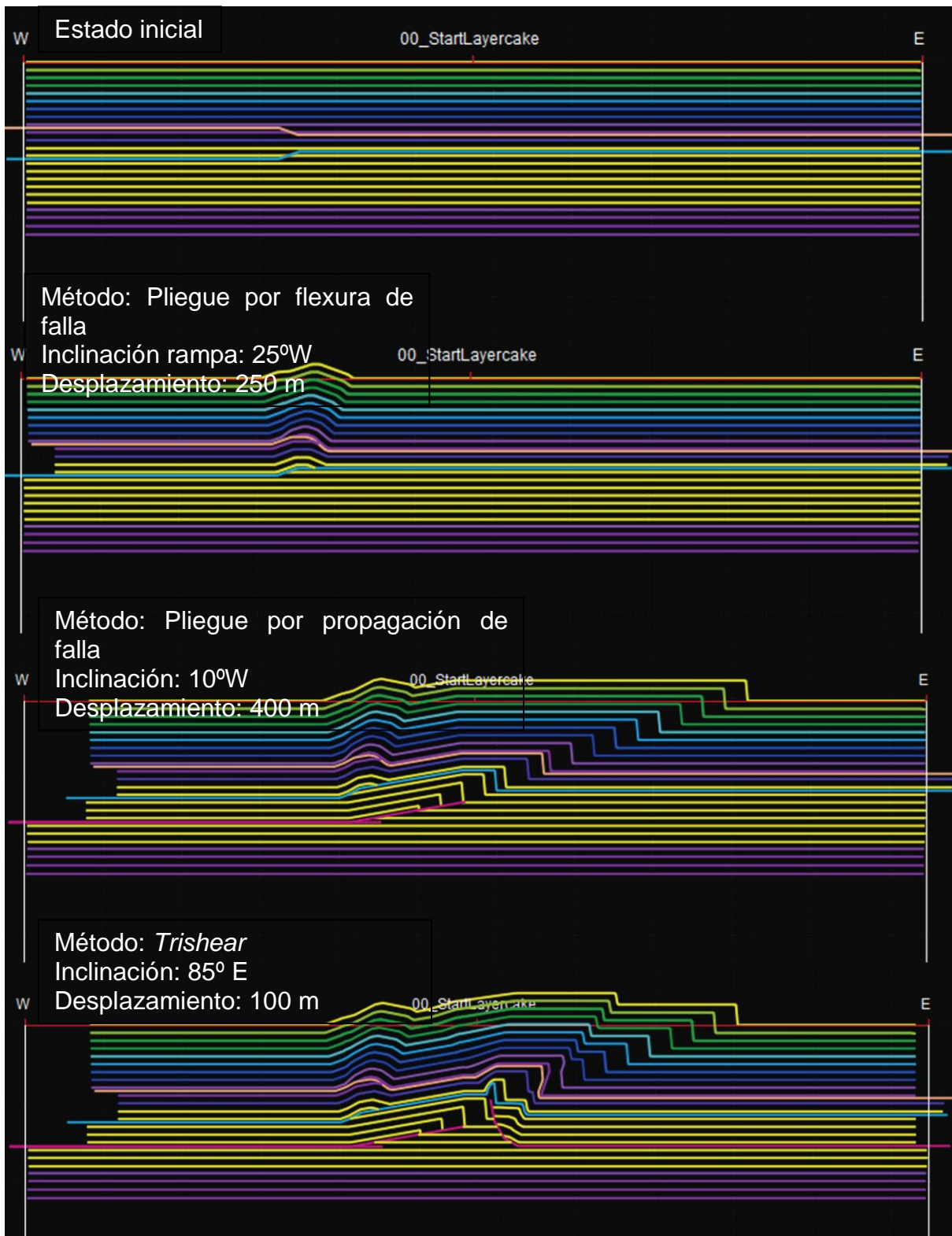
Wyss, A.R., Charrier, R. and Flynn, J.J., 1996. Fossil mammals as a tool in Andean stratigraphy: Dwindling evidence of late Cretaceous volcanism in the South central Main Range. *Paleobios*, 17(2-4), 13-27.

Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A., y Sedov, A.P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for last 160 million years. *Geotectonics*, 18, 181-195.

Zurita, E., 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico=Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 156 p.

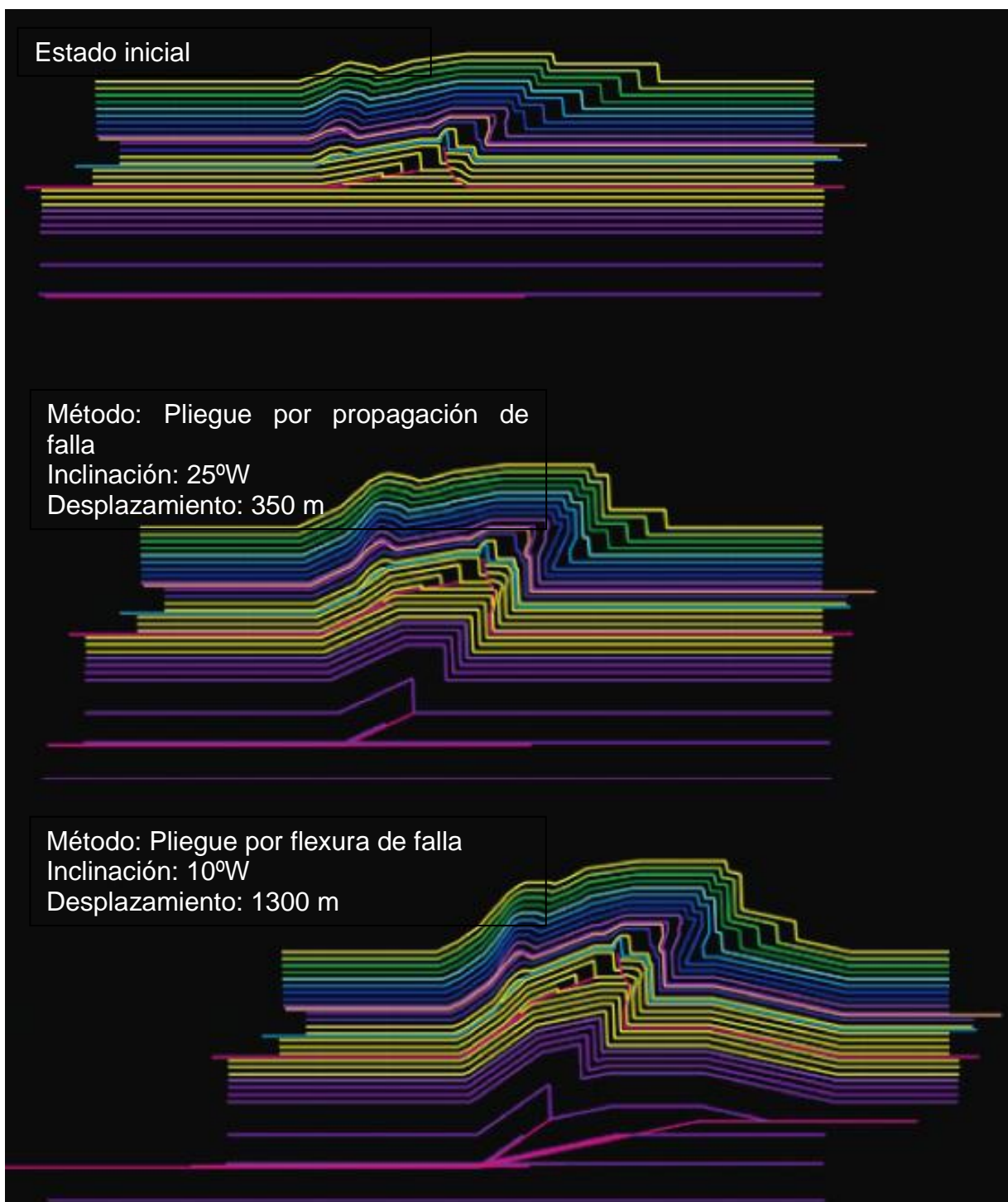
# Anexos

## Modelo 1



## Modelo 2

El primer estado de M2 comienza con el último estado de M1.



### Modelo 3

