



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

ESTILO ESTRUCTURAL EN LOS DEPÓSITOS MESOZOICOS Y
CENOZOICOS EN EL VALLE DEL RÍO COLORADO - MAIPO, REGIÓN
METROPOLITANA, CHILE ($\sim 33^{\circ} 30' S$)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JUAN ARMANDO CASTRO RIVAS

PROFESOR GUÍA:
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
LUISA PINTO LINCOÑIR
MARCELO FARÍAS THIERS

SANTIAGO DE CHILE
Julio 2012

RESUMEN

Al este de Santiago, en el valle del río Colorado-Maipo, la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (FPCA) queda totalmente expuesta en territorio chileno. Este sistema, compuesto por rocas volcánicas y sedimentarias de edad mesozoica, desarrolla una serie de corrimientos que tendrían dos niveles de despegue, pertenecientes a la Formación Río Colina y a la Formación Nieves Negras. Al oeste de estas secuencias, los Andes Centrales se caracterizan por presentar una cuenca extensional, representada por la Formación Abanico, de edad eocena superior–miocena. La relación de contacto entre dicha cuenca y la FPCA ha sido objeto de múltiples debates, donde se han propuesto diferentes alternativas a medida que ha aumentado la cantidad y calidad de datos, llegándose, últimamente, aceptándose la posibilidad de que se trataría de un contacto por discordancia.

En la presente contribución se realiza un análisis estructural de las secuencias cenozoicas y mesozoicas en el valle del río Colorado-Maipo, entre el río Olivares y el estero Rabicano, con el objetivo de establecer un modelo estructural evolutivo.

A partir de las observaciones superficiales y su interpretación en profundidad, es posible diferenciar dos dominios estructurales, ambos con rumbo norte-sur: (1) rocas cenozoicas caracterizadas por involucrar estructuras de inversión tectónica (Dominio Cuenca de Abanico: DCA) y (2) rocas mesozoicas que son afectadas por estructuras de piel fina, formando la FPCA (Dominio Faja Plegada y Corrida de Aconcagua: DFPCA).

El DCA se caracteriza por presentar un anticlinal asimétrico de inversión tectónica de escala regional, asociado a una falla invertida de borde de cuenca de vergencia este. Por su parte, el DFPCA presenta un sinclinal vinculado a un sistema de dúplex, generado en los primeros corrimientos de la FPCA. Ésta última estructura, se encuentra cortada por una falla inversa fuera de secuencia de vergencia oeste.

En base al acortamiento calculado para la FPCA a esta latitud (45-50 km) (Ramos et al., 1991), se propone el siguiente modelo de transferencia de deformación desde el DCA al DFPCA: la falla extensional pre-existente, que actuó como borde de cuenca, controla la ubicación de rampas en el basamento, a partir de las cuales corrimientos con despegue relativamente profundos transferirían la deformación hacia la cobertura mesozoica sedimentaria. La inversión ocurriría a través de una falla del tipo *By-pass*, entre los 18 y 15 Ma (Etapa E1). Posteriormente, la generación de los corrimientos en secuencia de la FPCA se desarrollaría entre los 15 y 9 Ma., esta última edad marcaría la generación de los corrimientos fuera de secuencia y el emplazamiento del Plutón la Gloria (10 Ma) en el anticlinal Río Olivares. Este evento representaría uno de los últimos pulsos contractivos registrados en la zona.

En base a la información expuesta anteriormente, se propone la existencia de una relación genética entre la inversión de la Cuenca de Abanico y el desarrollo de la FPCA. Donde la primera actuaría como motor de la deformación de la última.

DEDICATORIA

A mis padres, hermanas y Abuelita...

*23 de diciembre.
Hoy no paso nada. Y si pasó algo es mejor callarlo,
pues no lo entendí.*

Roberto Bolaño

AGRADECIMIENTOS

Primero que todo, deseo expresar al Dr. César Arriagada mi más profunda gratitud y reconocimiento por haber obtenido de él valiosa ayuda como profesor guía en los trabajos asociados a esta memoria de título, intercambiando ideas y aclarando dudas cada vez que lo solicité.

Agradezco igualmente al Dr. Francisco Gutiérrez el haber puesto a mi disposición importante información relativa al área de estudio y por haber motivado esta investigación. Sin duda una fuente importante de entusiasmo y amor por la profesión.

Asimismo, deseo expresar mis sinceros agradecimientos a los profesores que formaron parte de la comisión: Dra. Luisa Pinto y Dr. Marcelo Farías, quienes me ayudaron con sus revisiones y sugerencias.

No puedo dejar de recordar en estos momentos a aquellas personas que me ayudaron con su humildad, su entusiasmo y su disposición, incluso en días domingo. Gracias a todo “el Team Estructural”, especialmente a Juanito Becerra, Atax, Búho, Susi, Irene y Chala.

Gracias a la wena onda, disposición y por siempre prestar un hombro ante las dificultades. Por eso y mucho más, a uds. “Team Vivaldi”: Richi, León, Mono, Zalo, Tito, Chino Dharma, Juanice, Ramonet, Seba, Coya, Swat.

Muchas gracias a mi curso, por haberme ayudado en momentos claves de este duro camino, especialmente a excelentes amistades cultivadas con Drag, Mauro y Diego. Un beso grande a “las chiquillas”: Naty y Dixie, por ser quiénes son y a Rafa y Galle, excelentes compañeros y quiénes me invitaron a ser Bi-campeón con “Voláticos”.

Sin duda, en los momento de mayor aflicción, los primeros y casi únicos que pueden entenderte son aquellos que están en las mismas que tu, gracias por el aguante a todos(as) memoristas que estuvieron conmigo: Cata, Cami, Vale, Mari, Tomás y especialmente dos personas que se convirtieron en ese tiempo en amigos: Nacho y Carter, son unos verdaderos crácks!

Muchas gracias a las personas que hacen que el trabajo en el departamento de geología sea posible sin tener que preocuparse de detalles: Las mejores secretarias docentes que uno podría pedir, María Rosa y Blanca Baccola; la disposición, los servicios prestados en terreno y en el departamento y los consejos que me brindaron en más de una ocasión a: “Vero”, “Kilo”, don Carlos, Carlos Alvarado, “Juanito” y don José Toledo.

Un especial saludo y agradecimiento a mis amigos de la vida, la mayoría pertenecientes a mi Grupo Guía y Scout Santa Rita querido: Cristian, Luciano, Francisco, Nelson, Dani, Naty Brown, Sacha, Ignacio, Jo, Jared, Cote y Cuchi.

Agradezco infinitamente a quiénes se desviven por mí, hacen todo lo que les es posible y más por ayudarme, tirarme pa’arriba en momento malos y acompañarme en los buenos. Gracias por todo familia querida, a pesar de cualquier cosa, siempre serán los primeros: Papá, Mamá, Weli, Yeya, Pauli, Juaco, Albert, Katty, Sandra y tía Virginia gracias porque gran parte de lo poco que he logrado se los debo en mucha medida a uds.

Finalmente, agradecer no basta a la persona que más me acompañó, mimó y motivó esta memoria: Cintia, gracias por aparecerte en mi vida y darle un sentido...

ÍNDICE DE CONTENIDO

I.	Capítulo I: Introducción	1
I.1.	Formulación del Problema.....	1
I.2.	Hipótesis de Trabajo	6
I.3.	Objetivos	6
I.3.1.	Objetivo General:.....	6
	Determinar el estilo estructural de los depósitos Mesozoicos y Cenozoicos en el valle del Río Colorado - Maipo, Región Metropolitana, Chile (~33° 30'S).	6
I.3.2.	Objetivos Específicos:	6
I.4.	Metodología y Plan de Trabajo	6
I.4.1.	Referente al Objetivo Específico 1 y 2.....	6
I.4.2.	Referente al Objetivo Específico 2.	7
I.5.	Ubicación y Vías de Acceso	7
II.	Capítulo II: Marco Geológico.....	9
II.1.	Marco tectónico durante el Cenozoico.....	9
II.2.	Unidades Morfoestructurales	10
II.3.	Marco geológico Regional:	11
II.3.1.	Evolución Geológica.....	11
II.4.	Geología de la Zona	15
II.4.1.	Introducción.....	15
II.4.2.	Estratigrafía:	15
II.4.3.	Formaciones	15
II.4.4.	Depósitos Cuaternarios no consolidados	24
II.4.5.	Rocas Intrusivas:	25
III.	Capítulo III: Geología Estructural.....	28
III.1.	Estructura Superficial	28

III.1.1.	Dominios Estructurales	28
III.1.1.2.	Dominio Cuenca de Abanico (DCA).....	29
III.2.	Interpretación en profundidad	43
III.2.1.	Metodología.....	43
III.2.2.	Análisis de la sección estructural	43
III.2.2.1.	Análisis dominio Cuenca de Abanico.....	43
III.2.2.2.	Análisis dominio faja plegada y corrida de Aconcagua.	45
IV.	Capítulo IV: Discusiones	47
IV.1.	Evidencias de Inversión Tectónica.....	47
IV.2.	Carácter Cinemático de las formaciones Abanico y Farellones	48
IV.3.	Geometrías plausibles en los dominios descritos.	49
IV.4.	Evolución Temporal	53
IV.4.1.	Edad de la Deformación	53
IV.4.2.	Modelo evolutivo propuesto.....	54
IV.5.	Mecanismos de propagación de la Deformación entre los dominios propuestos .	55
IV.6.	Integración de modelos de la FPCA e Inversión Tectónica	56
IV.7.	Intrusión del PLG y sus posibles efectos en el desarrollo de estructuras fuera de secuencia.....	58
V.	Capítulo V: Conclusiones.....	60
VI.	Capítulo VI: Referencias.....	61
VII.	Anexos.....	66
VII.1.	Anexo 1: Conceptos Estructurales.....	66
VII.1.1.	Concepto de Inversión Tectónica	66

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Segmentos estructurales mayores de los Andes Centrales entre los 30 ° y 36 ° S, distinguiendo las FPC de La Ramada, Aconcagua y Malargüe. Además, el límite entre subducción normal y el flat slab. Tomado de Ramos et al. (2004)	1
Figura 2: A. Mapa geológico de la FPCA en el sector sur, entre los 33°30´ y 33°45´. B. Perfil estructural balanceado. Tomado de Giambiagi et al. (2003).	3
Figura 3: a) Sección Estructural de la FPCA a lo largo del valle del río Colorado. Modificada de Ramos et al. (1991). b) Sección esquemática de las secuencias cenozoicas a lo largo del río Colorado. Tomado de Fock (2005). c) Sección estructural de la Cordillera Principal Occidental. Tomado de Armijo et al. (2010).	5
Figura 4: Ubicación del área de estudio, destacada en el rectángulo azul y vías de acceso. Explicación en el texto. Modificado de Dirección de Vialidad, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.	8
Figura 5: a) Compilación de la tasa de convergencia promedio y la oblicuidad promedio entre las placas de Nazca (Farallón) y Sudamericana. En verde Pardo-Casas y Molnar (1987) y en negro Somoza (1998). b) Reconstrucción del moviendo de dos puntos de la Placa de Nazca a partir del Cretácico. Modificado de Pardo-Casas y Molnar (1987).	9
Figura 6: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35°	11
Figura 7: Mapa Geológico del área de estudio. FPCA: Faja Plegada y Corrida de Aconcagua; FPCM: Faja Plegada y Corrida de Malargüe. El recuadro negro señala la zona de estudio. Tomado de Farías et al. (2008).	13
Figura 8: Afloramiento de la Formación Río Damas, ladera Sur del valle del río Colorado, longitud del estero Rabicano.	17
Figura 9: Afloramiento de la Formación Río Damas, ladera Oeste del estero Rabicano.	18
Figura 10: Afloramiento de la Formación Colimapu, ladera sur del río Colorado.	19
Figura 11: Afloramiento de la Formación Abanico, ladera Norte del valle del río Colorado a la longitud del río Olivares.	20
Figura 12: Columna generalizada desde el Jurásico Medio. Basado en Thiele, (1980),	23
Figura 13: Afloramiento de la Formación Farellones, ladera norte del río Colorado. Hacia el Este (derecha) se aprecia la presencia del PLG.	24
Figura 14: Afloramiento del Plutón La Gloria (PLG), ladera Sur del valle del río Colorado, a la longitud del río Olivares.	26

Figura 15: Distribución de las formaciones apreciadas en la zona de estudio. Basado en Álvarez et al. (2000) y Fock (2005).	27
Figura 16: Mapa de los dominios estructurales, mostrando las distintas estructuras presentes en cada dominio. La traza AA´ corresponde a la sección esquemática realizada en este trabajo, mientras que la traza BB´ corresponde a la sección realizada por Ramos et al. (1991).	30
Figura 17: Vista del valle del río Olivares, mostrando las formaciones, estructuras y geometrías presentes.	32
Figura 18: Otro ángulo para ver el valle del río Olivares, mostrando las formaciones, estructuras y geometrías visibles.	33
Figura 19: Vista de la ladera norte del río Colorado, mostrando la disposición sub-vertical de las secuencias del flanco oriental del anticlinal Río Olivares de la Formación Abanico.	34
Figura 20: Alteración hidrotermal presente en el contacto de las formaciones Abanico y Colimapu, en la ladera sur del río Colorado.	35
Figura 21: Vista de un dúplex de escala de centenas de metros en la ladera norte del río Colorado.....	36
Figura 22: Vista del sinclinal El Coroinal. Los recuadros destacados muestran la ubicación de las figuras siguientes: 1. Figura 23; 2. Figura 24 y; 3. Figura 25. Imagen modificada de Google Earth.....	37
Figura 23: Vista de la disposición central del sinclinal El Coroinal, ladera norte del río Colorado.....	38
Figura 24: Formación Abanico presente en el flanco oriental del sinclinal El Coroinal, ladera norte del valle del río Colorado.	39
Figura 25: Disposición de la Formación Colimapu en el flanco oriental del sinclinal El Coroinal. Vista del valle Tambillos.....	40
Figura 26: Vista panorámica del valle Rabicano, mostrando la disposición y estructuras de las formaciones Colimapu, Lo Valdés y Río Damas presentes en el DFPCA.	42
Figura 27: Sección estructural esquemática interpretada en profundidad. Ver ubicación en figura XIX.	46
Figura 28: Interpretación de línea sísmica en el margen noroeste de la cuenca del Missouri. Ésta muestra la inversión parcial de la falla lístrica durante la etapa contraccional del Cretácico temprano y los diferentes depósitos asociados. A medida que aumentó la contracción, se habría generado un <i>short-cut fault</i> , donde el acortamiento es acomodado por fallas de bajo ángulo. Modificado de Amilibia et al. (2005).	49

Figura 29: Interpretación de líneas sísmicas, mostrando el estilo estructural y las geometrías asociadas a este. Tomado de Bechis et al. (2010).	50
Figura 30: a. Principales características estructurales del área de Sierra Azul. B. Sección estructural balanceada de una línea sísmica, mostrando las geometrías presentes y su interpretación estructural. Tomado de Yagupsky et al. (2008).	52
Figura 31: Posibles mecanismos de transferencia de la deformación entre un sector de piel gruesa y otro de piel fina. a) Las fallas normales podrían invertirse levemente o no durante una primera etapa de deformación, pero su control principal en la deformación es la ubicación de rampas en el basamento a partir de las cuales el desplazamiento de un nivel de despegue profundo (<i>by-pass fault</i>) es transferido hacia una cobertura sedimentaria. b) La fuerte inversión y la generación de fallas de basamento relacionadas a esta inversión (<i>short-cut faults</i>) son las responsables del grado de acortamiento observado en la cobertura sedimentaria en el sector de piel fina. Modificado de Giambiagi et al. (2005).	55
Figura 32: Perfil integrado. Hacia el oeste se aprecia el modelo estructural esquemático realizado en este trabajo, y hacia el este, el modelo propuesto por Ramos et al. (1991).	57
Figura 33: Modelo de emplazamiento de intrusivos y mineralización a través de un régimen de inversión de cuenca. Tomado de McClay (2004)	58
Figura 34: Emplazamiento de un Plutón debido a la reactivación de una falla normal pre-existente. Al invertirse la falla, se emplazaría un <i>syn</i> -plutón en el monoclinal formado durante la contracción. Nótese la posible relación entre la intrusión y corrimientos fuera de secuencia. Modificado de Grocott et al. (2009)	59
Figura 35: Diagrama esquemático de una estructura de inversión positiva. A, pre-rift; B, sinrift; C, postrift. Modificado de Williams et al. (1989).	66
Figura 36: Diagramas secuenciales de la inversión de una falla normal. El punto nulo se mueve progresivamente hacia la parte inferior del sinrift. Modificado de Williams et al. (1989).	67
Figura 37: Estructuras asociadas a la inversión de una falla lítrica. Modificado de McClay y Buchanan (1992).	67
Figura 38: Efecto de contrafuerte contra una pared basal de basamento que genera un plegamiento intenso del sinrift. Modificado de Cooper et al. (1989).	68
Figura 39: Estructuras de graben de colpaso e inversión selectiva del mismo. Modificado de Giambiagi y Ramos (2002).	69
Figura 40: Inversión tectónica de dos hemigrábenes y de una zona de acomodación ubicada entre ambos. Tomado de Amilibia et al. (2005).	70

I. Capítulo I: Introducción

I.1. Formulación del Problema

Las fajas plegadas y corridas (*fold and thrust belts*; FPC) son un rasgo estructural de primer orden en los Andes Centrales entre los 30° y 36° S, presentes tanto en la Cordillera Principal como la Cordillera Frontal. En estas latitudes, tanto en Chile como Argentina, es posible reconocer zonas donde se han desarrollado distintos tipos de FPC, como lo son las de La Ramada, Aconcagua (FPCA) y Malargüe (figura 1).

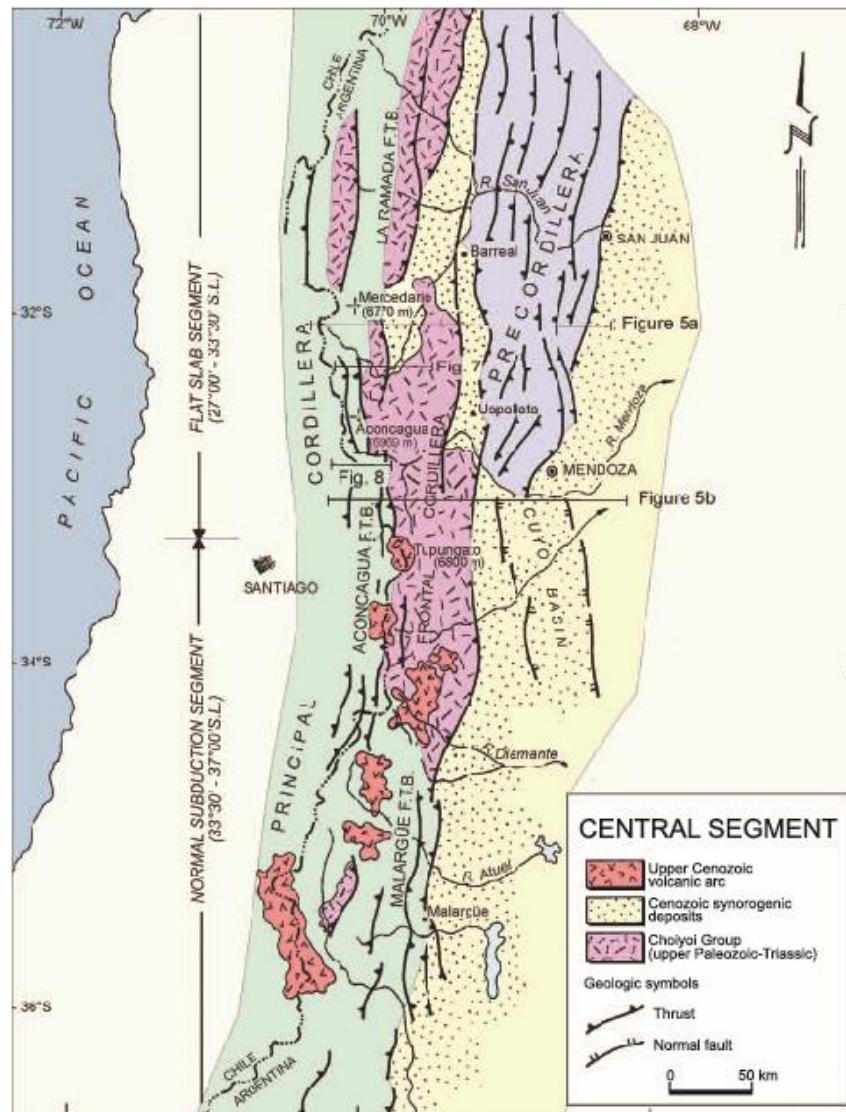


Figura 1: Segmentos estructurales mayores de los Andes Centrales entre los 30° y 36° S, distinguiendo las FPC de La Ramada, Aconcagua y Malargüe. Además, el límite entre subducción normal y el flat slab. Tomado de Ramos et al. (2004)

Las FPC se vinculan a esfuerzos de carácter compresivo y se desarrollan en diferentes lugares alrededor del planeta. Las estructuras más comunes asociadas a dichos sistemas son los pliegues, las fallas inversas y los corrimientos. La vergencia de una FPC indica el sentido del transporte tectónico y es opuesta al manteo de la mayoría de las fallas y planos axiales de la región. Si la vergencia es opuesta a la inclinación de la zona de subducción relacionada con la FPC, se dice que ésta es sintética, de lo contrario, es antitética (Roeder, 1973). Otra forma de clasificar las FPC es mediante los niveles estructurales involucrados (Rodgers, 1971): las FPC de piel fina o epidérmica (*thin-skinned fold and thrust belt*) son aquellas en las que no se involucra el basamento en la deformación y solo participa en ésta una delgada capa de sedimentos. Las FPC que involucran rocas de basamento se denominan de piel gruesa o de basamento (*thick-skinned fold and thrust belt*), éstas se caracterizan por presentar estructuras discontinuas a lo largo de su rumbo, importante participación de fallas inversas de medio a alto ángulo y mayor separación y longitud de onda de los pliegues. En general, el acortamiento absorbido por este tipo de FPC es mucho menor que el de las de piel delgada, sin embargo, las elevaciones alcanzadas son algo mayores.

En particular, la FPCA se desarrolla en la Cordillera Principal entre las latitudes $32^{\circ} 30'$ y 34° . Este sistema está compuesto por rocas volcánicas y sedimentarias de edad mesozoica. Ha sido descrito como un modelo clásico de FPC de piel fina. Donde la deformación se concentró en la cobertura sedimentaria sin involucrar al basamento pre-Jurásico (Ramos, 1988; Kozłowski et al., 1993; Cegarra y Ramos, 1996; Ramos et al., 1996). Sin embargo, nuevos datos estructurales, situados en su porción más austral (aproximadamente a partir de los $33^{\circ} 30' S$; figura 2), han sido interpretados como estructuras formadas a partir de un nivel de despegue profundo, ubicado en el basamento estructural, cuya propagación hacia el antepaís generó un sector oriental de deformación de piel fina (Giambiagi y Ramos, 2002). En consecuencia, la FPCA ha sido dividida en dos sectores, norte y sur, a partir de sus estilos de deformación de piel fina en su porción septentrional, y un estilo híbrido en su extremos meridional (Giambiagi et al., 2003a).

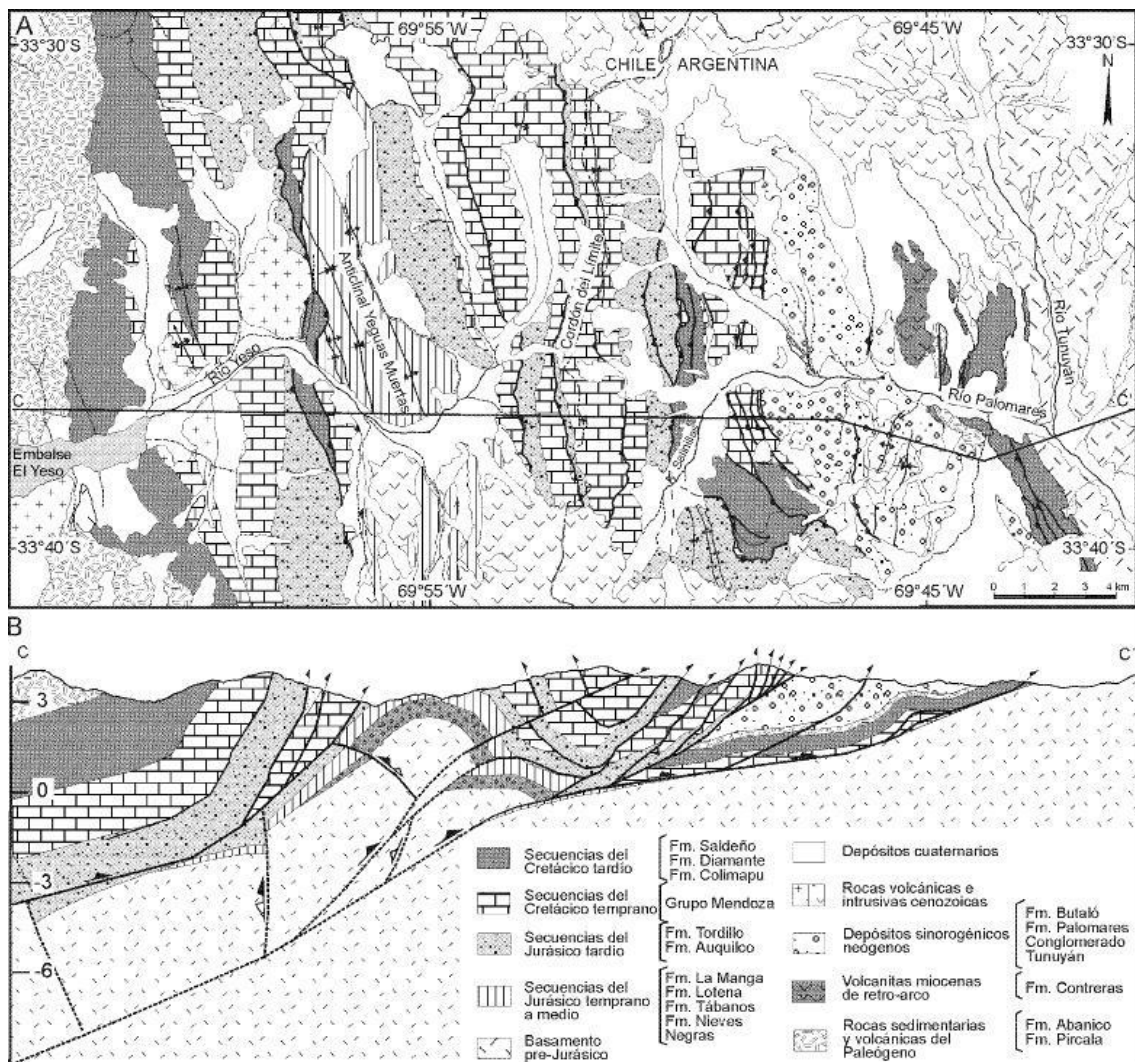
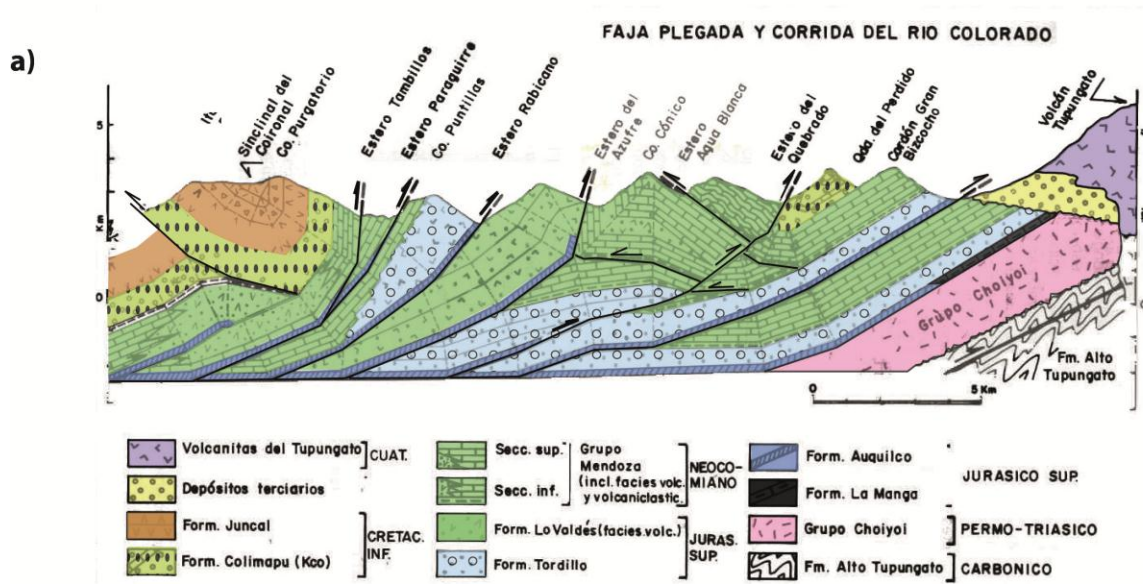


Figura 2: A. Mapa geológico de la FPCA en el sector sur, entre los 33°30' y 33°45' S. B. Perfil estructural balanceado. Tomado de Giambiagi et al. (2003).

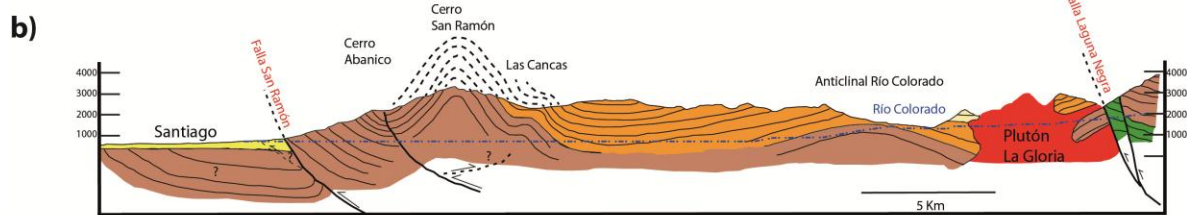
Hacia el oeste, esta secuencia mesozoica se encuentra en contacto con rocas volcánicas de edad eocena superior–miocena, representada por la Formación Abanico, interpretada como depositada en una cuenca extensional (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003; Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2007). La relación de contacto entre estas dos secuencias ha sido objeto de múltiples debates, donde algunos autores han propuesto que el contacto basal entre esta última y formaciones más antiguas corresponde a una discordancia angular (Klohn, 1960; Aguirre, 1960; Charrier et al., 1996, 2002a), mientras que otros han afirmado que el contacto con la infrayacente Formación Colimapu es concordante (González, 1963; Thiele, 1980; Godoy et al., 1988). Otros autores han propuesto que este contacto corresponde a una falla inversa fuera de secuencia de la faja plegada y corrida que afecta a las series mesozoicas más al este (Falla El Fierro), y no a una discordancia (Godoy y Palma,

1990a; Godoy, 1991; Godoy y Lara; 1994; Godoy et al., 1999). Otros estudios en diversas localidades han demostrado que el contacto corresponde a una discordancia angular entre los depósitos cenozoicos y las unidades mesozoicas infrayacentes (Zapatta, 1995; Charrier et al. 1996, 2002a; Gana y Wall, 1997; Piquer, 2004). Si bien algunos autores han intentado modelar los diferentes estilos estructurales en la zona de estudio misma o en sus cercanías, no han logrado unificar secciones estructurales a uno u otro lado de esta zona de “contacto”, es decir, se han planteado modelos estructurales hacia el oeste, donde se emplazan las formaciones cenozoicas (Fock, 2005; figura 3b. Armijo et al., 2010; Figura 3c); y hacia el este, interpretando una sección en la FPCA a esta latitud (Ramos, et al., 1991; Figura 3a).

A pesar de que se cuenta con abundantes datos para establecer la relación de contacto entre estas secuencias y el estilo de deformación que se presenta en la zona de estudio y sus alrededores, este tema no ha sido totalmente esclarecido. Por ende, esta contribución pretende aumentar el registro estructural con datos clarificadores, describiendo el estilo estructural y proponiendo un modelo evolutivo para la zona de contacto entre secuencias mesozoicas y cenozoicas y; generar nuevos conocimientos conducentes a un mayor y mejor entendimiento de la evolución de la FPCA y su posible relación con la inversión tectónica de Abanico.



Sección Geológica interpretada a lo largo del río Colorado



Leyenda

- Depositos Aluviales y Fluviales Recientes
- Formación Farellones (Miembro Superior)
- Intrusivos del Mioceno Medio - Superior
- Formación Farellones (Miembro Inferior)
- Formación Colimapu
- Formación Abanico
- Talweg del Río Maipo

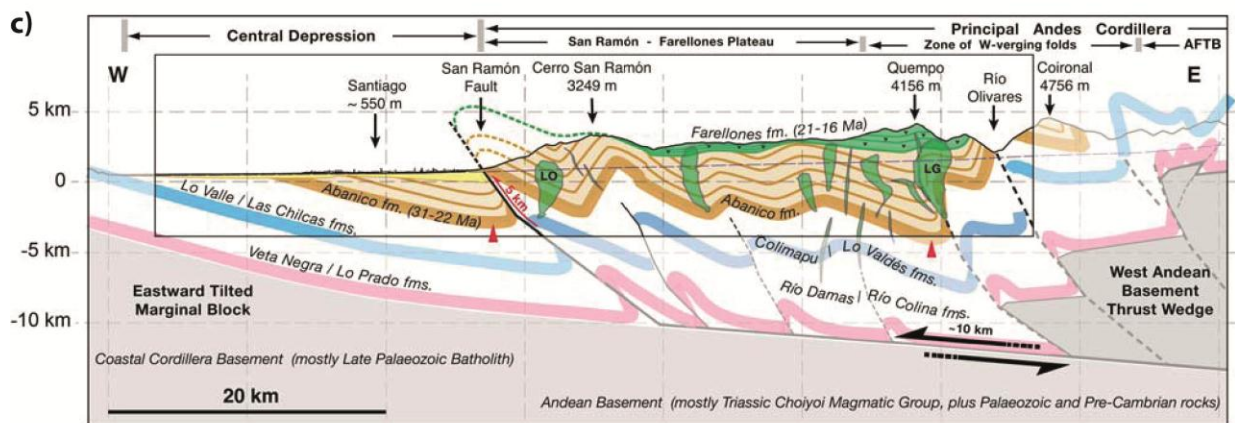


Figura 3: a) Sección Estructural de la FPCA a lo largo del valle del río Colorado. Modificada de Ramos et al. (1991). b) Sección esquemática de las secuencias cenozoicas a lo largo del río Colorado. Tomado de Fock (2005). c) Sección estructural de la Cordillera Principal Occidental. Tomado de Armijo et al. (2010).

I.2. Hipótesis de Trabajo

Según lo que se sabe acerca de la FCPA, la deformación en el área de estudio estaría definida por un estilo de piel fina caracterizada por corrimientos y retrocorrimientos que afectarían a rocas mesozoicas. Estas estructuras se desarrollarían en estrecha relación con las presentes al oeste, específicamente las que controlarían la inversión de la Cuenca de Abanico durante el neógeno.

I.3. Objetivos

I.3.1. Objetivo General:

Determinar el estilo estructural de los depósitos Mesozoicos y Cenozoicos en el valle del Río Colorado - Maipo, Región Metropolitana, Chile (~33° 30'S).

I.3.2. Objetivos Específicos:

- Determinar los rasgos estructurales superficiales de los principales dominios presentes en el área de estudio.
- Comprender los estilos estructurales presentes y determinar la cinemática de la deformación.
- Proponer un modelo que identifique las variaciones sub-superficiales en el estilo estructural.

I.4. Metodología y Plan de Trabajo

I.4.1. Referente al Objetivo Específico 1 y 2.

Se realiza una recopilación bibliográfica (incluyendo mapas geológicos publicados) de la zona.

Se desarrolla una interpretación a escala 1: 25.000 de imágenes satelitales LANDSAT y ASTER a partir de la cartografía geológica disponible, junto con la utilización del software Google Earth para determinar relaciones de contacto, manteos y estructuras.

Se crea una Base de Datos que incluye las edades radiométricas, mapas y perfiles disponibles para la zona de estudio, posteriormente integrada a través de un Sistema de Información Geográfico.

Se realizan dos campañas de terreno en el área de estudio especificada más adelante, a lo largo del valle del río Colorado, abarcando el límite entre la porción este y Oeste de la Cordillera Principal, entre los meses de Enero y Marzo de 2012, donde se construye un mapa geológico a escala 1:50.000 sobre imágenes satelitales. Finalmente se confecciona un mapa geológico a escala 1:50.000 a lo largo del Valle del Río Colorado.

I.4.2. Referente al Objetivo Específico 2.

Se confecciona una sección estructural esquemática mediante el método “Kink” a partir de los datos recogidos en las campañas de terreno; se integra, además, para su construcción, información proveniente de la bibliografía revisada. Este perfil presenta como característica el poseer su traza perpendicular a la dirección de rumbo predominante. Dada la orientación noreste del valle, muy probablemente serán integrados diversos segmentos parciales para su compilación. Como bases se utilizan los trabajos realizados por Ramos et al. (1991) y Álvarez et al. (2000).

Se utiliza, el programa 2D MOVE con el fin de restaurar dicha sección.

I.5. Ubicación y Vías de Acceso

El área de estudio se encuentra en la Región Metropolitana, entre los 33° 20` y 33° 32` de latitud Sur y entre los 70° 15` y 69° 58` de longitud Oeste (Figura 4). Puede ser visitado a través del camino al Volcán (ruta G-25) hasta el km 24 donde se encuentra el puente “El Colorado”, para seguir en dirección NNE por el valle del Río Colorado, el camino hacia El Alfalfal (G-345).

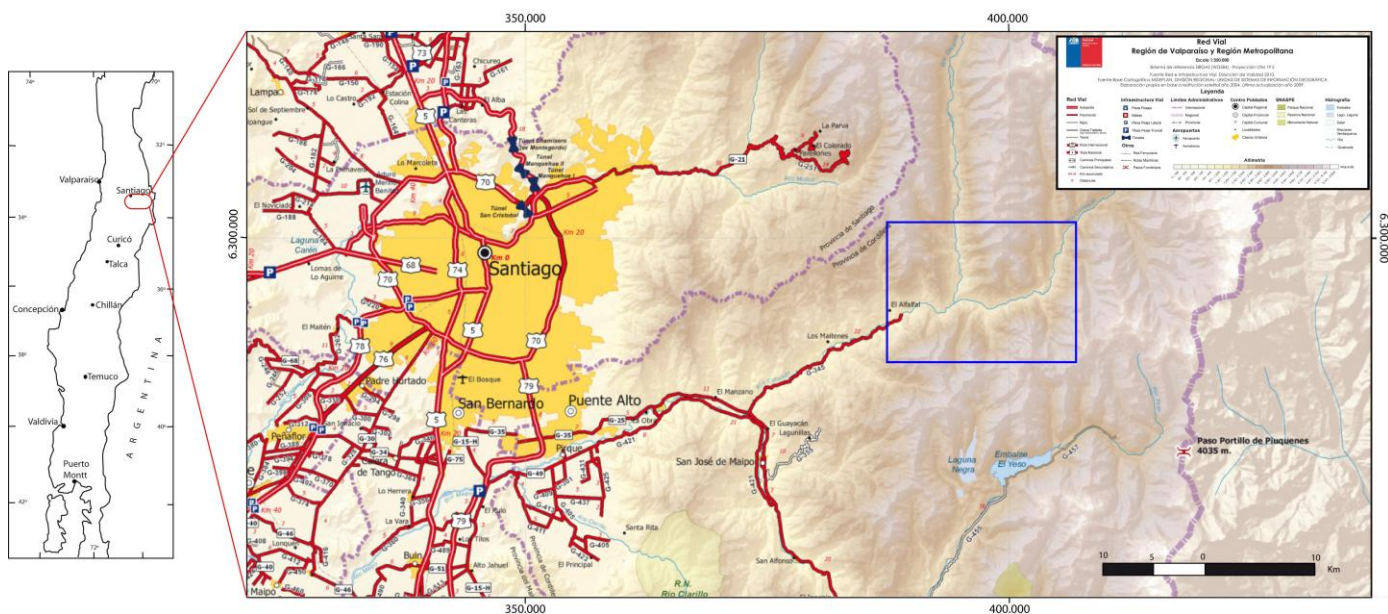


Figura 4: Ubicación del área de estudio, destacada en el rectángulo azul y vías de acceso. Explicación en el texto. Modificado de Dirección de Vialidad, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.

II. Capítulo II: Marco Geológico

II.1. Marco tectónico durante el Cenozoico

El borde occidental de Sudamérica se caracteriza por ser un margen convergente, en el que la placa continental Sudamericana es subducida por la placa oceánica de Nazca (Figura 5). Esta situación se ha mantenido al menos desde el Jurásico (Jordan et al., 2001; Mpodozis y Ramos, 1989), momento en que el vector de convergencia ha sufrido cambios tanto a nivel de velocidad como dirección, respecto al margen occidental de Sudamérica (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005).

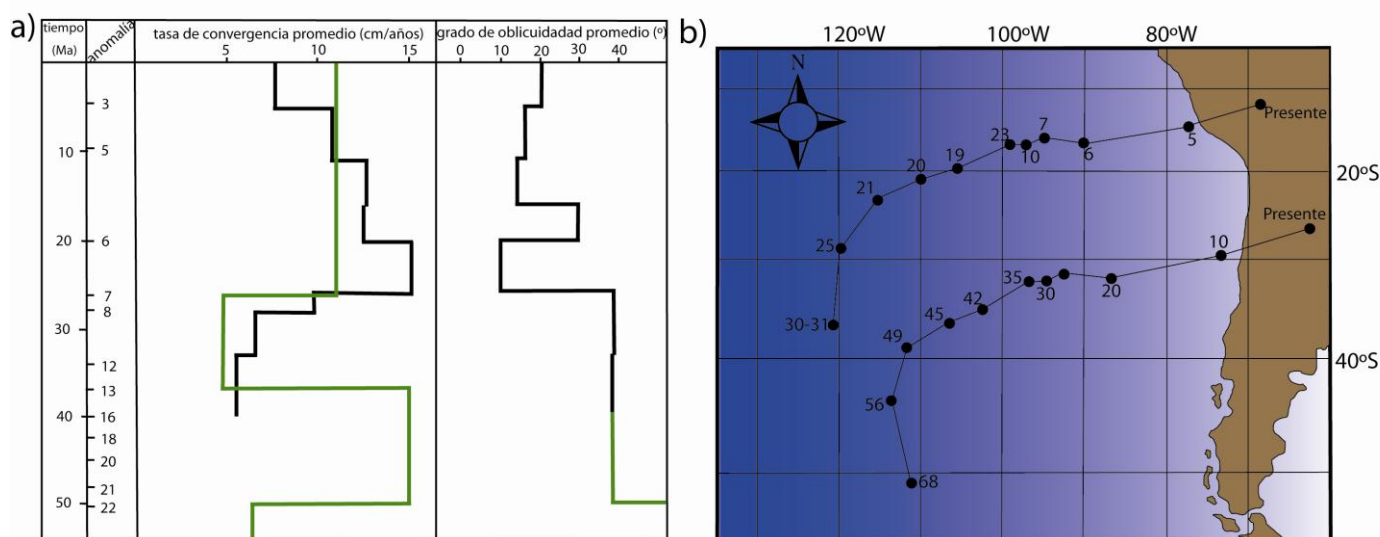


Figura 5: a) Compilación de la tasa de convergencia promedio y la oblicuidad promedio entre las placas de Nazca (Farallón) y Sudamericana. En verde Pardo-Casas y Molnar (1987) y en negro Somoza (1998). b) Reconstrucción del movimiento de dos puntos de la Placa de Nazca a partir del Cretácico. Modificado de Pardo-Casas y Molnar (1987).

La historia de convergencia en el borde occidental de América del Sur, desde el Cretácico, es posible resumirla en tres etapas (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005). La más antigua, entre el Cretácico Superior y Eoceno inferior-medio, se caracteriza por un progresivo aumento en la velocidad de convergencia, asociada a la rotación horaria de la dirección de convergencia (Somoza y Ghidella, 2005). La etapa siguiente, comprendida entre los 47-28 Ma. (Eoceno superior- Oligoceno), fue un periodo con una tasa de convergencia lenta y constante, entre 6 y 4 cm/año, con un grado de oblicuidad de ca. 55°, respecto al margen

continental. La última etapa (26 Ma al presente) muestra una dirección de convergencia relativamente constante y rotada en sentido horario respecto a la etapa anterior, además de variaciones importantes en la velocidad de convergencia durante su transcurso; en el inicio de esta etapa se observa un abrupto incremento de la velocidad, contrastando con una significativa disminución producida a los diez millones de años (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005).

II.2. Unidades Morfoestructurales

El segmento andino comprendido en la latitud del área de estudio, muestra cinco principales unidades Morfoestructurales, dispuestas en franjas de orientación N-S. De Oeste a Este éstas son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, más el antepaís argentino (Figura 6). La Cordillera de la Costa no sobrepasa los 2000 m. Se encuentra formada por granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental y por secuencias volcánicas y sedimentarias Mesozoicas en su parte más oriental (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

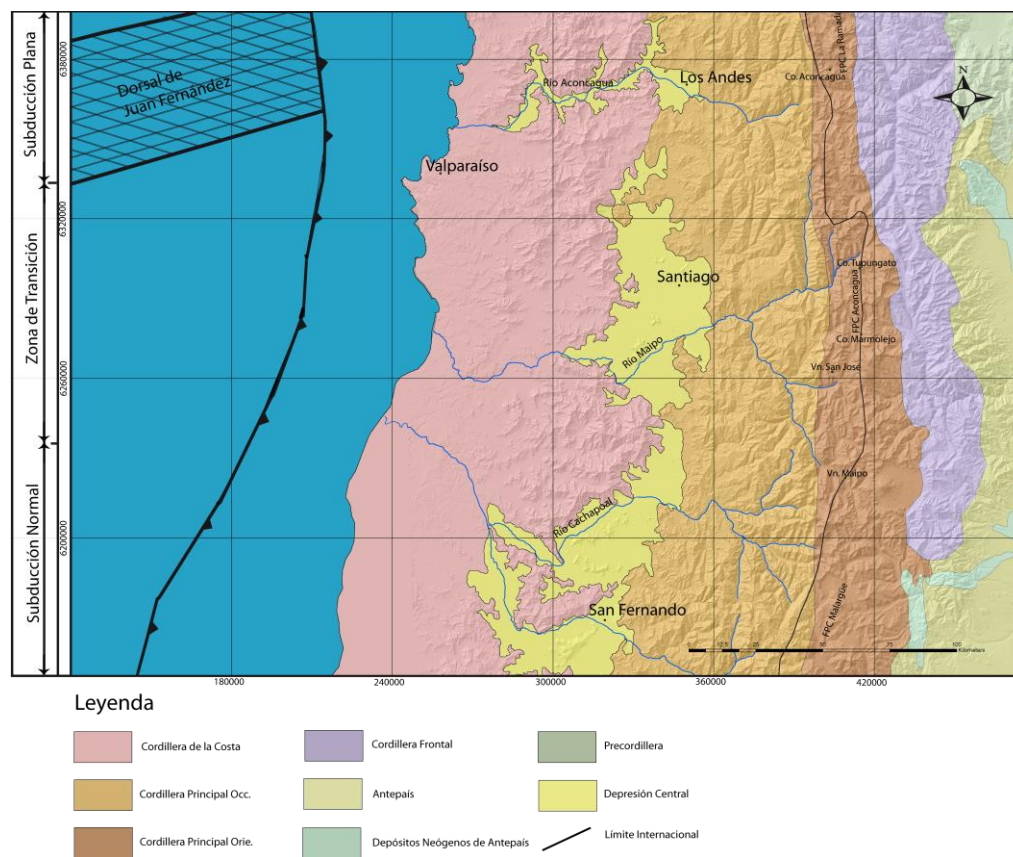


Figura 6: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yáñez (2003).

La Depresión Central se extiende desde los ca. 33° S, por más de 800 km, hasta los 40° S. Corresponde a una cuenca rellena por depósitos fluviales y aluviales principalmente pleistocenos a holocenos, que en algunos lugares superan los 500 m de espesor (Thiele, 1980; Rauld, 2002; Farías et al., 2008). A la latitud de la zona de estudio, el límite oriental de la Depresión Central es abrupto y marcado, limitado por la Cordillera Principal mediante un sistema de fallas inversas de vergencia oeste (Falla San Ramón-Pocuro en Santiago (Rauld, 2002; Charrier et al., 2005; Fock, 2005; Rauld et al., 2006)). De acuerdo a los autores señalados, este sistema de fallas estaría activo hace bastante tiempo, destacando su desarrollo como una estructura normal durante la extensión de la cuenca de Abanico (Eoceno-Oligoceno), su inversión durante el Mioceno inferior, y su reactivación como falla inversa desde el Mioceno hasta el presente.

La Cordillera Principal se encuentra constituida por diferentes unidades estratificadas de edades cenozoicas y mesozoicas, intruídas por cuerpos plutónicos de edad cenozoica. Puede ser dividida en dos unidades: La Cordillera Principal Occidental, conformada por rocas cenozoicas de las Formaciones Farellones y Abanico, y la Cordillera Principal Oriental, compuesta por rocas mesozoicas, fuertemente deformadas, conformando las Fajas Plegadas y Corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Giambiagi, 2003; Fock, 2005); ambas dispuestas en una disposición preferente N-S a NNE-SSW. Los dominios de la cordillera principal están en contacto directo mediante un sistema de fallas inversa de gran extensión regional, denominada falla El Diablo a 33°45´S (Fock et al., 2006), Las Leñas Espinoza a 34°30´S (Charrier et al., 2002) y falla El Fierro a aproximadamente 35°S (Davidson y Vicente, 1973).

Por su parte, la Cordillera Frontal está formada por un basamento Pre-Cámbrico, Paleozoico y Triásico aflorando hacia el este de la FPCA (Fock, 2005).

II.3. Marco geológico Regional:

II.3.1. Evolución Geológica.

Desde la mitad este de la depresión central hasta la Cordillera Principal central, se desarrolló una cuenca extensional durante el Eoceno superior a Oligoceno superior (Cuenca de Abanico), la cual habría sufrido un proceso de inversión

tectónica durante el Mioceno. (Godoy y Lara, 1994; Wyss et al., 1996; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Fock et al., 2006). Esta cuenca fue rellenada predominantemente por depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios terciarios de la Formación Abanico. En los primeros estadios de la inversión, principalmente pliegues y fallas inversas de alto ángulo afectaron ambos bordes de la cuenca (Fock et al., 2006). En la zona media de la cuenca, la Formación Farellones, predominantemente volcánica, fue depositada durante el mioceno inferior a medio. Esta unidad se encuentra medianamente plegada, excepto cerca de los bordes de la cuenca de Abanico, donde se superpone a la Formación Abanico, ya sea de manera discordante o desarrollando estratos de crecimiento en sus capas más inferiores (mayores a 16 Ma) (Charrier et al., 2002, 2005; Fock et al., 2006). Después de los 16 Ma., la deformación contractiva migró hacia la cordillera principal.

La Cordillera Principal Oriental se caracteriza por la presencia de secuencias mesozoicas de composición predominantemente sedimentaria. Estas unidades fueron depositadas en el sector norte de la cuenca de trasarco de Neuquén, la que se desarrolló en esta zona durante la mayor parte del Mesozoico (Uliana et al., 1989; Giambiagi et al., 2003b, y sus referencias). El contacto entre las secuencias Mesozoicas y Cenozoicas ha sido interpretado como un sistema de fallas normales ubicadas en el borde oriental de la Cuenca de Abanico (Figura 7) que presentan algún grado de inversión (Fock et al., 2006; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Farías et al., 2010). Esta zona de la Cordillera Principal ha acomodado la mayor parte del acortamiento en esta región desde los 16 Ma aproximadamente (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003a; Ramos et al., 2004) cuando el acortamiento casi termina en los sectores occidentales.

La inversión de las estructuras normales habría ocurrido durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Fock, 2005). A partir del Mioceno superior se produjo la reactivación de fallas inversas y retrocorrimientos fuera de secuencia, tanto en la Cordillera Principal Oriental como Occidental, asociados con posibles bloqueos en el desarrollo de la FPCA (Fock, 2005).

Después de los 8.5 Ma, justo al este de la Cordillera Principal Oriental, el alzamiento del basamento Proterozoico- Triásico Inferior por medio de la inversión de fallas de alto ángulo relacionadas con el rift concluyó con el ascenso de la Cordillera Frontal (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003a; Ramos et al., 2004). Simultáneamente o muy poco después, fallas inversas fuera de secuencia de alto ángulo deformaron el flanco oriental de la cuenca de Abanico y la Cordillera Principal Oriental (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003a; Fock et al., 2006). Cerca de los 4 Ma, el acortamiento migró más hacia el este del antepaís (Giambiagi et al., 2003a), y la cordillera chilena alcanzó la mayor parte de su actual

elevación, disminuyendo drásticamente las tasas de alzamiento en alrededor de un orden de magnitud desde los 1 a los 2 mm por año durante el Mioceno Tardío a 0.1 mm por año (Fariás et al., 2008).

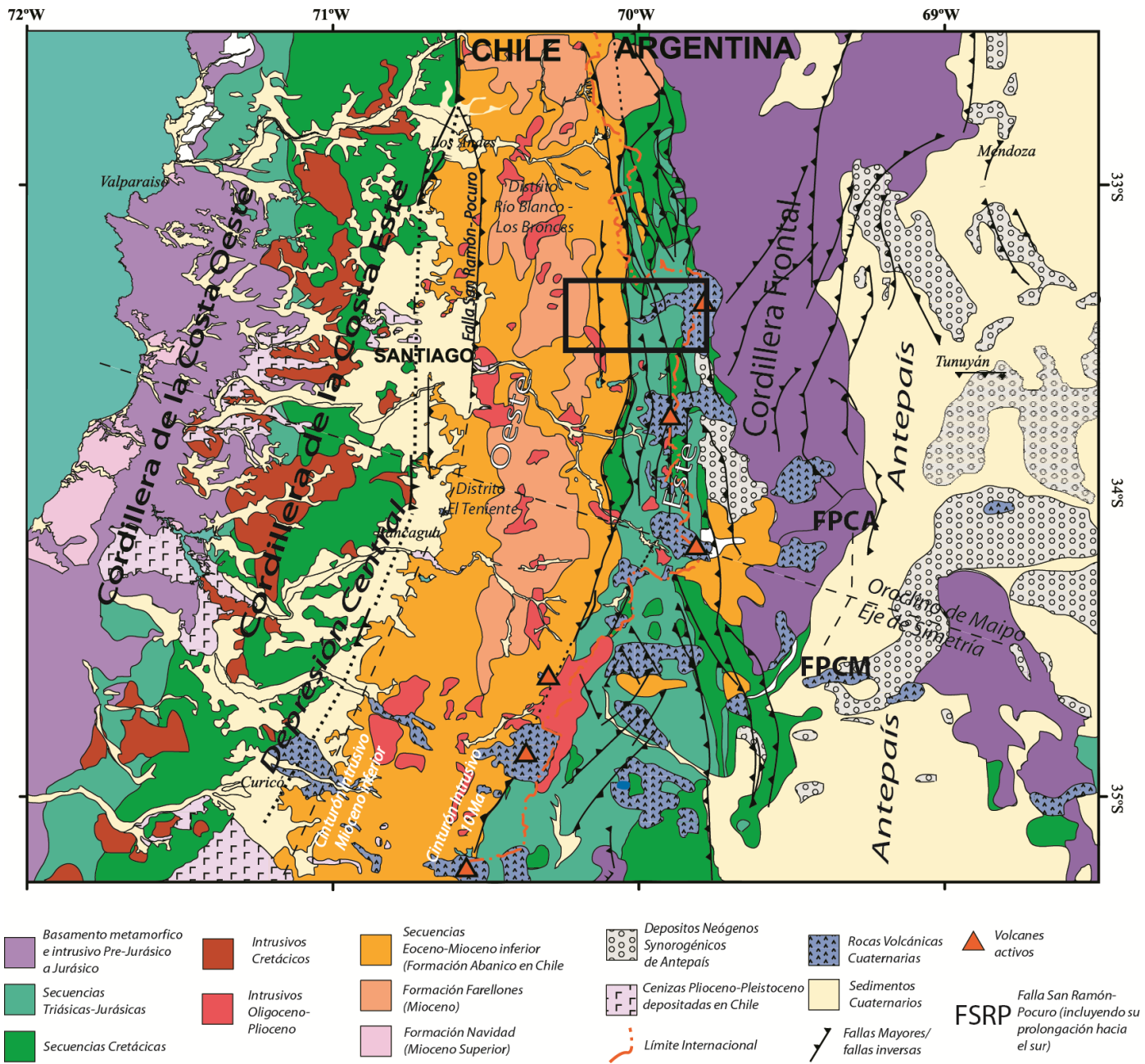


Figura 7: Mapa Geológico del área de estudio. FPCA: Faja Plegada y Corrida de Aconcagua; FPCM: Faja Plegada y Corrida de Malargüe. El recuadro negro señala la zona de estudio. Tomado de Fariás et al. (2008).

La historia magmática en los Andes Centrales de Chile está principalmente relacionada a una casi continua migración hacia el este del arco desde el Jurásico

(Kay et al., 2005; Charrier et al., 2007). Coetáneamente al inicio de la tectónica contractiva en el Mioceno Temprano, muchas intrusiones graníticas se emplazaron hacia el oeste de la Cordillera Principal (cinturón intrusivo del Mioceno Tardío) (Kay et al., 2005; Charrier et al., 2007). Poco después, el arco migró ligeramente hacia el este, como lo demuestran las rocas volcánicas de la Formación Farellones. Al término de los pulsos volcánicos relacionados con esta Formación, el arco magmático migró otra vez hacia el este, intruyendo el flanco este de las Formaciones Farellones y Abanico. Esta actividad magmática formó una larga cadena intrusiva que fue activa en el Mioceno Tardío entre los 13 y 7 Ma (Kurtz et al., 1997; Kay et al., 2005; Charrier et al., 2007). Después de este evento, la actividad magmática/volcánica declinó, pero algunos pulsos se desplazaron hacia el oeste, formando los depósitos de cobre porfírico El Teniente y Río Blanco - Los Bronces. Este arco magmático fue activo entre los 9 y 4 Ma aproximadamente (e.g. Makshev et al., 2004; Deckart et al., 2005) siendo coetáneo con un evento fuera de secuencia (out-of-sequence) y el alzamiento de la cordillera (Farías et al., 2008). Después de este momento, el magmatismo migró nuevamente hacia el este hasta la cordillera Principal Oriental, lugar en el que el arco volcánico se encuentra en la actualidad.

II.4. Geología de la Zona

II.4.1. Introducción

El área de estudio ha sido objeto de diversos trabajos geológicos relacionados con magmatismo y volcanismo que han dado un marco general acerca de las rocas aflorantes y su contexto geodinámico, de donde se desprende que específicamente afloran rocas volcánicas y sedimentarias continentales y marinas, que abarcan edades desde el Jurásico Medio hasta la actualidad (figura 12). Estas se distribuyen principalmente en franjas de orientación norte – sur (figura 7), y se encuentran intruídas con relativa regularidad, por filones, lacolitos, filones-mantos, stocks y batolitos (Thiele, 1980).

La estratigrafía presentada en este trabajo se basa principalmente en la recopilación realizada por Fock (2005), complementada con los trabajos de Ramos et al. (1991), Álvarez et al. (2000), Giambiagi et al. (2003a) y Farías et al. (2010).

II.4.2. Estratigrafía:

II.4.3. Formaciones

En la zona de estudio es posible reconocer las siguientes Formaciones Mesozoicas y Cenozoicas:

II.4.3.1. Formación Río Colina (González, 1963)

Corresponde a una secuencia de sedimentitas marinas compuesta principalmente por calizas y lutitas calcáreas oscuras, lutitas fisibles finamente estratificadas, areniscas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas. Además, presenta yeso interestratificado y domos diapíricos de yeso que la intruyen (Thiele, 1980).

Aflora en la parte oriental de la cordillera principal, específicamente a lo largo de diferentes corrimientos con disposición generalmente norte – sur (Álvarez et al., 2000). Se encuentra en aparente concordancia sobre la Formación Nieves Negras

(Álvarez et al., 1997) y su techo corresponde al contacto concordante con la Formación Río Damas. El espesor mínimo visible es de 800 m. De acuerdo a la fauna fósil encontrada, se le asigna una edad caloviana- oxfordiana (Thiele, 1980; Álvarez et al., 1996).

La Formación Río Colina ha sido correlacionada previamente (Thiele, 1980) en Chile Central con el miembro Santa Elena de la Formación Nacientes del Teno, definido por Klohn (1960), y con el miembro medio de la Formación Lagunillas descrito por Aguirre (1960), formaciones que en los últimos trabajos (Álvarez et al., 1997; Charrier et al., 2002b) se correlacionan con la Formación Nieves Negras. En Argentina esta unidad se correlaciona con las Formaciones Lotena, compuesta por conglomerados finos de color castaño rojizo y areniscas medianas a finas, que hacia el techo pasan transicionalmente a una potente sucesión de pelitas y limolitas rojizas (Álvarez et al., 1996, 1997), y La Manga, constituida por areniscas calcáreas, mudstones, wackestones y packstones pertenecientes a la parte inferior de la Formación Río Colina (González, 1963), y Auquilco (= Yeso Principal) (Thiele, 1980; Álvarez et al., 1999b; Sruoga et al., 2000; Charrier et al., 2002b).

II.4.3.2. Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Secuencia continental de aproximadamente 3000 m de espesor de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas de color rojo, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y pequeños niveles de yesos, expuestos en la parte oriental de la Cordillera Principal, dispuesta en fajas de disposición norte – sur, específicamente en la ladera oeste del río Rabicano en el área de estudio. Se le asigna una edad kimmeridgiana debido a que sobreyace concordantemente al yeso oxfordiano (Formación Río Colina) y a que subyace de la misma manera las capas marinas del Tithoniano pertenecientes a la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980).

Se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Aguirre, 1960) y con la Formación Tordillo (kimmeridgiano) en Argentina (Thiele, 1980; Sruoga et al., 2000; Álvarez et al., 2000; Giambiagi et al., 2003).

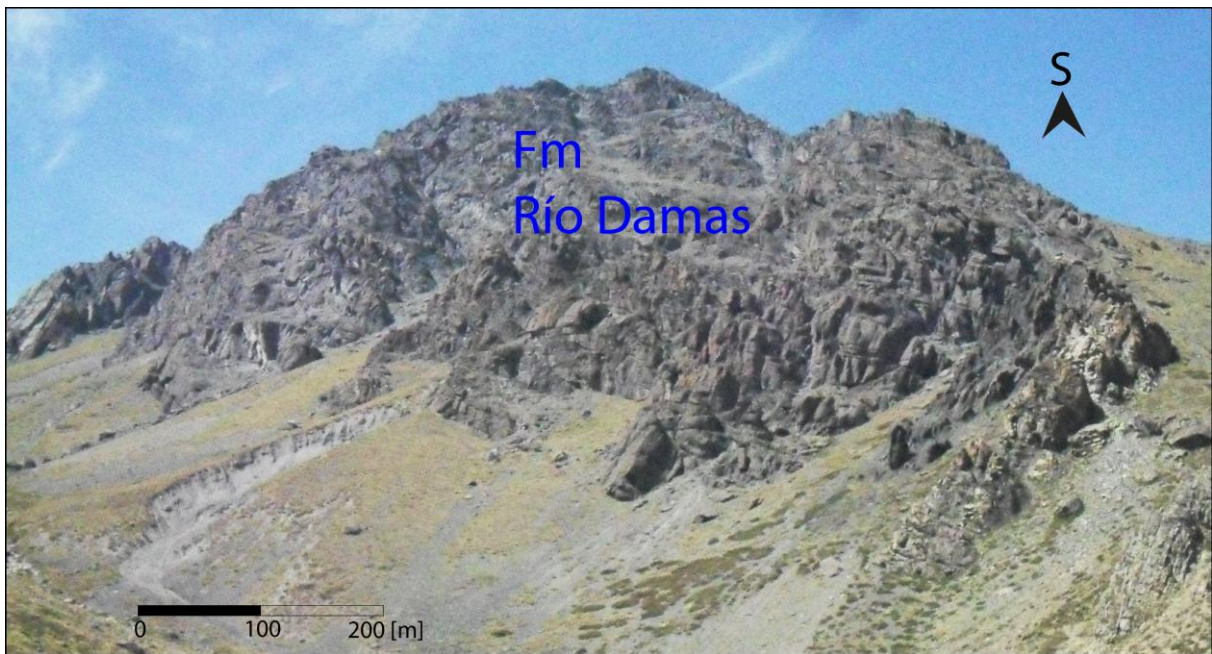


Figura 8: Afloramiento de la Formación Río Damas, ladera Sur del valle del río Colorado, longitud del estero Rabicano.

II.4.3.3. Formación Lo Valdés (González, 1963)

Se trata de una secuencia de lavas andesíticas con algunas intercalaciones de sedimentos en su miembro inferior y calizas, calizas fosilíferas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior (Hallam et al., 1986), expuestos en la Cordillera Principal Oriental. Tanto su base como su techo son concordantes con las formaciones Río Damas (en contacto transicional (Álvarez et al., 2000)) y Colimapu, respectivamente (Thiele, 1980; Palma, 1991). El espesor sería de 1350 m aproximadamente, y se le ha asignado una edad Tithoniano – Hauteriviano mediante datación por fósiles (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam et al., 1986).

Esta Formación es correlacionada, hacia el norte, con la Formación San José (Valanginiano) definida por Aguirre (1960) y, hacia el sur, con la Formación Termas del Flaco (Klohn, 1960), de edad Tithoniano Superior a Hauteriviano (Thiele, 1980). En Argentina se correlaciona con las formaciones Vaca Muerta Quintuco, Mulichinco y Agrio, todas pertenecientes al Grupo Mendoza (Thiele, 1980; Aguirre – Urreta et al., 1996, 1997; Álvarez et al., 2000).



Figura 9: Afloramiento de la Formación Río Damas, ladera Oeste del estero Rabicano.

II.4.3.4. Formación Colimapu (Klohn, 1960)

Formación que corresponde a una secuencia de areniscas, con una predominante coloración rojiza, y lutitas, conglomerados de matriz arenosa, con intercalaciones de tobas, lavas andesíticas y calizas, en capas lateralmente discontinuas. Específicamente en el área de estudio se dispone como un potente paquete de pelitas rojas cortadas por numerosos filones andesíticos verdes, el cual se extiende hasta el valle del río Olivares (Figura VIII), predominantemente en una actitud subvertical. Su espesor alcanza un valor aproximado de 2000 m (Thiele, 1980).

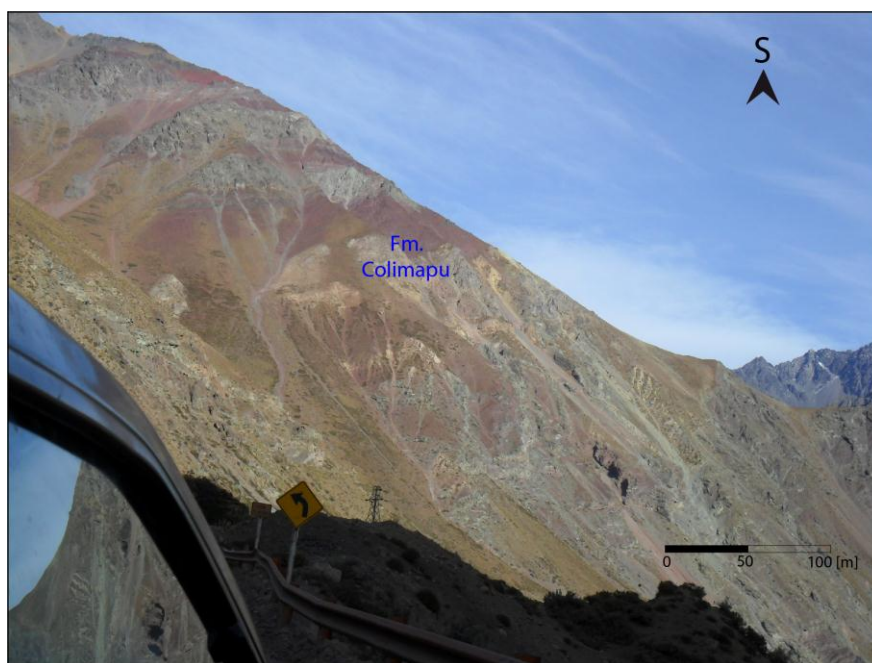


Figura 10: Afloramiento de la Formación Colimapu, ladera sur del río Colorado.

La edad mínima de esta formación, determinada mediante carófitas fósiles, sería Albiana (Martínez y Osorio, 1963), mientras que su edad máxima sería Hauteriviano, de acuerdo a la edad asignada a la Formación Lo Valdés, que la subyace, como ya se mencionó, concordantemente (Thiele, 1980). Sobre esta formación yace de manera discordante la Formación Abanico (Charrier et al., 1996; Charrier et al., 2002a).

Se correlaciona cronológicamente con la Formación Cristo Redentor definida por Aguirre (1960) en el valle del río Aconcagua, y con las Formaciones Diamante y Huitrín en Argentina (Ramos et al., 1996; Sruoga et al., 2002; Giambiagi et al., 2003a, 2003b).

II.4.3.5. Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Potente sucesión compuesta por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres), formando lentes de hasta 500 m de espesor (Charrier et al., 2002a; Nyström et al., 2003). Además, tradicionalmente ha sido interpretada como depositada en una cuenca extensional (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003; Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2007).



Figura 11: Afloramiento de la Formación Abanico, ladera Norte del valle del río Colorado a la longitud del río Olivares.

Esta sucesión se encuentra suavemente plegada y afectada por un pervasivo metamorfismo de muy bajo grado (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Levi et al., 1989). El espesor de esta formación se estima en aproximadamente 3.000 m, aún cuando se acepta que éste aparece aumentado por numerosas intrusiones de filones manto y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). Las rocas de la Formación Abanico se disponen en dos franjas norte-sur separadas por los afloramientos de la Formación Farellones (Figura VII).

De acuerdo a diversas dataciones radiométricas y estudios de fauna fósil se le asigna una edad Eoceno superior – Mioceno (Wyss et al., 1994; Charrier et al., 1996, 2002a; Gana et al., 1997; Sellés, 1999; Fuentes et al., 2000; Sellés et al., 2000; Fuentes et al., 2002).

El margen oriental de la Formación Abanico está limitado por depósitos mesozoicos, puestos en contacto principalmente a través de grandes fallas regionales (Godoy et al., 1999; Baeza, 1999; Charrier et al., 2002a; Bustamante, 2002). El contacto con la sobreyacente Formación Farellones es transicional y con amplias variaciones tanto norte – sur como este – oeste, reportándose en diversos sectores tanto discordante como pseudo-concordante (Charrier et al., 2002a).

La Formación Abanico se correlaciona hacia el sur con la Formación Coya – Machalí definida por Klohn (1960) (Thiele, 1980; Drake et al., 1982; Charrier et al., 2002a). En Argentina ésta formación se correlacionaría temporalmente con la Formación Molle, que aflora más al sur (Oligoceno Superior) (Sruoga et al., 2000).

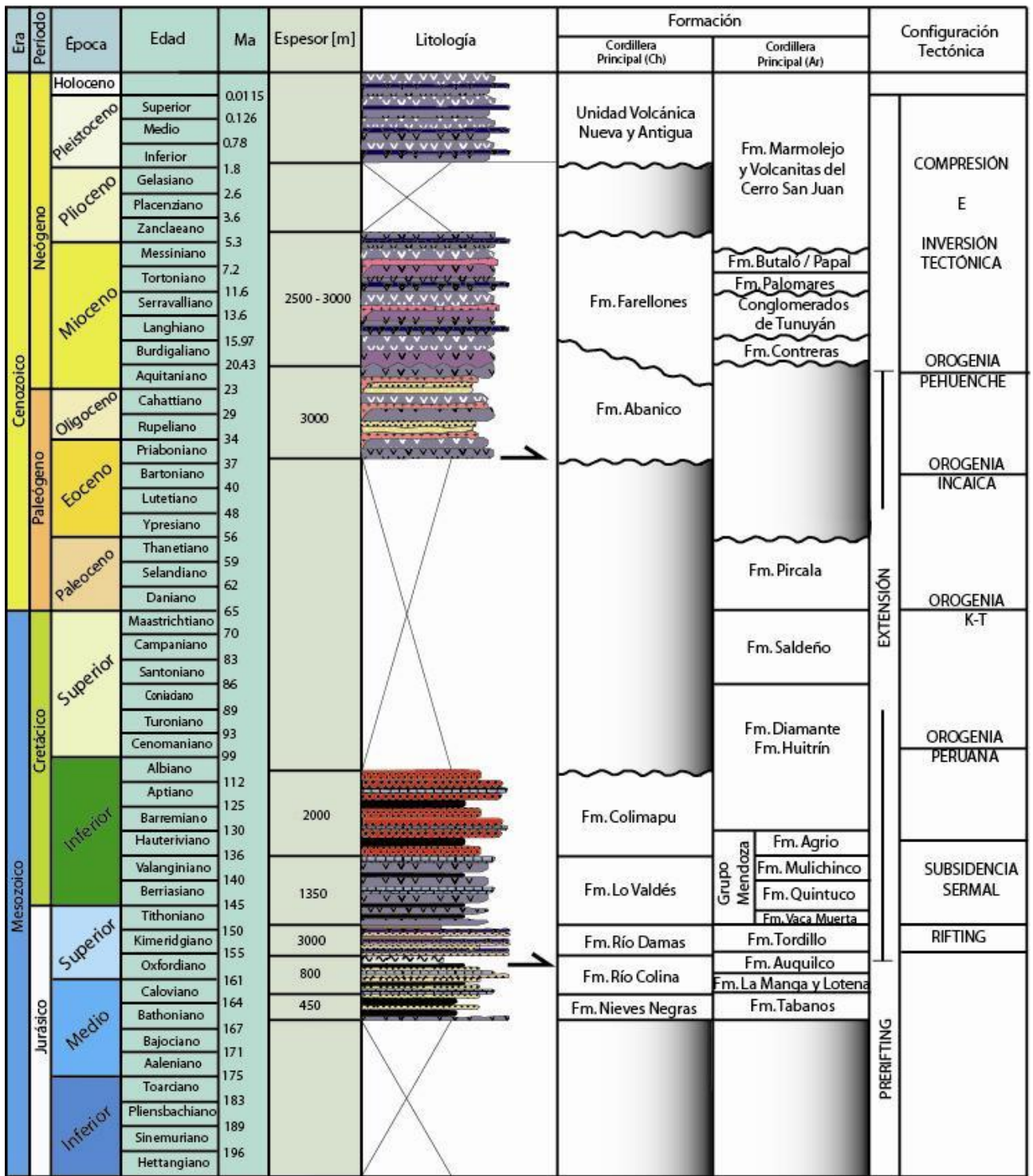


Figura 12: Columna generalizada desde el Jurásico Medio. Basado en Thiele, (1980), Nasi y Thiele (1982), Vergara et al. (1995), Ramos et al. (1996), Wall et al. (1999), Sruoga et al. (2000), Wall y Lara (2001), Sellés y Gana (2001), Charrier et al. (1996, 2002a, 2002b), Encinas et al. (2003), Giambiagi et al. (2003a, 2003b).

II.4.3.6. Formación Farellones (Klohn, 1960)

Sucesión compuesta de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Las lavas tienen predominio sobre las tobas y brechas (Thiele, 1980).

Con un espesor de 2500 a 3000 m aumentado por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno Superior – Plioceno que la intruyen (Thiele, 1980; Rivano et al, 1990).

Se dispone sobre la Formación Abanico en un contacto que se considera como irregular con variaciones tanto norte-sur como este-oeste, lo que se interpreta como discordante o pseudo-concordante (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005). Esta formación sobryace a la Formación Abanico entre los 32° S hasta los 35° S. Aunque es motivo de discusión el tipo de contacto entre ambas formaciones, según las evidencias más recientes se puede describir como un contacto transicional y con amplias variaciones tanto norte- sur como este-oeste, reportándose en diversos sectores como discordante o pseudo-concordante, dependiendo de la reactivación de fallas asociadas a la inversión tectónica de la cuenca de la Formación Abanico (Charrier et al., 2002a).

El techo de esta formación corresponde a la actual superficie del relieve (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990). A la Formación Farellones se le asigna una edad Miocena, y se correlaciona cronológicamente con las formaciones Contreras, Conglomerados de Tunuyán y Agua de la Piedra en Argentina (Giambiagi et al., 2001).

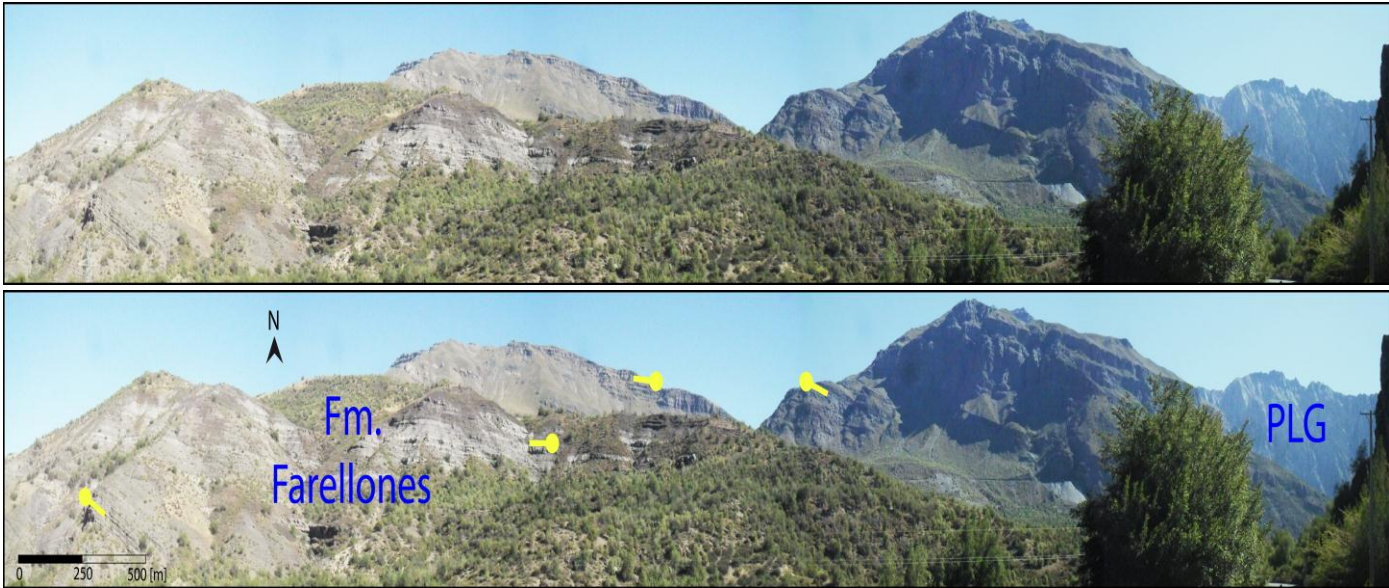


Figura 13: Afloramiento de la Formación Farellones, ladera norte del río Colorado. Hacia el Este (derecha) se aprecia la presencia del PLG.

II.4.4. Depósitos Cuaternarios no consolidados

II.4.4.1. Fluviales, fluvioglaciales y aluviales

Corresponden a bloques, gravas, arenas, limos y arcillas. La petrografía de los materiales clásticos se relaciona con las distintas unidades litológicas nombradas anteriormente. Son el principal material de relleno de todos los valles del área de estudio.

II.4.4.2. Depósitos lacustres

Depósitos de limos y arcillas, finamente laminados, acumulados en lagos formados detrás de algunas morrenas frontales o de depósitos producidos por desmoronamientos en diferentes valles, destacándose especialmente el valle del río Colorado, principal valle presente en la zona de estudio (Thiele, 1980).

II.4.4.3. Depósitos gravitacionales

Estos depósitos se reconocen prácticamente en toda el área. Los más importantes son aquellos resultantes de la reptación del suelo y talud que producen acumulaciones detríticas importantes en la base de las pendientes suaves, los primeros, y en las pendientes fuertes, los segundos (Thiele, 1980).

II.4.4.4. Depósitos Glaciales

Esencialmente morrenas marginales y acumulaciones de detritos provenientes de glaciales de roca que se pueden encontrar en la mayoría de las cabeceras de los esteros por sobre la cota de 2.500 m. s.n.m., en circos glaciares y nichos en las altas cumbres (Thiele, 1980).

II.4.5. Rocas Intrusivas:

II.4.5.1. Intrusivo del Mioceno

Intrusivos cuyo rango de edad varía entre los 13 y 8 Ma. Destacan dentro de este grupo, según Deckart et al., 2010, el Plutón La Gloria (PLG) (10 Ma); Cerro Mesón Alto (11 – 12 Ma); Plutón San Gabriel (11 Ma); y Alfalfalito (11 – 12 Ma).

El PLG se encuentra localizado 40 km al este de Santiago. El PLG es un cuerpo intrusivo extraordinariamente bien expuesto, que llega a alcanzar 2.5 km de espesor de base a techo y de lado a lado unos 20 km x 5 km. Intruye a las formaciones Abanico y Farellones. Es uno de los plutones zonados mejor conocidos de Chile central, donde la anatomía interna ha sido analizada y muestreada por Mahood y Cornejo (1992) y Cornejo y Mahood (1997). El PLG ha sido emplazado durante el Mioceno tardío (10 Ma) probablemente controlado por un sistema de fallas inversas (falla El Coroinal y falla Laguna Negra) sin exhibir significativa deformación post-intrusión, incluso durante la exhumación (5 Ma) (Fock, 2005). El PLG coincide con el peak (15 – 9 Ma) de somerización de la placa de Nazca bajo el margen continental de Chile central, causado por la subducción del Ridge de Juan Fernández y la subsecuente deformación compresiva y cambios en el arco magmático (Yáñez et al., 2001; Kay & Mpodozis, 2002).

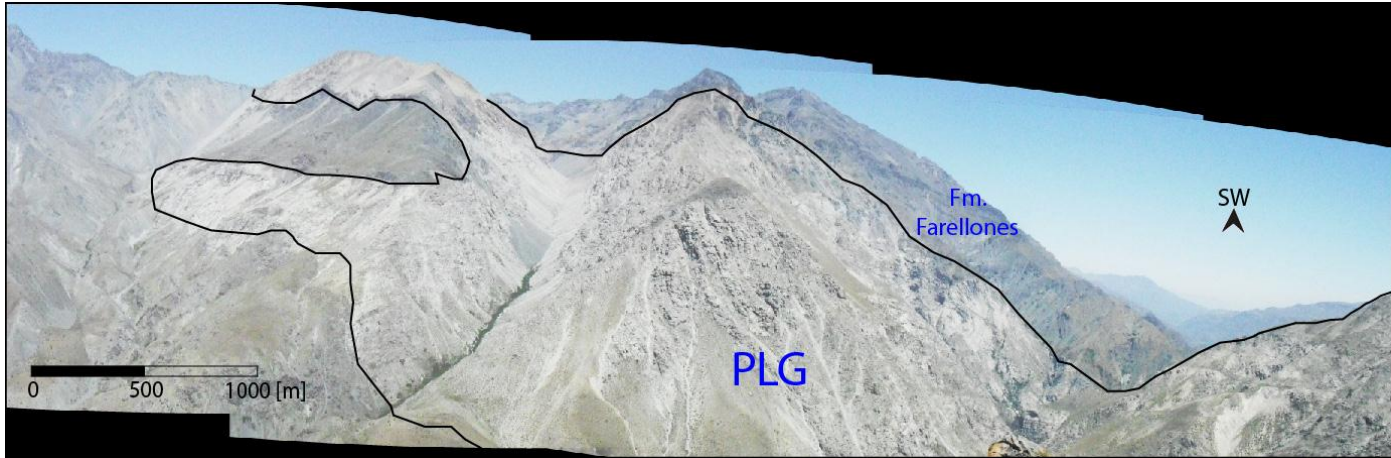


Figura 14: Afloramiento del Plutón La Gloria (PLG), ladera Sur del valle del río Colorado, a la longitud del río Olivares.

Leyenda

- Q Depósitos de Avalancha
- M Depósitos Aluviales y Gravitacionales
- Q Depósitos Fluviales
- Tsf Fm. Farellones
- KsTia Fm. Abanico
- Kic Fm. Colimapu
- Kilv Fm. Lo Valdés
- Jsrd Fm. Río Damas
- Jsrd Fm. Río Colina

Simbología

- Falla Inversa indicando inclinación del plano
- Horizontal
- 10° - 20°
- 20° - 40°
- 40° - 60°
- 60° - 90°
- Sinclinal mostrando traza del plano axial
- Anticlinal mostrando traza del plano axial
- Pliegue volcado
- Trazo de la sección estructural

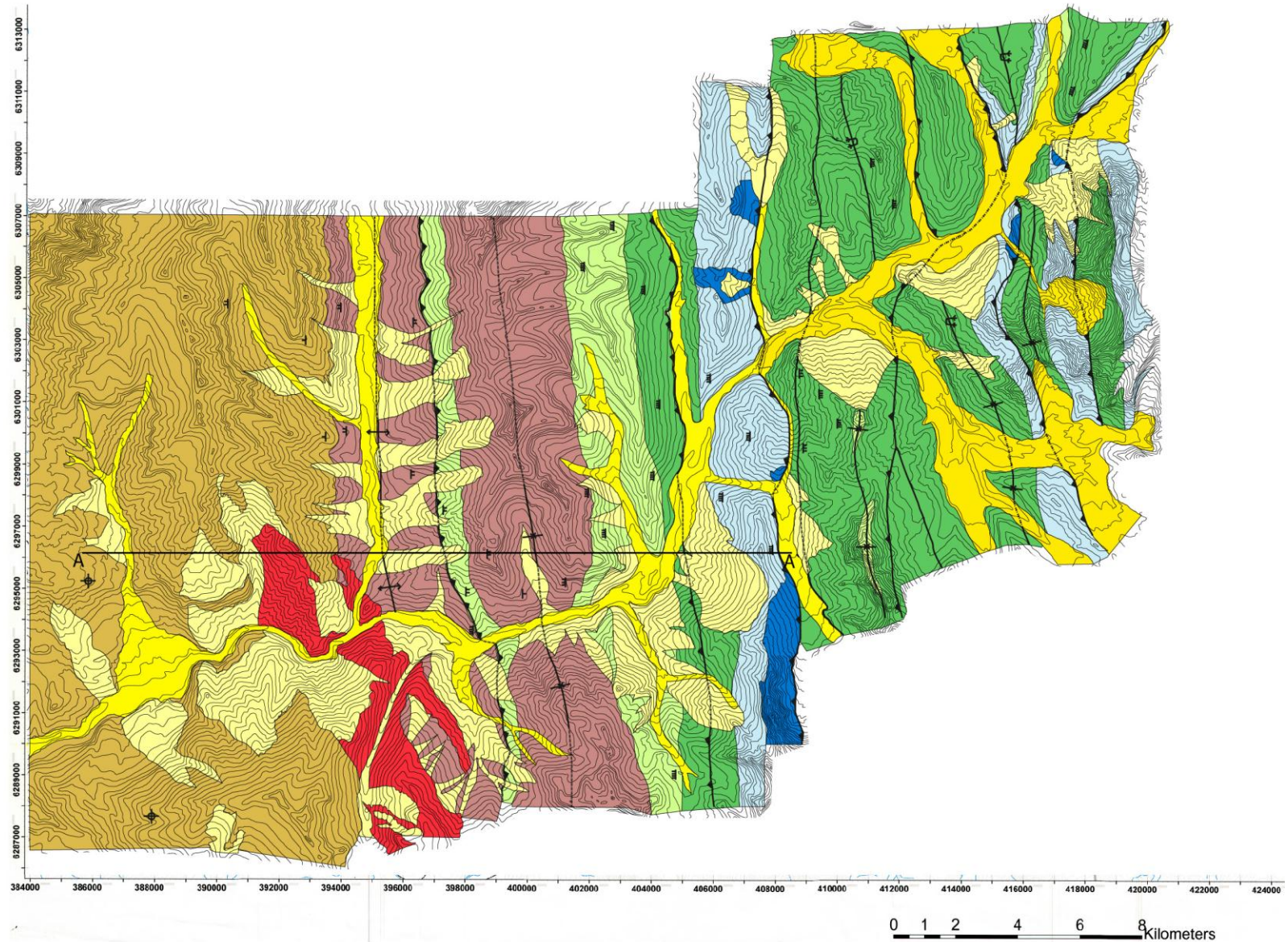


Figura 15: Distribución de las formaciones apreciadas en la zona de estudio. Basado en Álvarez et al. (2000) y Fock (2005).

III. Capítulo III: Geología Estructural

III.1. Estructura Superficial

III.1.1. Dominios Estructurales

III.1.1.1. Introducción

El área de estudio se encuentra ubicada dentro de la Cordillera Principal (Figura VII), donde es posible diferenciar dos dominios estructurales fuertemente marcados (Figura VII): La Cuenca de Abanico (CA) en el lado occidental; y faja plegada y corrida de Aconcagua (FPCA) hacia el este.

El dominio CA corresponde a un rasgo tectónico mayor en la configuración actual de la Cordillera Principal y es interpretado como un sistema de cuencas extensionales invertidas con una orientación preferencial N-S a NNE-SSW (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002; Giambiagi et al., 2003; Charrier et al., 2005; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010). La deformación en este dominio afecta principalmente a la Formación Abanico, y en menor medida a la Formación Farellones, las cuales se encuentran deformadas principalmente por estructuras de rumbo N-S y NNE-SSW. La mayoría de las geometrías y estructuras que afectan a la Formación Abanico son cabalgamientos de alto ángulo, bi-vergentes, tanto hacia oeste como este; los pliegues tipo propagación de falla varían considerablemente en amplitud, y longitud de onda, así como también la vergencia de los mismos, lo que trae como consecuencia que los espesores de los flancos también sean muy variables (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Fock et al., 2006). El irregular estilo de plegamiento junto con la variabilidad en la vergencia de los pliegues ha sido adjudicado a la inversión de fallas normales (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005).

El dominio FPCA, también corresponde a un rasgo importante de la cordillera principal. Ha sido descrito como un sistema de FPC de piel fina, donde la deformación afectó a la cobertura sedimentaria sin involucrar mayormente al basamento pre-jurásico. Se reconocen al menos cuatro corrimientos de vergencia este (Álvarez et al., 2000) que presentan dos niveles de despegue: el inferior corresponde a los yesos de la Formación Auquilco, de amplio desarrollo desde el estero Paraguirre hasta el volcán Tupungato; el superior, coincide con 60-80 m de lutitas negras de la Formación Vaca Muerta y se extiende desde el borde oriental hasta el estero del azufre, siguiendo el desarrollo de esa unidad (Ramos et al., 1991).

El contacto entre los dos dominios también varía a lo largo de la Cordillera Principal. A los 33°40', al sureste de Santiago el contacto corresponde a la falla

inversa Chacayes-Yesillo de alto ángulo y vergencia oeste. Específicamente, en la zona de estudio el contacto se correspondería a la falla inversa El Coroinal, que sobreimpone a la Formación Colimapu sobre la Formación Abanico en la ladera este del valle del río Olivares.

A partir de estos dos rasgos tectónicos mayores como los son CA y FPCA, el área de estudio se dividió en dos dominios estructurales, Dominio Cuenca de Abanico (DCA) y Dominio faja plegada y corrida de Aconcagua (DFPCM) (Figura).

A continuación se detallará las características de las estructuras de cada dominio y posteriormente se mostrara y analizará la interpretación en sub-superficie realizada a partir de la geología en superficie.

III.1.1.2. Dominio Cuenca de Abanico (DCA)

Corresponde a la parte más occidental de la zona y está compuesto por las formaciones Abanico y Farellones. La principal característica de este dominio es el rumbo N-S que presentan las estructuras (Figura 16).

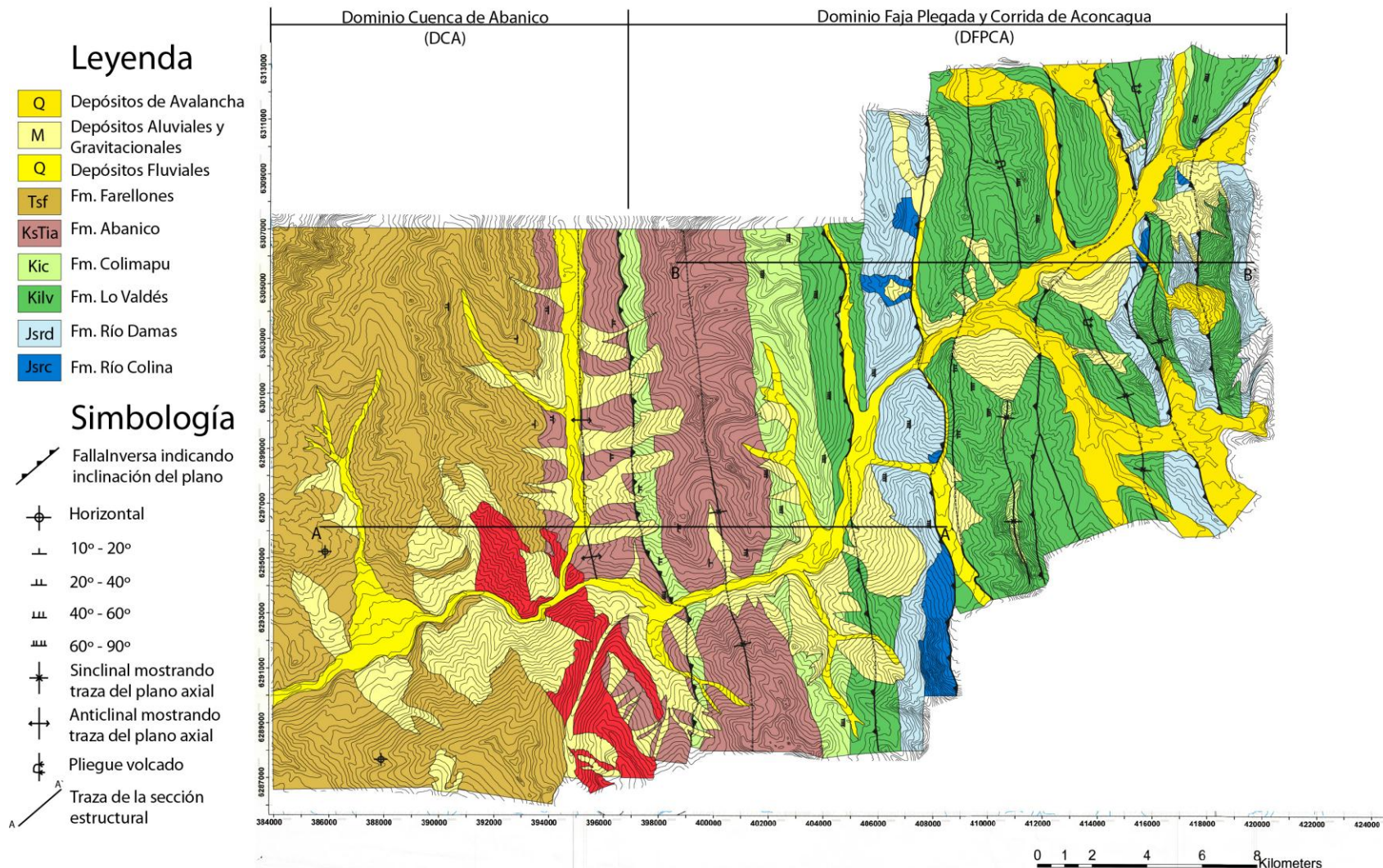


Figura 16: Mapa de los dominios estructurales, mostrando las distintas estructuras presentes en cada dominio. La traza AA' corresponde a la sección esquemática realizada en este trabajo, mientras que la traza BB' corresponde a la sección realizada por Ramos et al. (1991).

De oeste a este, en este dominio es posible reconocer el flanco este del pliegue anticlinal Río Colorado que forma parte del miembro inferior de la Formación Farellones. Éste corresponde a un anticlinal abierto y simétrico, con un rumbo aproximado NS a NNW (Fock, 2005). Más hacia el este es posible reconocer parte del miembro superior de la misma formación.

En contacto discordante subyace la franja este de la Formación Abanico, que se reconoce en el valle del Río Olivares, formando el anticlinal homónimo, cuya longitud de onda no supera los 3-4 km, extendiéndose a lo largo de su eje por lo menos 12 km, con un rumbo NS, vergencia este y buzante al oeste (figuras 17 y 18).

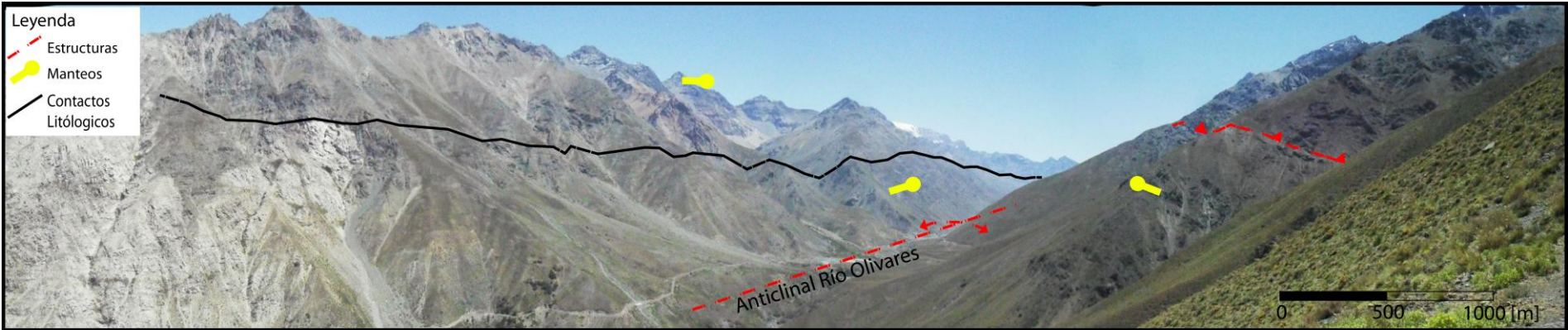


Figura 17: Vista del valle del río Olivares, mostrando las formaciones, estructuras y geometrías presentes.

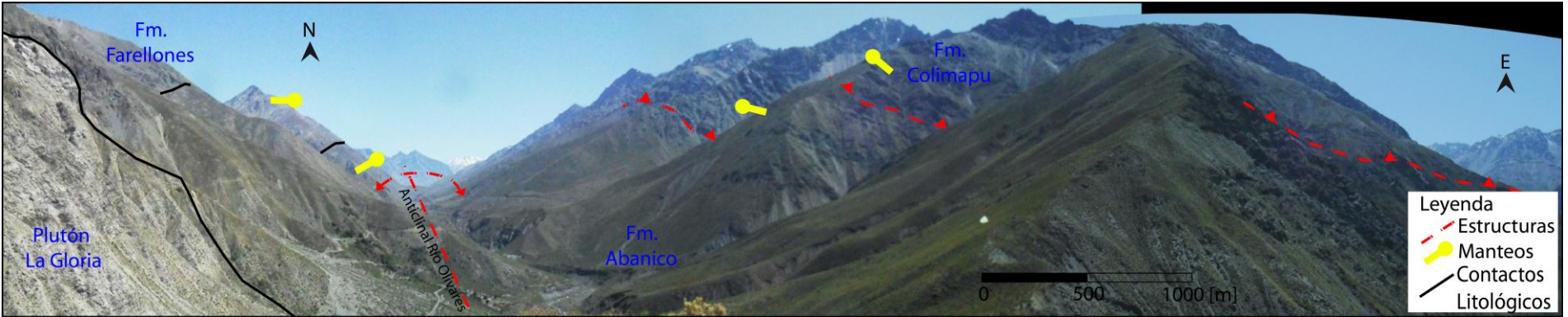


Figura 18: Otro ángulo para ver el valle del río Olivares, mostrando las formaciones, estructuras y geometrías visibles.

En ambos flancos del anticlinal afloran rocas volcánicas y volcano-clásticas pertenecientes a la Formación Abanico, las que modelan la geometría asimétrica que muestra el anticlinal, presentando un limbo dorsal con manteo relativamente suave al W ($30^\circ - 40^\circ$) y un limbo frontal de manteo abrupto al E (50° a 60°) (Figura 16, 17 y 18), verificándose unas centenas de metros más al este que se encuentra volcado (85° W) (Figura 19).

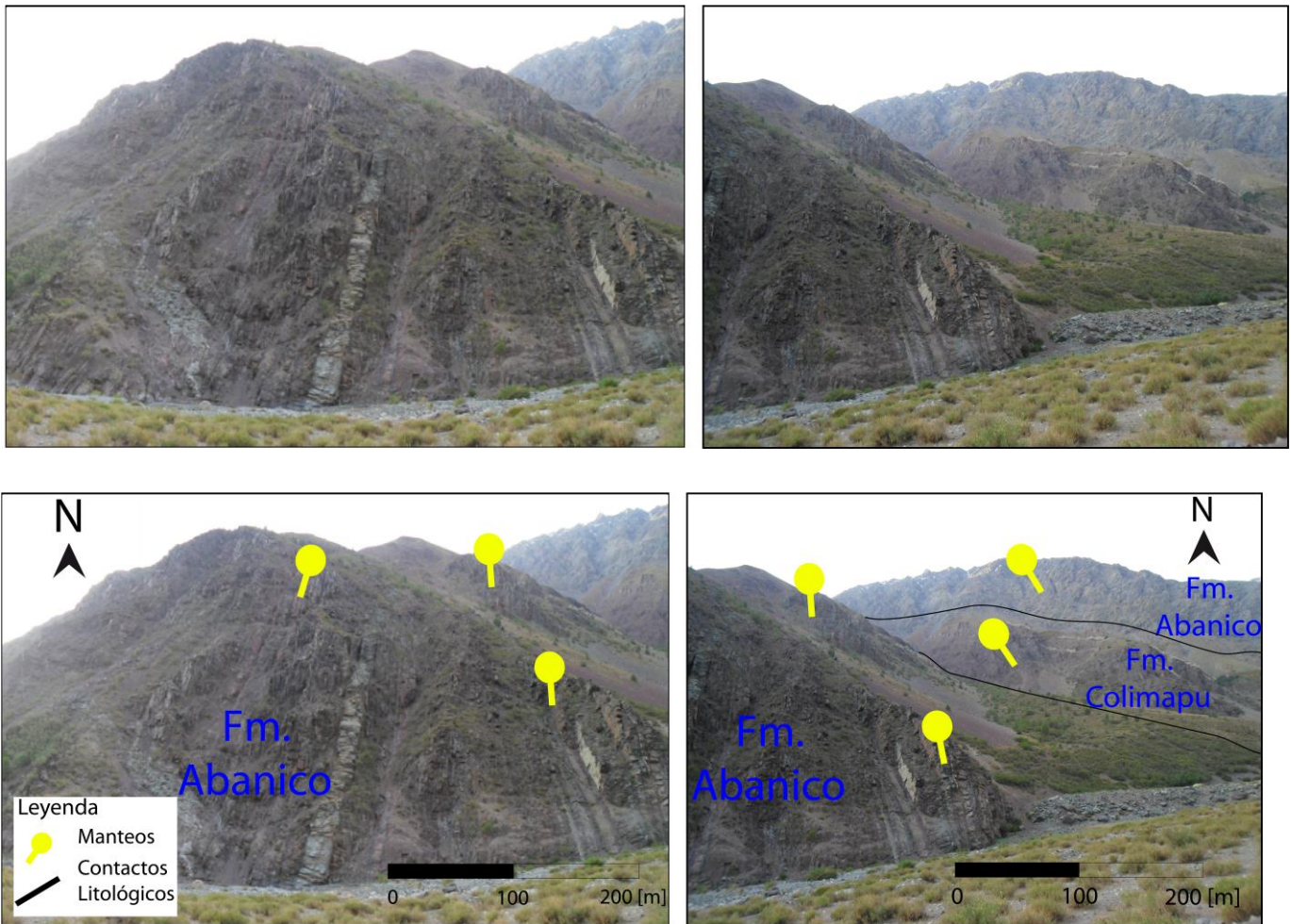


Figura 19: Vista de la ladera norte del río Colorado, mostrando la disposición sub-vertical de las secuencias del flanco oriental del anticlinal Río Olivares de la Formación Abanico.

La Formación Abanico limita al este con la falla El Coroinal, que corresponde a una estructura inversa de vergencia oeste y manteo aproximado de 50° al E (Figura 18), y que la deja en contacto con la Formación Colimapu. Esta falla correspondería a una estructura fuera de secuencia. Además, en las proximidades de la falla El Coroinal, es posible verificar la presencia de alteración hidrotermal (Figura 20), lo que sugiere la presencia de fluidos a través de la misma.



Figura 20: Alteración hidrotermal presente en el contacto de las formaciones Abanico y Colimapu, en la ladera sur del río Colorado.

Por otra parte, es posible verificar la presencia de pequeños duplexes de vergencia oeste en la base de la Formación Abanico, presentes en el sinclinal El Coroinal, a partir de lo cual se los podría interpretar como una deformación de menor escala asociada a la falla El Coroinal (Figura 21).

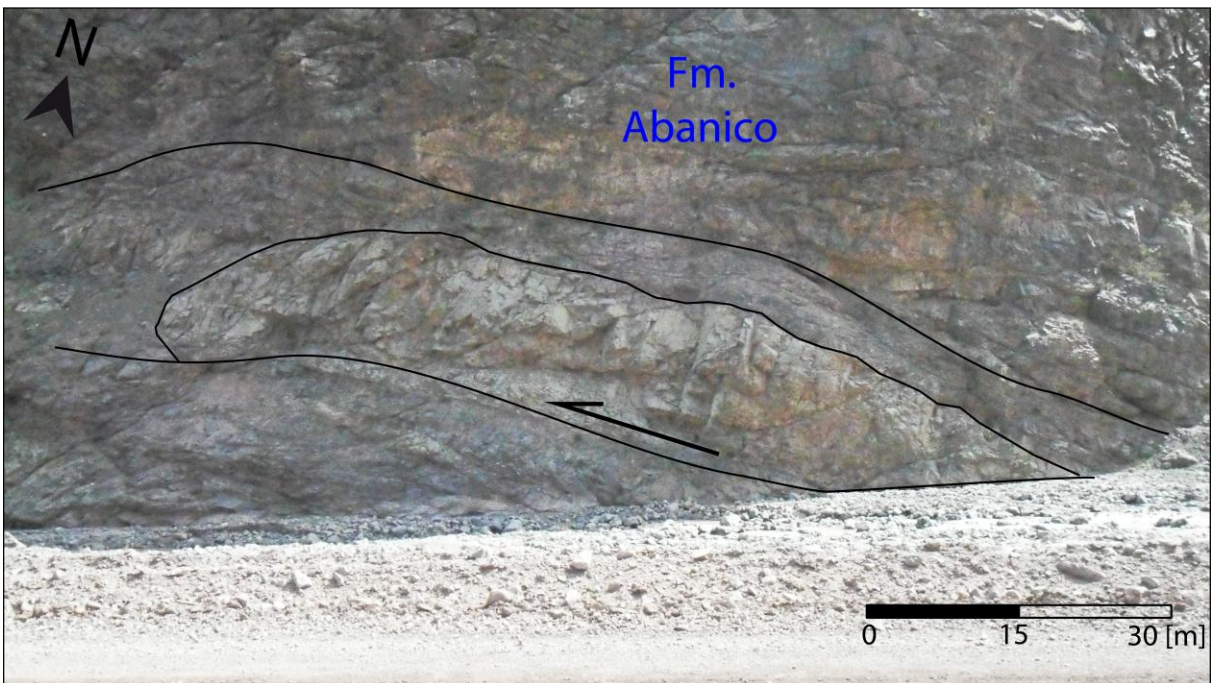
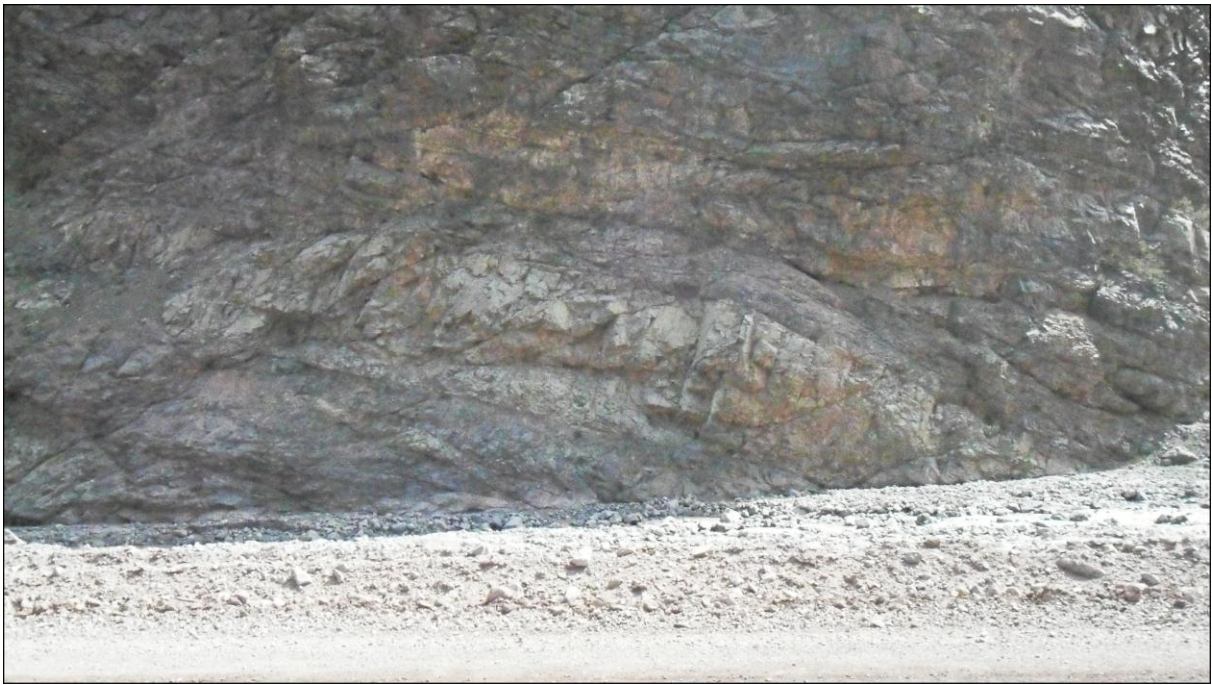


Figura 21: Vista de un dúplex de escala de centenas de metros en la ladera norte del río Colorado.

III.1.1.3. Dominio Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (DFPCA)

Corresponde a la parte este del área de estudio y está compuesto por las siguientes estructuras: el sinclinal El Coroinal, el bloque Tambillos, la falla Tambillos, el bloque Paraguirre y la falla Rabicano (Figura 16).

III.1.1.3.1. Sinclinal El Coroinal

Se sitúa en la sierra del mismo nombre y corresponde a un sinclinal asimétrico de vergencia oeste de bloque colgante, de ~6 – 7 km de longitud de onda, extendiéndose a lo largo de su eje, de rumbo NS, por lo menos 15 km (Figuras 22, 23, 24 y 25).

Esta estructura presenta un flanco delantero de inclinación media (~ 30° E) y uno trasero de alto ángulo, se encuentra formado por rocas de las formaciones Colimapu y Abanico (tema discutido en el capítulo siguiente).

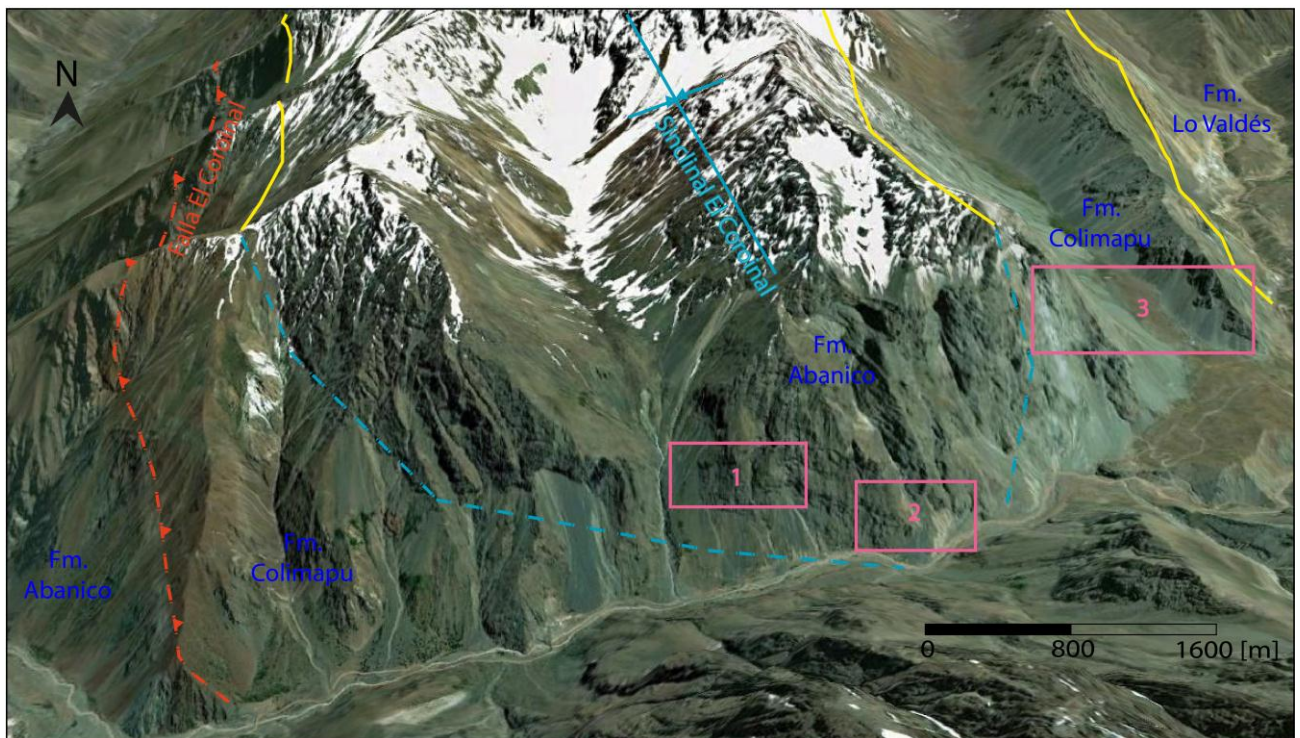


Figura 22: Vista del sinclinal El Coroinal. Los recuadros destacados muestran la ubicación de las figuras siguientes: 1. Figura 23; 2. Figura 24 y; 3. Figura 25. Imagen modificada de Google Earth.

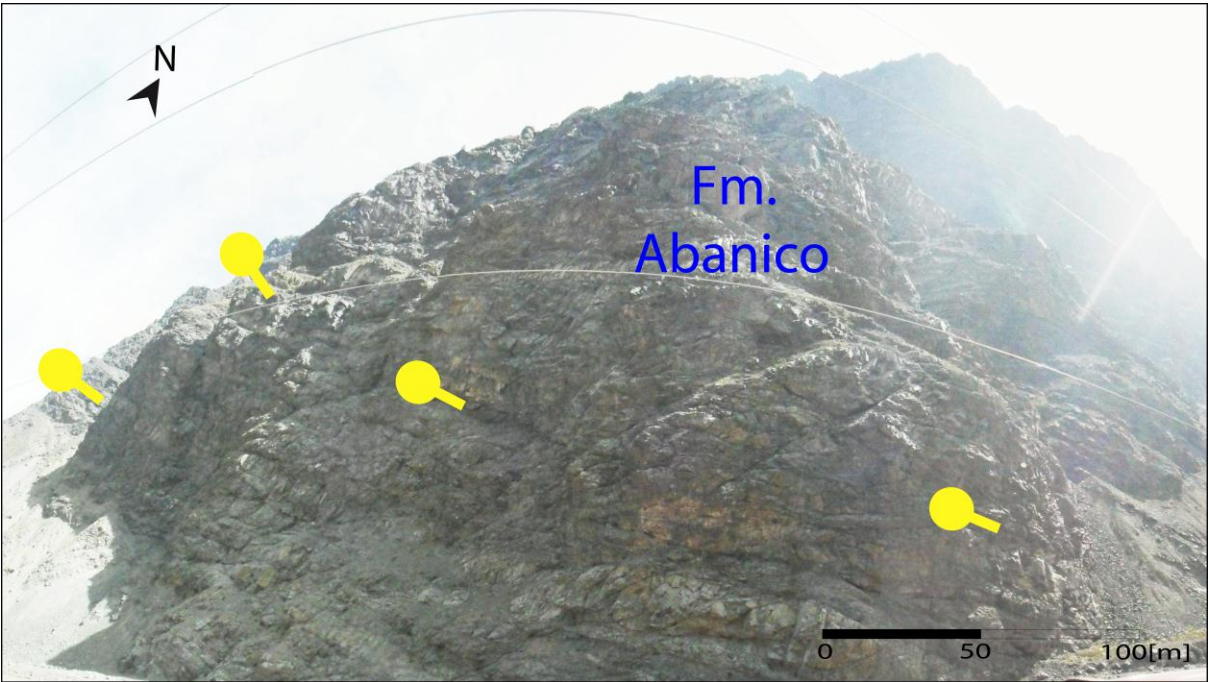
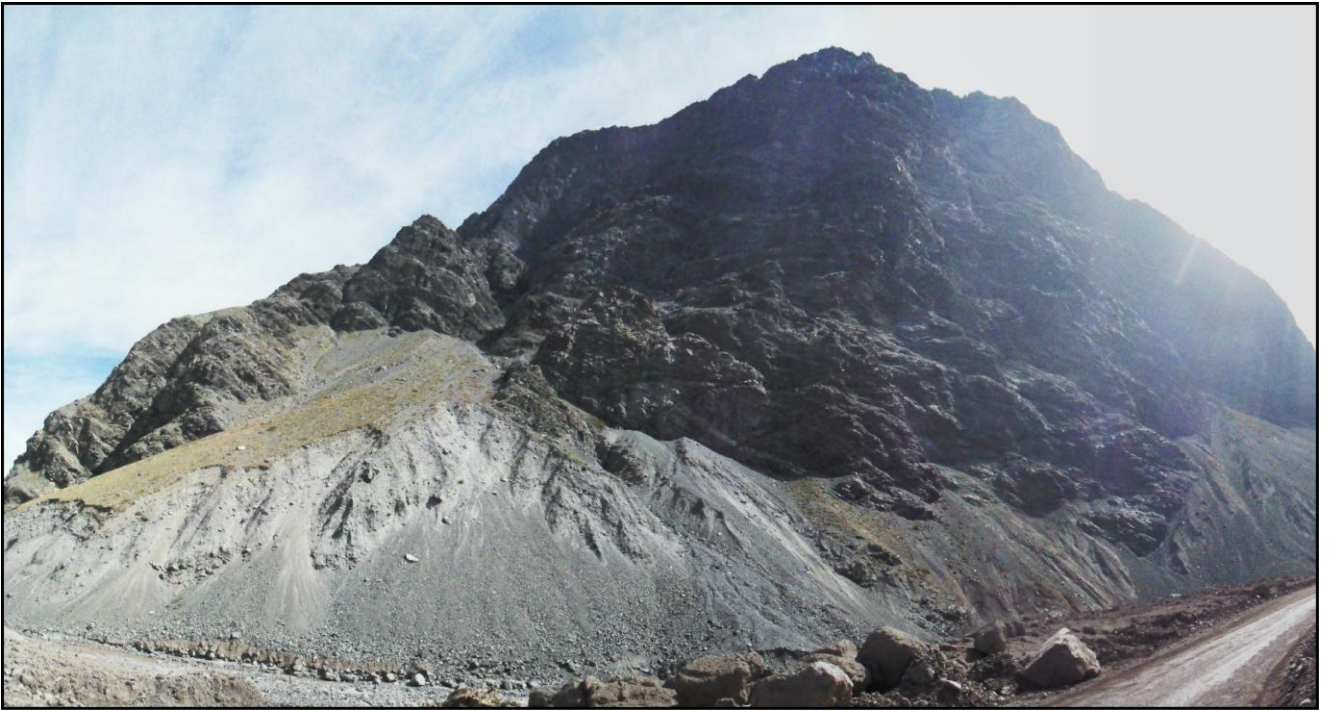


Figura 23: Vista de la disposición central del sinclinal El Coroinal, ladera norte del río Colorado.



Ç

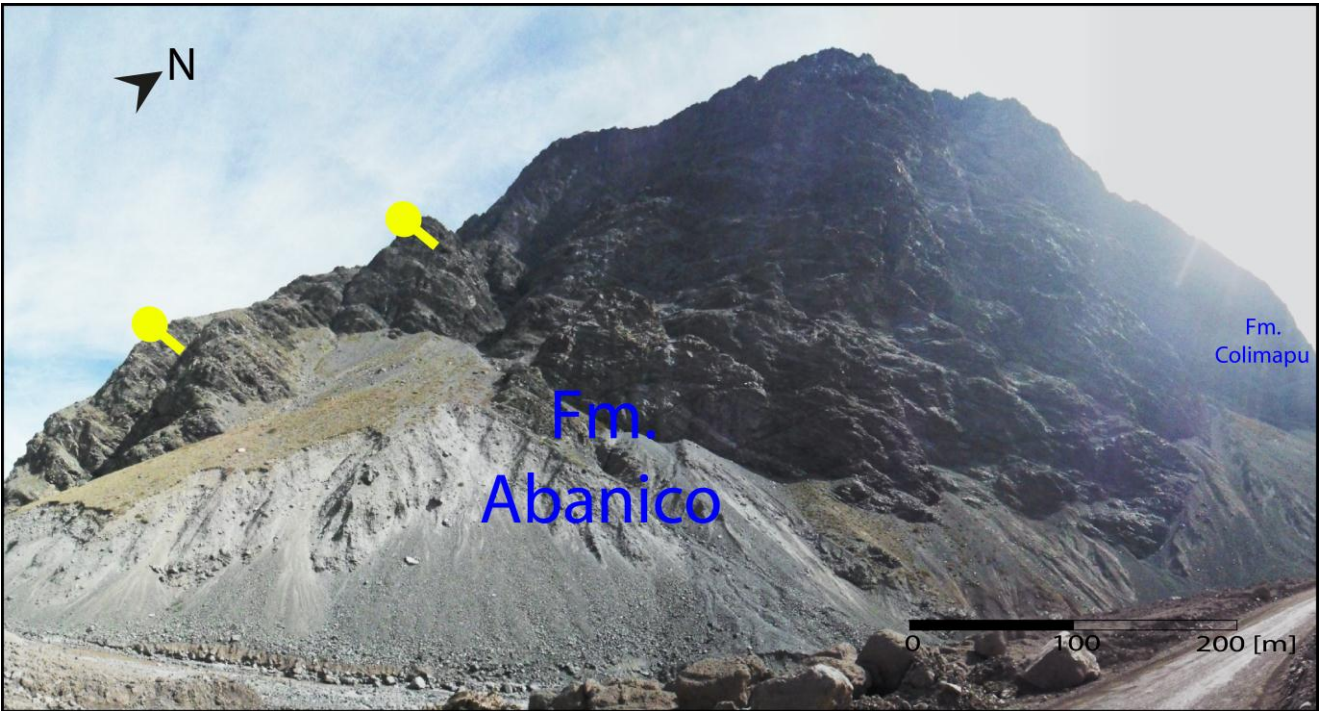


Figura 24: Formación Abanico presente en el flanco oriental del sinclinal El Coroinal, ladera norte del valle del río Colorado.

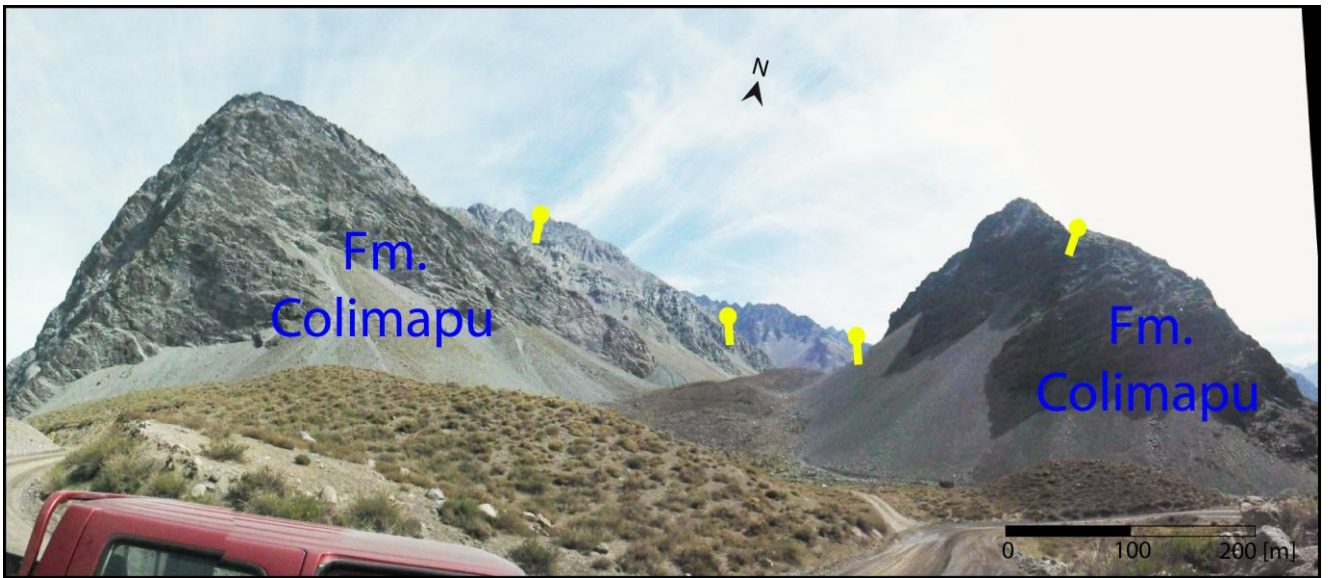


Figura 25: Disposición de la Formación Colimapu en el flanco oriental del sinclinal El Coroinal. Vista del valle Tambillos

III.1.1.3.2. Bloque Tambillos

Se encuentra formado, de oeste a este, por las formaciones Colimapu y Lo valdés, las cuales estarían dispuestas de manera concordante entre sí, con un manteo común de aproximadamente 60-70° W, formando lo que sería un anticlinal de bloque colgante erodado, producto de un sistema rampa-flat asociado a la falla Tambillos (Figura 26).

III.1.1.3.3. Falla Tambillos

Falla de flexión inferida, ubicada en el valle del mismo nombre. Se encontraría repitiendo las secuencias de la Formación Lo Valdés, deducción tomada de la potencia de la misma. Con un manteo aproximado de 70-80° W, se trataría de uno de los primeros corrimientos de la FPCA.

III.1.1.3.4. Bloque Rabicano

Conformado por las formaciones Lo Valdés, Río Damas y Río Colina (Fm. Auquilco), las cuales se encontrarían dispuestas de manera concordante con un manteo aproximado de 60-70° W. Forma lo que corresponde al segundo anticlinal de bloque colgante erodado, producto de un sistema rampa-flat asociado a la falla Rabicano, que deforma a ambos bloques pertenecientes a este dominio (Figura 26).

III.1.1.3.5. Falla Rabicano

De oeste a este, es uno de los primeros corrimientos con vergencia este que forma la FPCA. Aflora en el estero homónimo y continúa hacia el sur en la quebrada Chacayal (Álvarez et al., 2000), presenta un rumbo NS y una inclinación entre 80° y 90° hacia el oeste. El nivel de despegue del mismo, corresponde a las evaporitas de la Formación Río Colina (Auquilco) (Figura 26). Deja en contacto a las formaciones Río Damas – Río Colina (Fm. Auquilco) (Bloque Rabicano) sobre la Formación Lo Valdés.

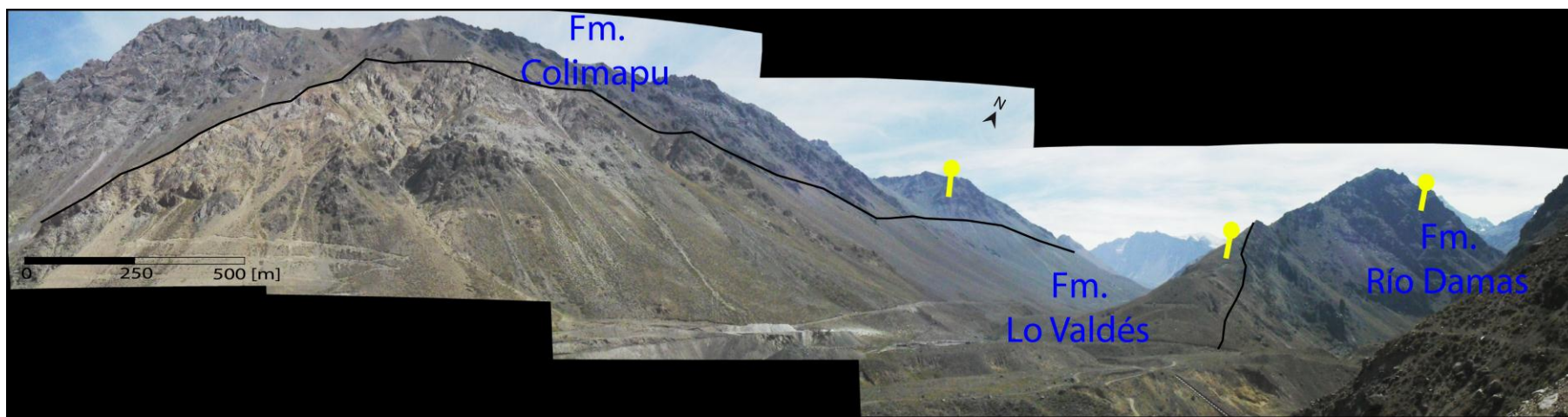


Figura 26: Vista panorámica del valle Rabicano, mostrando la disposición y estructuras de las formaciones Colimapu, Lo Valdés y Río Damas presentes en el DFPCA.

III.2. Interpretación en profundidad

III.2.1. Metodología

La interpretación de la estructura de superficie se llevó a cabo mediante una sección estructural de una longitud de ~22 km, con una orientación E – W y que atraviesa desde el extremo occidental del área de estudio hasta el Estero Rabicano.

La sección presenta un carácter esencialmente esquemático, donde se busca explicar de la manera más coherentemente posible las geometrías presentes con los antecedentes de las formaciones que la conforman. Para ello se utiliza el trabajo realizado por Ramos et al. (1991), con la finalidad de unir los datos presentados en éste con los observados en la presente memoria de título y proponer un modelo geométrico factible.

Por último, en ausencia de datos sísmicos, la sección se ve limitada a la geología de superficie para los niveles de poca profundidad, y una combinación de la proyección hacia abajo y la extrapolación de las relaciones entre las cotas estructurales para equilibrar los niveles más profundos.

III.2.2. Análisis de la sección estructural

De manera general, se puede observar en la sección estructural que la dirección de transporte tectónico es hacia el este, evidenciado por la vergencia de la mayoría de las estructuras presenten en el área (Figura 27).

El estilo de deformación que predomina en el área de estudio correspondería a uno de piel fina, con fallas inversas de medio a alto ángulo en superficie y geometría lítrica en profundidad, en su totalidad con rumbo preferente N-S.

III.2.2.1. Análisis dominio Cuenca de Abanico.

Este dominio se caracteriza principalmente por presentar estructuras de rumbo N-S, y en él se encuentra la falla invertida F1 y la falla El Coroinal.

La primera es una falla inferida de borde que habría controlado el depósito de la Formación Abanico. Esta interpretación se basa en las estructuras y geometrías que están asociadas a la misma: el anticlinal Río Colorado, que presenta las siguientes características: rumbo NS, vergencia este y la presencia de su flanco este volcado, que representa una de las más fuertes evidencias de la posible inversión de una falla normal, en superficie.

La falla F1 habría tenido un primer movimiento normal y una posterior inversión tectónica positiva, dejando sólo el registro de ésta última. Esta estructura, no afloraría en superficie debido al accionar de la falla El Coroinal, que ha sido interpretada como un “back-thrust” fuera de secuencia de la FPCA que estaría cortándola. Durante la reactivación, se habrían formado estructuras típicas de inversión tectónica como retrocorrimientos, estructuras de arpón y by-pass fault (F1) (McClay, 1995), las cuales se habrían erosionado o bien podrían ser encontradas hacia el oeste. Según lo anteriormente expuesto, unas estructuras que podrían ser relacionadas con la inversión tectónica son el anticlinal de “roll-over” Río Colorado y los depósitos tipo “syn-inversión” de la Formación Farellones, con secuencias que se acuñan hacia el este contra el anticlinal antes mencionado. Este anticlinal, también representa un importante argumento a favor de una posible inversión tectónica, dada su geometría asimétrica, con un flanco frontal más corto y empinado que el flanco dorsal, lo que podría corresponder a una estructura tipo arpón (McClay, 1995). Este tipo de anticlinales son característicos de los anticlinales de basamento que se encuentran hacia el sureste, dentro de la misma FPCA, como el registrado por Giambiagi et al. (2003a; 2003b), y que se formó durante la inversión tectónica de fallas normales pre-existentes. Un rasgo que se puede observar del dominio FPCM es que existe un cambio en el estilo de deformación mostrado en la parte oriental del perfil (Figura 27), desde uno que probablemente involucraría basamento pre-jurásico a uno de piel fina. Esta característica parece ser común con los anticlinales de basamento que se encuentran al sureste, donde en el frente de ellos se origina un estilo estructural de piel fina, y la cobertura se deforma a partir de detachment ubicados a distinta altura estratigráfica.

En relación a la geometría presentada para el basamento de la Cuenca de Abanico, se trató de ser consistente con un modelo de extensión y la formación de un anticlinal de roll-over en los depósitos de pre-rift del sistema extensivo. Sin embargo, esto sólo se basa en modelos teóricos ya que en ningún lugar se ha podido reportar con exactitud cuál sería el basamento de la Cuenca de Abanico.

III.2.2.2. Análisis dominio faja plegada y corrida de Aconcagua.

En este dominio se presentan tres estructuras principales: el sinclinal El Coroinal, y las fallas Tambillos y Rabicano, que representarían los dos primeros corrimientos de la FPCA y que se encuentran asociados al sistema sinclinal-anticlinal formado por flexión de falla, configurando, así, el denominado sinclinal El Coroinal. Esta configuración respondería a una geometría de tipo dúplex formado por la superposición de la falla Tambillos por sobre la falla Rabicano (Figura 27), como respuesta a la transferencia de la deformación hacia el este.

En este sector no existen evidencias de estructuras extensionales pre-existentes y todas las geometrías observadas indican un estilo de deformación de piel fina. La ubicación de los corrimientos posee un control litológico y los distintos niveles de despegue están relacionados a cambios en las facies y acuñaamiento de unidades. El nivel de despegue base se estima se produciría en la Formación Río colina (Fm. Auquilco) a una profundidad aproximada de 3,5 km (Figura 27).

Leyenda

- Fm. Farellones
- Fm. Abanico
- Basamento Fm. Abanico?
- Fm. Colimapu
- Fm. Lo Valdés
- Fm. Río Damas
- Fm. Auquilco (nivel de Yeso)

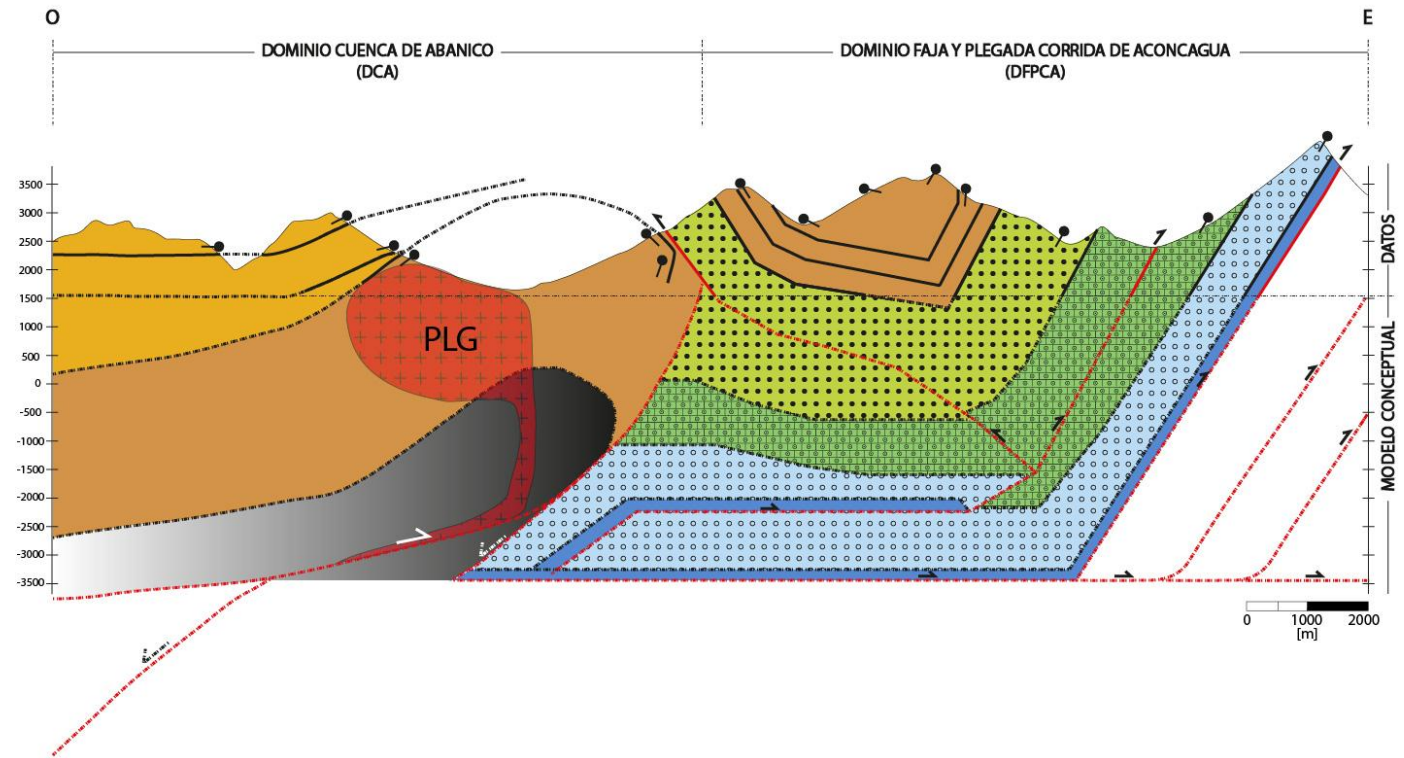


Figura 27: Sección estructural esquemática interpretada en profundidad. Ver ubicación en figura XIX.

IV. Capítulo IV: Discusiones

En el presente capítulo se discute algunos aspectos relevantes en la modelación descrita en el apartado anterior, además de una comparación con trabajos cercanos a la zona de estudio, con el fin de que ayuden en la validación del modelo propuesto. Por otro lado, se discute acerca de la edad que tendría la deformación complementando los datos con edades dadas a conocer en otros trabajos.

IV.1. Evidencias de Inversión Tectónica

En la zona de estudio es posible identificar evidencias asociadas a un régimen compresivo, específicamente el DFPCA, que permiten reconocer la presencia de estructuras extensionales previas, dentro del DCA:

(i) Importantes variaciones en los espesores de los depósitos del rift en la pared colgante de una falla compresiva con respecto a su pared basal (Barredo et al., 2010). Esta característica son observables en las rocas pertenecientes a la Formación Abanico que desarrollan un mayor espesor en las secuencias pertenecientes a la pared colgante asociada a la falla invertida (figura 27).

(ii) Secuencias tipo sin-rift en un estado compresivo. Lo anterior se observa en las secuencias de la Formación Abanico cuya configuración actual corresponde a un anticlinal de inversión

(iii) Presencia de amplios anticlinales asociados a fallas lítricas de basamento y la asociación de estos con retro-corrimientos (Barredo et al., 2010). Dada las evidencias de la extensión y subsecuente inversión de la Formación Abanico y las edades asociada a la Formación Farellones que sugieren que fue emplazada como secuencias de syn-inversión (Fock, 2005 y sus referencias), es posible interpretar los amplios anticlinales descritos por Fock (2005) como estructuras asociadas a retro-corrimientos de la estructura de primer orden descritas en este trabajo (Figura 27)

(iv) Presencia de fallas interpretadas como de atajo y de sobrepaso asociadas a los anticlinales (Barredo et al., 2010). El modelo conceptual que se presenta en este trabajo (Figura 27) muestra una configuración estructural que explicaría la presencia de geometrías asociadas a una falla de sobrepaso (by-pass fault) (McClay y

Buchanan, 1992), que quizás permite el gran acortamiento registrado para la FPCA (~45 km) (Figura 27).

IV.2. Carácter Cinemático de las formaciones Abanico y Farellones

Numerosos estudios de modelos análogos han investigado los efectos de la inversión tectónica y el desarrollo de la cuenca seguido de la deformación contractiva (e.g., Koopman et al., 1987; McClay, 1989; Buchanan and McClay, 1991, 1992; McClay and Buchanan, 1992; Mitra e Islam, 1994; Eisenstadt and Withjack, 1995; Brun and Nalpas, 1996; McClay et al., 2000; Dubois et al., 2002; Yamada y McClay, 2004; Amilibia et al., 2005; Panien et al., 2005; Del Ventisette et al., 2006). Frente a la mayoría de estos modelos, donde normalmente la presencia de los depósitos posterior al evento de extensión, son los que se encontrarían de manera deformada en el frente de la falla de borde (Figura Yamada y McClay), surge una duda litológica en este trabajo: la presencia de la Formación Abanico en el núcleo del sinclinal El Coroinal (Giambiagi et al, 2003; Fock, 2005; Armijo et al., 2010). Aun existen muchas dificultades para resolver la problemática enunciada por otros autores acerca de la relación de contacto y los límites de las formaciones Abanico y Farellones (Fock, 2005 y la referencias ahí citadas). Al respecto existen un par de alternativas:

- La primera guarda relación con mantener efectivamente a la Formación Abanico como el núcleo del sinclinal El Coroinal como la parte superior de un syn-rift que colmató la cuenca, cuya configuración actual se debe a la tectónica desarrollada en la etapa E1. Es decir, las secuencias de la Formación Abanico tendrían una potencia suficiente como para no sólo rellenar por completo el espacio creado en la etapa extensiva, sino que pudo acuñarse fuera del mismo hacia el este, y sólo formaron un anticlinal de inversión en E1. O, la posibilidad de que las secuencias pertenecientes a la Formación Abanico fueron depositadas en el espacio extensional y luego, mediante la configuración de una estructura tipo arpo, estas secuencias pudieron escapar efectivamente de la cuenca hacia el este. En ambos sub-casos, el núcleo del anticlinal El Coroinal corresponde a la Formación Abanico, formado en la etapa E2 mediante el desarrollo de la FPCA, que al ser afectado por uno de los últimos pulsos compresivos, habría desarrollado una falla tipo back-thrust fuera de secuencia que superpone a la Formación Colimapu sobre la Formación Abanico (Figura 27).

- La segunda, dice relación con que en realidad no se trataría de la Formación Abanico, sino de Farellones, como parte de una secuencia tipo syn-inversión (descrito en capítulo de Estructuras) que habría sido emplazado de manera sincrónica a la deformación contractiva (Amilibia et al., 2005) (Figura 28).

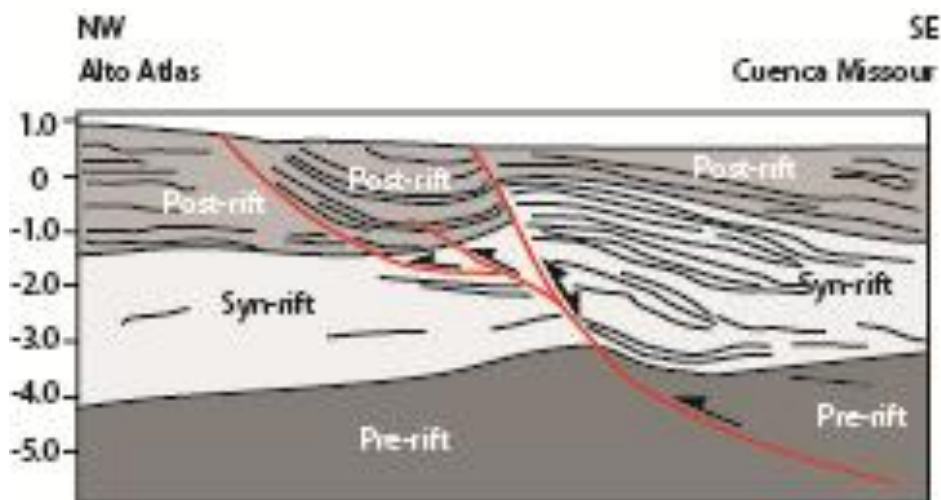


Figura 28: Interpretación de línea sísmica en el margen noroeste de la cuenca del Missouri. Ésta muestra la inversión parcial de la falla lítrica durante la etapa contraccional del Cretácico temprano y los diferentes depósitos asociados. A medida que aumentó la contracción, se habría generado un *short-cut fault*, donde el acortamiento es acomodado por fallas de bajo ángulo. Modificado de Amilibia et al. (2005).

IV.3. Geometrías plausibles en los dominios descritos.

De acuerdo a los datos expuestos se logra interpretar una serie de geometrías plausibles en profundidad. Las cuales tienen una marcada influencia en el estilo estructural de sectores cercanos a la zona de estudio. Todas caracterizadas por una falla de borde invertida que transfiere la deformación hacia una FPC (o en el interior de esta), a través de fallas con niveles de despegue somero que forman una serie de duplexes o fallas dispuestas en sistemas de corrimientos. Estos casos han sido reportados en diferentes artículos, entre ellos el presentado por Bechis et al. (2010), en el que se estudia el depocentro de Atuel en la cuenca Neuquina, como resultado de un sistema de fallas transtensionales (Figura 29). Este estudio, muestra una posible solución estructural a las geometrías observadas en sub-superficie, donde la inversión de falla extensional previas y la transferencia de la deformación hacia

sistemas compresivos es posible mediante el desarrollo de short-cuts y sistemas de duplexes, que a su vez produce la formación de un sinclinal asociado.

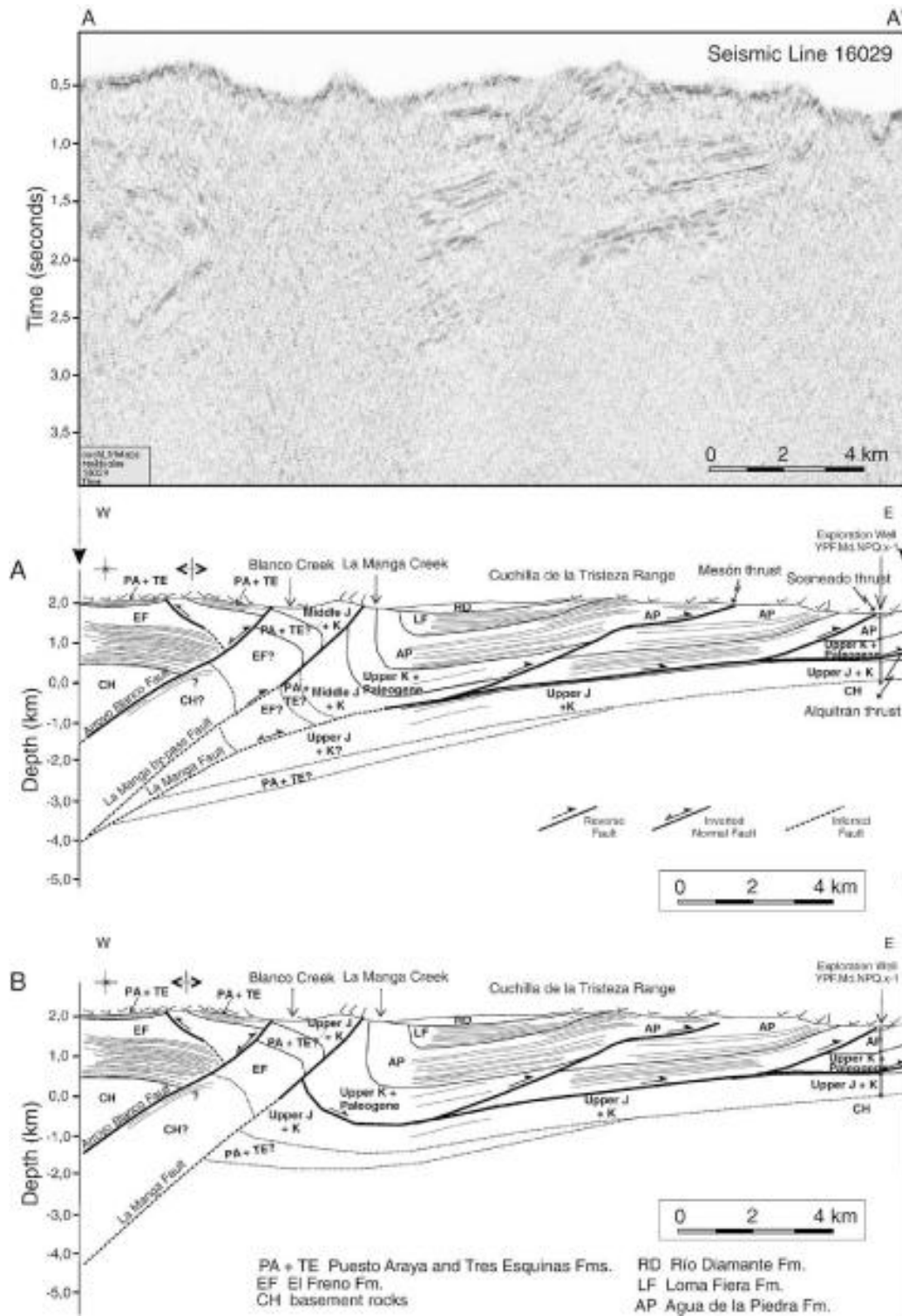


Figura 29: Interpretación de líneas sísmicas, mostrando el estilo estructural y las geometrías asociadas a este. Tomado de Bechis et al. (2010).

En la misma línea, el caso de la inversión del rift Mesozoico de Neuquén, como caso de estudio de un hemi-graben oblicuo, presentado por Yagupsky et al. (2008), es posible describir las geometrías presentes y plantear un modelo estructural gracias a la presencia de líneas sísmicas. Resulta ser muy factible que la inversión de una falla extensional previa y la consiguiente transferencia de la deformación hacia una cobertura sedimentaria de piel fina, produce un sinclinal asociado al sistema de duplexes más probable de formar para dicha transferencia (Figura 30). En ambos casos la construcción de un sinclinal debido a la presencia de un sistema rampa-flat y la consecuente imbricación de fallas formando FPC que producen el levantamiento de las estructuras precedentes, es común.

Por ende, la solución propuesta para formar las geometrías observadas en terreno en el modelo presentado previamente corresponde a una, entre otras, posible, verificable y observable en otras localidades con características similares a las presentadas en el presente trabajo. Estos trabajos recopilados han sido desarrollados en localidades cercanas a la región de estudio y componen un registro importante de la estructuración común de la cadena andina y sus alrededores.

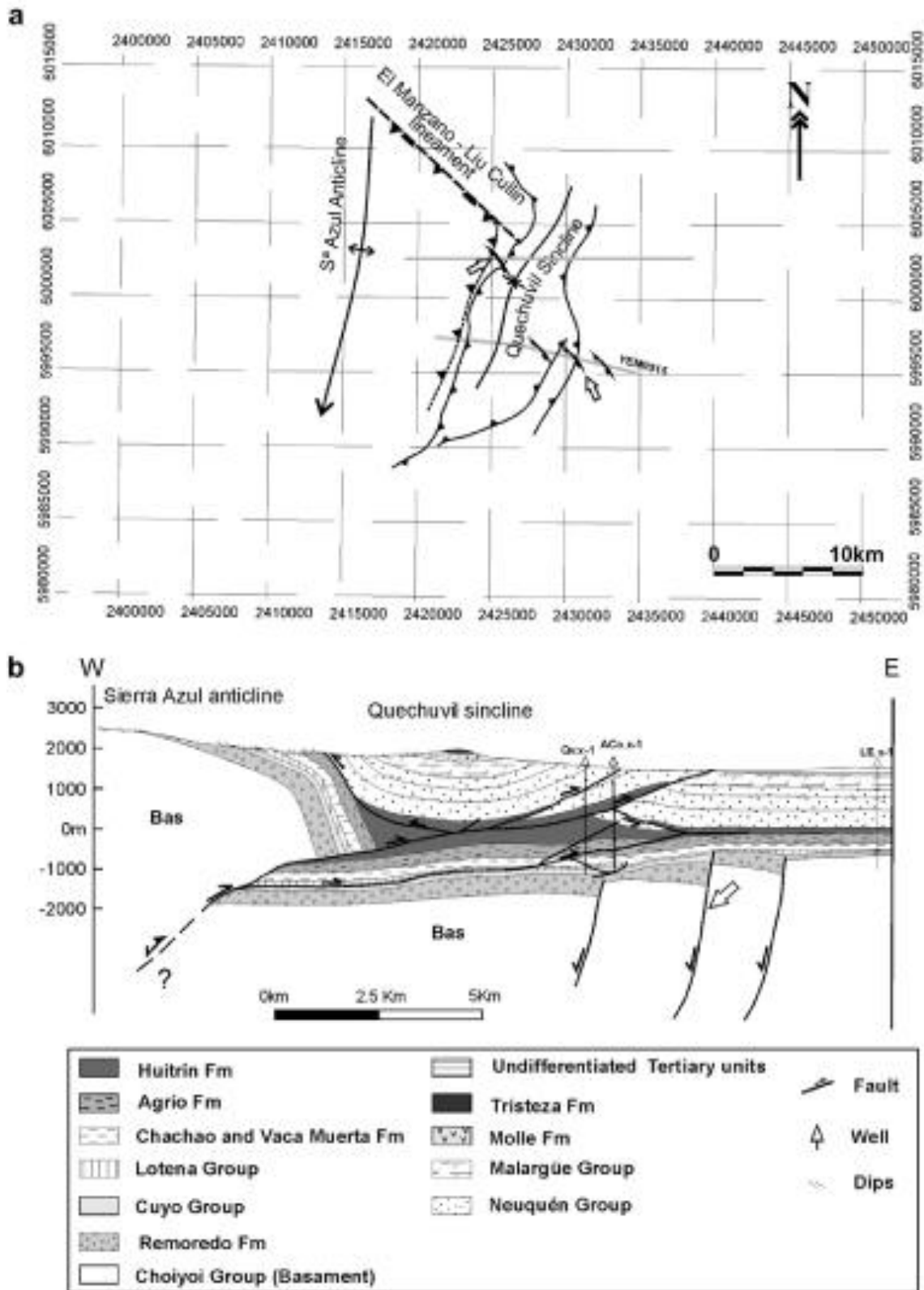


Figura 30: a. Principales características estructurales del área de Sierra Azul. B. Sección estructural balanceada de una línea sísmica, mostrando las geometrías presentes y su interpretación estructural. Tomado de Yagupsky et al. (2008).

IV.4. Evolución Temporal

IV.4.1. Edad de la Deformación

Si bien el régimen de subducción de alta compresividad se instauró durante el Cretácico tardío bajo (Mpodozis y Ramos, 1989), la configuración actual de los Andes a la latitud de las provincias de San Juan y Mendoza se debe fundamentalmente a la deformación miocena a reciente, como queda evidenciado en las cuencas de antepaís y en los estudios geoquímicos acerca del espesor de la corteza (Kay et al., 1991; Ramos et al., 1996). Igualmente, las evidencias de extensión tectónica durante el Oligoceno- Mioceno temprano (Charrier et al., 2002; Godoy et al., 1999) demuestran la ausencia de un episodio compresivo durante ese momento.

El comienzo de la deformación ha sido señalado por Ramos (1996) como coincidente con el aumento en la velocidad de la placa de Nazca y el cambio en la dirección del vector de convergencia hacia una posición más ortogonal al margen occidental de Sudamérica durante el Oligoceno tardío (Pardo-Casas y Molnar, 1987). De acuerdo con Kay et al. (1991), la sub-horizontalización de la placa de Nazca, a partir de los 18 Ma (Mioceno medio bajo) habría sido la responsable del engrosamiento cortical en el segmento ubicado al norte de los 33° S. Sin embargo, en este segmento el comienzo de la deformación ha sido señalado a los 20 Ma aproximadamente; como es el caso de la FPC La Ramada (Cristallini y Ramos, 2000) y del sector Aconcagua norte (Cegarra y Ramos, 1996). En el sector austral de la FPCA, no obstante, existió un volcanismo de retro-arco asociado a una corteza no engrosada hasta aproximadamente los 18 Ma; por lo que el comienzo de la deformación se interpreta como acontecido entre los 18-17 Ma. De esta manera, habría una diferencia de entre 2 y 3 Ma en el comienzo de la deformación en los sectores norte y sur de la FPCA (Giambiagi y Ramos, 2002).

A partir del estudio de la Formación Conglomerado de Tunuyán (Giambiagi et al., 2001), donde sus facies son asociadas con la etapa de inversión de fallas del rift triásico-jurásico junto al levantamiento de las rocas volcánicas de la Formación Abanico, al oeste, y la generación de un importante relieve (Giambiagi et al., 2001). Esta etapa ha sido datada entre 18-17 y 15 Ma a partir de las correlaciones entre los depósitos sinorogénicos proximales y distales.

IV.4.2. Modelo evolutivo propuesto

En la FPCA sur, los tiempos de deformación han sido acotados a partir de la edad de los depósitos sinorogénicos y dataciones de unidades volcánicas pre- y post-tectónicas (Giambiagi et al., 2003b). Tomando en cuenta los análisis estructural y sedimentológicos que permitieron a Giambiagi et al. (2003a) estimar un modelo estructural evolutivo, es posible ajustar las estructuras descritas en el área de estudio del presente trabajo a esa propuesta (Giambiagi et al. 2003a), de la cual es posible correlacionar a dos periodos de estructuración (Etapa E1 y E2), que corresponden a:

- La etapa E1, desarrollada entre los 18-17 y 15 Ma, está marcada por la inversión de antiguas fallas directas en el basamento, que si bien el acortamiento horizontal no habría sido muy importante, la inversión de fallas de alto ángulo habría generado un importante relieve, cuya erosión aportó los primeros depósitos sinorogénicos de la región representados en las facies basales del conglomerado Tunuyán. Esta etapa marcaría la inversión tectónica positiva de la falla F1 (Página) presente en el área de estudio.
- La etapa E2, ocurrida entre los 15 y 9 Ma, presenta un patrón de deformación que consiste en: (1) un período donde el acortamiento se concentró principalmente en el frente orogénico con el desarrollo de corrimientos en secuencia y que habrían construido la parte más importante de la FPCA a través de mecanismos discutidos en este mismo capítulo (Página 55); seguido de (2) un período de generación de corrimientos fuera de secuencia y probables reactivaciones de fallas anteriormente emplazadas. Período en el cual se habría emplazado el PLG (Página 58) y desarrollado la falla fuera de secuencia El Coroinal (Página 58).

Este patrón se habría visto interrumpido por el cambio abrupto en la geometría de la faja al levantarse el bloque de basamento de la Cordillera Frontal, durante la etapa E3, entre los 9 y 6 Ma. Durante esta etapa el mayor acortamiento se ubicó hacia al antepaís. El levantamiento de la Cordillera Frontal fue el responsable de la generación de una cuña orogénica de mayores dimensiones, que abarcó a las cordilleras Principal y Frontal. Esta cuña se encontraría en un estado sub-crítico, por lo que durante la etapa E4, entre 6 y 4 Ma, la Cordillera Principal continuó acortándose con la generación de corrimientos fuera de secuencia tanto en el sector interno como en el externo.

IV.5. Mecanismos de propagación de la Deformación entre los dominios propuestos

Se propone analizar dos mecanismos de interacción posibles entre los dominios de deformación (Mitra, 1992). En el mecanismo uno, la inversión de la falla pre-existente podría haber sido menor en una primera etapa de deformación. El control principal de estas estructuras previas corresponde a la ubicación de rampas en el basamento (pre-jurásico) a lo largo de las cuales corrimientos con despegue profundo se propagarían hacia la cobertura sedimentaria (Figura 31; Modelo 1). Otro mecanismo posible, explica la interacción entre los dominios a partir de la fuerte inversión tectónica de las estructuras extensionales y la generación simultánea de los corrimientos con despegue somero (Figura 31; Modelo 2) (Giambiagi et al., 2005). El acortamiento total de la cobertura sedimentaria para ambos mecanismos sería equivalente al acortamiento del basamento.

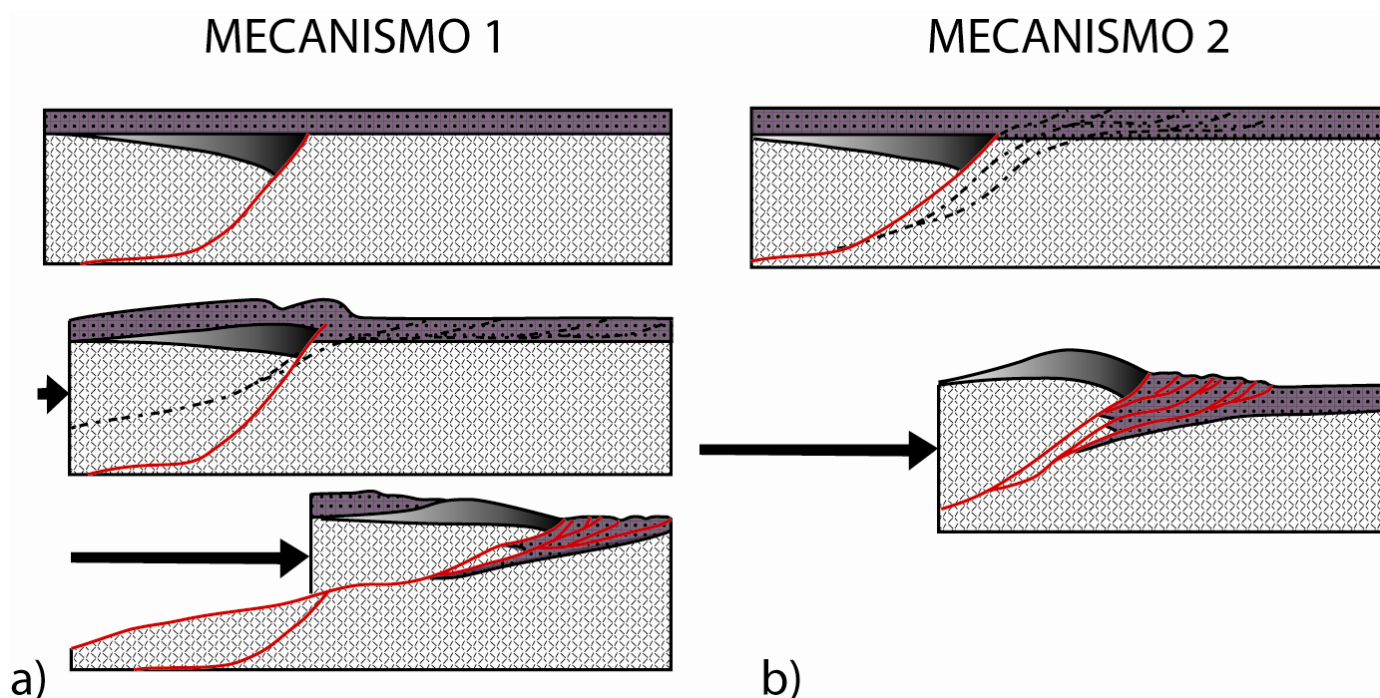


Figura 31: Posibles mecanismos de transferencia de la deformación entre un sector de piel gruesa y otro de piel fina. a) Las fallas normales podrían invertirse levemente o no durante una primera etapa de deformación, pero su control principal en la deformación es la ubicación de rampas en el basamento a partir de las cuales el desplazamiento de un nivel de despegue profundo (*by-pass fault*) es transferido hacia una cobertura sedimentaria. b) La fuerte inversión y la generación de fallas de basamento relacionadas a esta inversión (*short-cut faults*) son las responsables del grado de acortamiento observado en la cobertura sedimentaria en el sector de piel fina. Modificado de Giambiagi et al. (2005).

Si bien, los argumentos presentados por Pinto et al. (2010), que indican que la generación de fallas de corte (short-cut faults) se encuentra directamente relacionada al espesor de sedimentos de rift como de post-rift y syn-orogénicos, debido al gran acortamiento medido en la FPCA (Ramos et al., 2000; Giambiagi et al., 2003a) y con el fin de mantener la hipótesis del desarrollo sincrónico de fallas de basamento y de cobertura, es necesaria la presencia de un nivel de despegue ubicado dentro del basamento responsable de la generación del importante acortamiento. Debido a que el mecanismo de inversión de fallas normales pre-existentes no puede explicar por sí solo el grado de acortamiento observado en el DFPCA (Giambiagi et al., 2005), se propone que el mecanismo uno sería el más factible, donde la presencia de un nivel de despegue ubicado en el basamento sería la estructura responsable del transporte de las fallas normales invertidas (Figura 31; Mecanismo 1).

IV.6. Integración de modelos de la FPCA e Inversión Tectónica

A partir de la integración del modelo presentado por Ramos et al. (1991) (Traza BB'; Figura 16), junto con el modelo realizado en el presente trabajo es posible visualizar, al menos de modo esquemático, la envergadura de la FPCA y lo que sería el motor de su generación, a través de la inversión tectónica de la Formación Abanico (Figura 32).

Es notable, por otro lado, la vergencia este de las estructuras de primer orden encontradas. A diferencia del modelo propuesto por Armijo et al. (2010), sería posible a partir de este trabajo, inferir estructuras y geometrías en profundidad, que muestren que la deformación a escala cortical podría ser producida desde el Oeste, con vergencia de las estructuras principales hacia el este, tal como lo propone Farías et al. (2010).

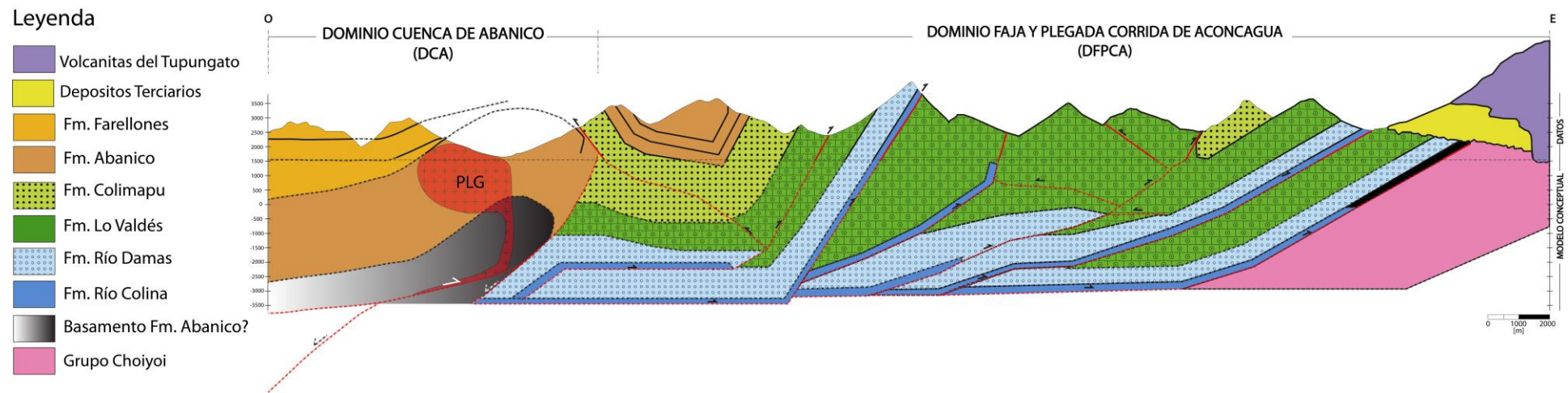


Figura 32: Perfil integrado. Hacia el oeste se aprecia el modelo estructural esquemático realizado en este trabajo, y hacia el este, el modelo propuesto por Ramos et al. (1991).

IV.7. Intrusión del PLG y sus posibles efectos en el desarrollo de estructuras fuera de secuencia

Común es hoy el reconocimiento del emplazamiento de intrusivos en sistemas de fallas compresivos y su entendimiento a partir de modelos análogos (Mazzarini et al. 2009; Montanari et al. 2009). Por otra parte, es reconocido el importante rol jugado por la inversión de fallas pre-existentes en la formación de trampas para hidrocarburos y mineralización, y es muy probable causar el emplazamiento de unidades intrusivas durante este tipo de deformación. Esto, debido a que la inversión de fallas extensionales pre-existentes produce una superposición de estilos estructurales y geometrías, formando estructuras complejas que facilitarían la circulación de fluidos y el ascenso de magmas (McClay, 2004). Por ende, no es descabellado asociar la intrusión de PLG con la falla invertida que se ha descrito en el presente trabajo (Figura 32).

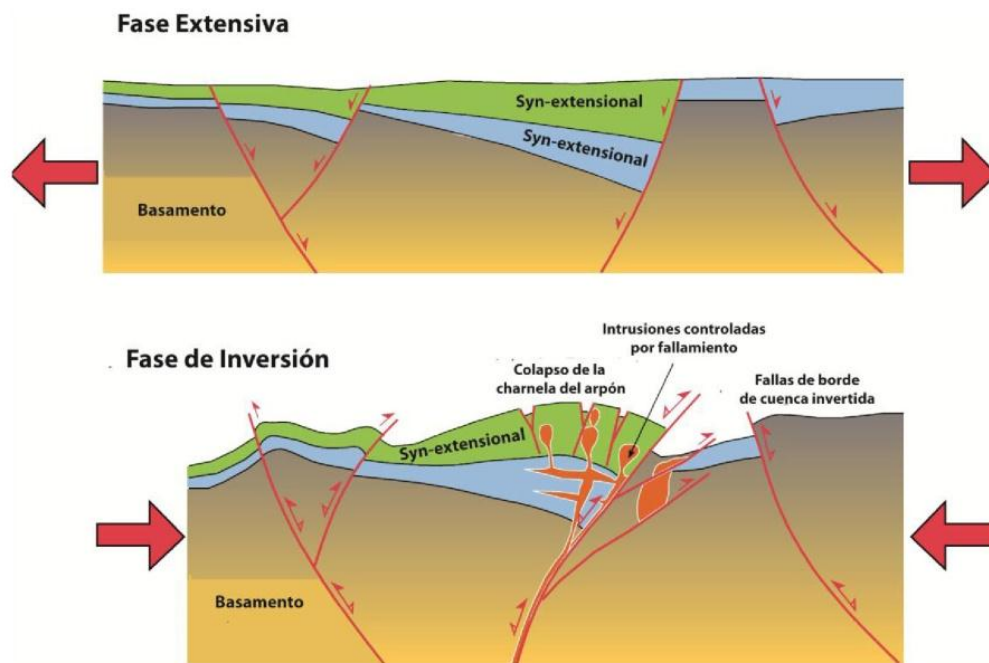


Figura 33: Modelo de emplazamiento de intrusivos y mineralización a través de un régimen de inversión de cuenca. Tomado de McClay (2004)

Por otro lado, dada la evolución temporal de las estructuras descritas y modeladas, es posible asociar al PLG con un pulso de inversión a los 10 Ma (su edad), este pulso pudo ser el motor de la etapa E2 (descrita anteriormente) de compresión que formó la FPCA, lo cual a su vez, puede ser relacionado con fallas fuera de secuencia presentes en la zona de estudio (Grocott et al., 2009) (Figura 34). Dadas estas condiciones es posible asumir que la falla El Coroinal es una falla fuera de secuencia (back-thrust) asociada a un pulso compresivo, muy probablemente impulsado por el PLG, una vez encontradas las condiciones de espacio (anticlinal asociado) necesarias para su emplazamiento.

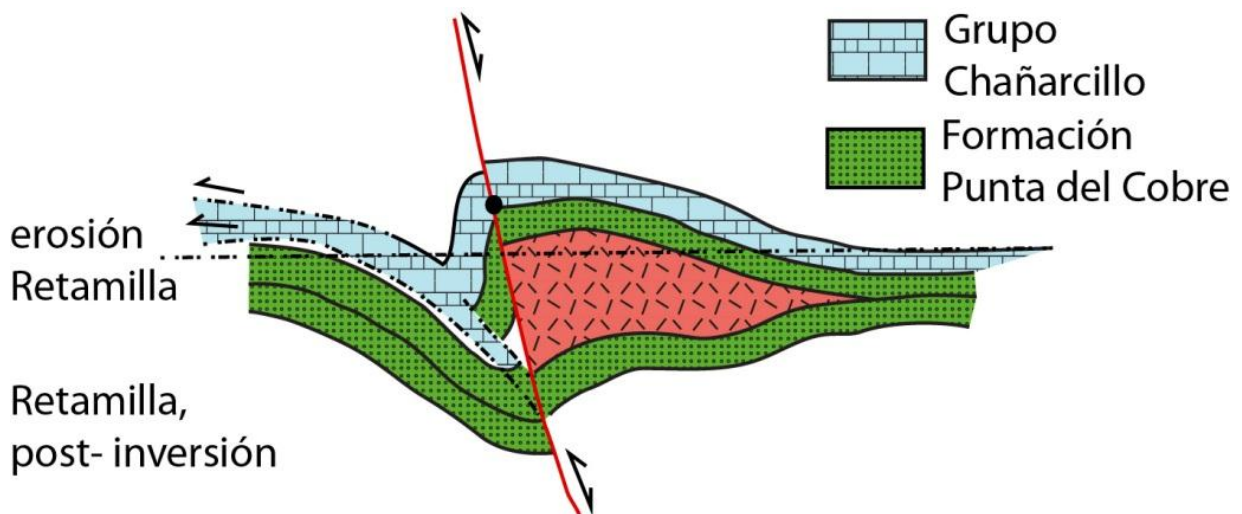


Figura 34: Emplazamiento de un Plutón debido a la reactivación de una falla normal pre-existente. Al invertirse la falla, se emplazaría un *syn*-plutón en el monoclinio formado durante la contracción. Nótese la posible relación entre la intrusión y corrimientos fuera de secuencia. Modificado de Grocott et al. (2009)

V.Capítulo V: Conclusiones

De acuerdo a lo expuesto, la zona de estudio presenta dos dominios estructurales bien marcados, caracterizados por la presencia de rocas de edad cenozoica (DCA) por un lado, y mesozoicas (DFPCA) por el otro.

En el DCA es posible encontrar evidencias geométricas y estructurales de la existencia de una inversión tectónica positiva, donde una falla pre-extensional habría controlado la depositación de la Formación Abanico durante el Eoceno superior a Oligoceno superior.

Posteriormente, durante el Mioceno, esta estructura habría sufrido un proceso de inversión tectónica mediante una falla de decapitación (By-pass fault), que transferiría la deformación hacia el DFPCA, mecanismo que explicaría el grado de acortamiento de la FPCA a esta latitud.

Durante el Mioceno medio, se habrían desarrollado los corrimientos en secuencia construyendo la parte más importante de la FPCA, seguido de un período de generación de corrimientos fuera de secuencia, momento en el cual habría tenido lugar la falla El Coroinal.

A los 10 Ma, el PLG habría aprovechado el espacio generado a partir de las geometrías formadas (Anticlinal de Inversión) para emplazarse.

A partir de estas evidencias, sería notable la existencia de una relación genética entre la inversión de la Cuenca de Abanico y el desarrollo de la FPCA, donde la primera actuaría como motor de la segunda. Además, la vergencia de estas estructuras de primer orden sería de Oeste a Este, es decir, el sentido de transporte es hacia el Este.

Por último, es clave la necesidad que surge a partir de este y otros trabajos (e.g. Tapia, 2010) de entender los procesos que relacionan a la Inversión Tectónica con las FPC, así como también los mecanismos de transferencia entre estos dominios, los que representarían un aporte sustancial en el alzamiento de la Cordillera Andina.

VI. Capítulo VI: Referencias

Amilibia, A., McClay, K., Sàbat, F., Muñoz, J.A. y Roca, E., 2005, Analogue Modelling of Inverted Oblique Rift Systems, *Geologica Acta*, v. 3, n. 3, 251-271.

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, T., Vargas, V., Campos, J., Lacassin, R., y Kausel, K., 2010, The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29, 1-34.

Barredo, D.S., Giambiagi, L., Tunick, M. y Martínez, A., 2010, CURSO TECTONICA EXTENSIONAL.: Earth.

Bechis, F., Giambiagi, L., Gracia, V., Lanés, S., Cristallini, E. y Tunik, M. Kinematic analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin, southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 32, 886-899 (2010).

Cegarra, M. y Ramos, V. A., 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En V. A. Ramos (Ed.): *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24 (14): 387-422, Buenos Aires.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., y Zurita, E., 2002, Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 117-139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., y Wyss, A.R., 2005, The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift: *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, v. 236, p. 43-77.

Cristallini, E. O. and Ramos, V. A., 2000. Thick-skinned and thinskin thrusting in La Ramada fold and thrust belt. Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL). *Tectonophysics*, 317: 205-235.

Davidson, J., and J.-C. Vicente (1973), Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las Nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena

(Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur), *Actas Congr. Geol. Argent.*, V, 11–55.

Fariás, 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*.

Farias, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., y Fock, A., 2010, Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building: *Tectonics*, v. 29, p. 22.

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: Santiago, Universidad de Chile.

Fock, A., Charrier, R., Fariás, M., y Muñoz, M.A., 2006, Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico: *Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial*, v. 6.

Giambiagi, L. B., Tunik, M. and Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30' - 34°S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14(7), 707-724.

Giambiagi, L. B., and V. A. Ramos (2002), Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 101–116, doi:10.1016/S0895-9811(02)00008-1.

Giambiagi, L. B., V. A. Ramos, E. Godoy, P. P. Alvarez, and S. Orts (2003a), Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude, *Tectonics*, 22(4), 1041, doi:10.1029/2001TC001354.

Giambiagi, L., P. P. Alvarez, E. Godoy, and V. A. Ramos (2003b), The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, *Tectonophysics*, 369, 1–19, doi:10.1016/S0040-1951(03)00171-9.

Giambiagi, L., Alvarez, P., Bechis, F. y Tunik, M., 2005, Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásico sobre el estilo de deformación en las fajas

plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza, Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (4), 662-671.

Godoy, E., Yáñez, G., y Vera, E., 1999, Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences: Tectonophysics, v. 306, p. 217-236.

Grocott, J., Arévalo, C., Welkner, D. y Cruden, A., 2009, Fault-assisted vertical pluton growth: Coastal Cordillera, north Chilean Andes, Journal of the Geological Society, 166, 295-301.

Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pangaro, F., Copely, 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, v. 20, p. 308-324.

Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A. and Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28° - 33° S). En R. S. Harmon y C. Rapela (Eds.): Andean magmatism and its tectonic settings. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137.

Mazzarini, F., Musumeci, G., Montanari, D. y Corti, G., 2010, Relations between deformation and upper crustal magma emplacement in laboratory physical models, Tectonophysics, 484, 139-146.

McClay, K.R., Buchanan, P.G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, pp. 93-114.

McClay, K. 2004. Structural models in the oil: the future for mineral exploration?, SEG 2004, Predictive Mineral Discovery Under Cover.

Mescua, J.F. & Giambiagi, L.B., 2012, Fault inversion vs . new thrust generation : A case study in the Malargüe fold-and-thrust belt , Andes of Argentina. Journal of Structural Geology 35, 51-63.

Mitra, G. and Sussman, A. J., 1992. Structural evolution of connecting splay duplexes and their implications for critical taper: An example based on geometry and kinematics of the Canyon Range culminaion, Sevier Belt, central Utah. Journal of Structural Geology, 19: 503-521.

Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Del Ventisette, C., Bonini, M. y Moratti, G., 2010, Experimental investigation on granite emplacement during shortening, *Tectonophysics*, 484, 147-155.

Mpodozis, C., y Ramos, V.A., 1989, The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, in Ericksen, G.E., Cañas, M.T., and Reinemud, J.A., eds., Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Volume 11, p. 59-90.

Pardo-Casas, F., y Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time: *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.

Ramos, V.A., Godoy, E., Lo Forte, G. y Aguirre-Urreta, M.B., 1991, 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes ampliados, 323-327.

Ramos, V. A., Godoy, E., Godoy, V. y Pángaro, F., 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Principal Argentino-Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes (33°30´S). *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 337-352, Buenos Aires.

Ramos, V. A., M. B. Aguirre Urreta, P. P. Alvarez, A. Coluccia, L. B. Giambiagi, D. Pérez, M. Tunik, and G. Vujovich, *Descripción de la Hoja Geológica Cerro Tupungato*, 1:250.000, Subsecr. de Min. De la Nac. Dir. Nac. del Serv. Geol., Buenos Aires, 2000.

Ramos, V. A., T. Zapata, E. Cristallini, and A. Introcaso (2004), The Andean thrust system— latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening, in *Thrust Tectonics and hydrocarbon Systems*, edited by K. R. McClay, *AAPG Mem.*, 82, 30–50.

Rauld, R., 2002, Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul: Santiago, Chile.

Sellés, D., y Gana, P., 2001, Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. Escala 1:100.000.: Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica, v. 4.

Sernageomin, 2003, Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000): Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Publicación Geológica Digital 4.

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

Somoza, R., y Ghidella, M.E., 2005, Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 60, p. 797-809.

Thiele, R., 1980, Hoja Santiago, Región Metropolitana: Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Carta Geológica de Chile 29.

Uliana, M., K. Biddle, and J. Cerdán (1989), Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins, in *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*, edited by A. J. Tankard and H. R. Balkwill, AAPG Mem., 46, 599–613.

Wall, R., Sellés, D., y Gana, P., 1999, Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltill-Santiago, Región Metropolitana Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico, v. 11.

Wyss, A. R., M. A. Norell, J. J. Flynn, M. J. Novacek, R. Charrier, M.C. McKenna, D. Frassinetti, P. Salinas, and J. Meng (1990), A new early Tertiary mammal fauna from central Chile: Implications for stratigraphy and tectonics, *J. Vertebr. Paleontol.*, 10, 518–522.

Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Fantín, J., Valcarce, G.Z., Bottesi, G. y Varade, R. Syn Rift in the Malargüe Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuque Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology* 30, 839-853 (2008).

Yamada, Y. y McClay, K. (2003), Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration, *Journal of Structural Geology*, 25, 1551-1560.

VII. Anexos

VII.1. Anexo 1: Conceptos Estructurales:

VII.1.1. Concepto de Inversión Tectónica

La inversión tectónica es un concepto que ha sido desarrollado en base a los avances de estudios de líneas sísmicas hechas para la industria petrolera y se han reconocido casos de cuencas invertidas hace mucho tiempo.

Este proceso ocurriría cuando en una cuenca controlada inicialmente por fallas extensionales, se reactivan estas últimas con un movimiento inverso producto de una compresión tectónica posterior. La inversión tectónica puede ser positiva si la extensión es seguida de compresión, o negativa si la compresión es seguida por extensión (Coward, 1995). Se la reconoce por el cambio en el desplazamiento de las fallas de normal a reverso, cambio en la polaridad del relieve estructural y la expulsión de los depósitos de syn-rift (Turner y Williams, 2004).

Estructuras asociadas a inversión

Anticlinal de grandes dimensiones: asociado a fallas compresivas de alto ángulo producto de la inversión de una falla extensional previa (Williams et al., 1989).

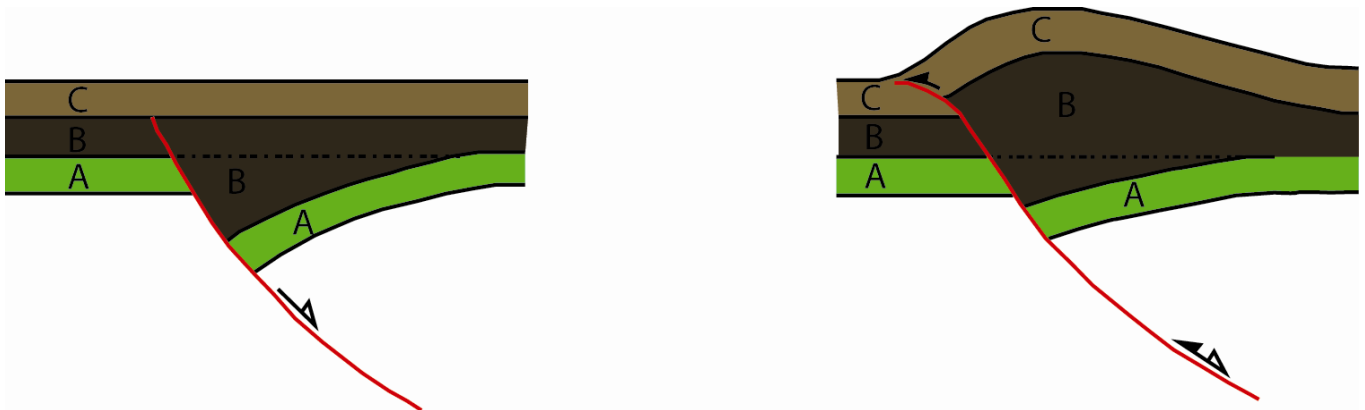


Figura 35: Diagrama esquemático de una estructura de inversión positiva. A, pre-rift; B, sinrift; C, postrift. Modificado de Williams et al. (1989).

Presencia de un punto nulo a lo largo de la falla: que la separa en dos segmentos, el inferior de extensión neta y el superior de compresión neta (Williams et al., 1989).

El punto nulo migra estratigráficamente hacia abajo a medida que se invierte la falla normal.

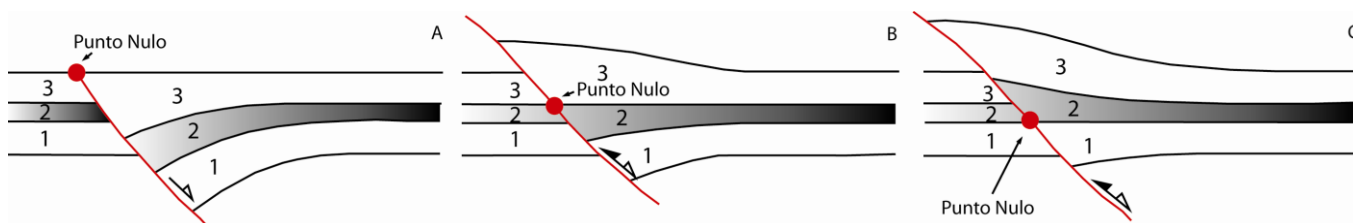
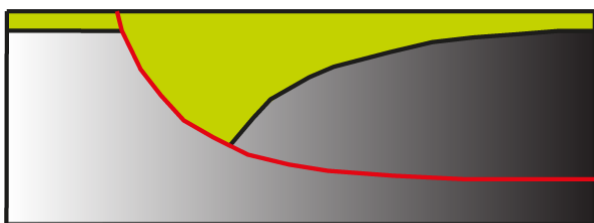


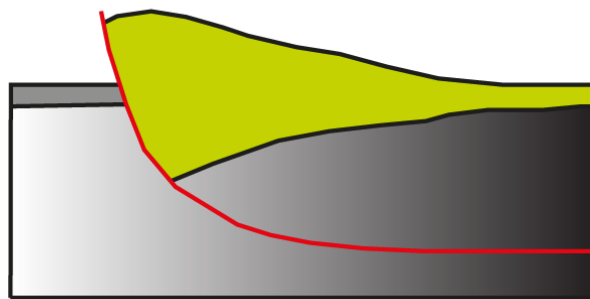
Figura 36: Diagramas secuenciales de la inversión de una falla normal. El punto nulo se mueve progresivamente hacia la parte inferior del sinrift. Modificado de Williams et al. (1989).

Fallas de atajo (short-cut fault) y fallas de sobrepaso (by-pass fault): Las fallas de atajo se producen cuando una falla normal reactivada en profundidad es abandonada a profundidades someras (McClay y Buchanan, 1992). Las fallas de sobrepaso son fallas nuevas desarrolladas en la pared colgante de la falla normal previamente invertida (o sin inversión) (Hayward y Graham, 1989).

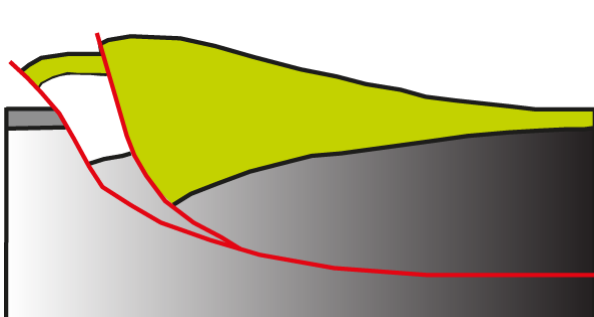
A. Extensión: generación de un hemigráben y un anticlinal de rollover



B. Inversión: generación de una estructura en arpón



C. Inversión: generación de un short-cut fault (falla de corte)



D. Inversión: generación de un by-pass fault (falla de sobrepeso)

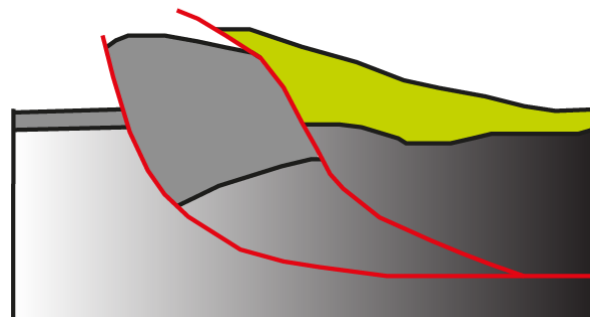


Figura 37: Estructuras asociadas a la inversión de una falla lítrica. Modificado de McClay y Buchanan (1992).

Efecto de contrafuerte (buttressing): Cuando la falla principal no es susceptible a invertirse o lo hace moderadamente, es probable que el acortamiento horizontal se concentre en las rocas sedimentarias del rift, generando corrimientos y pliegues apretados contra el basamento de la pared de la falla principal (Cooper et al., 1989; Butler, 1989; Bailey et al., 2002).

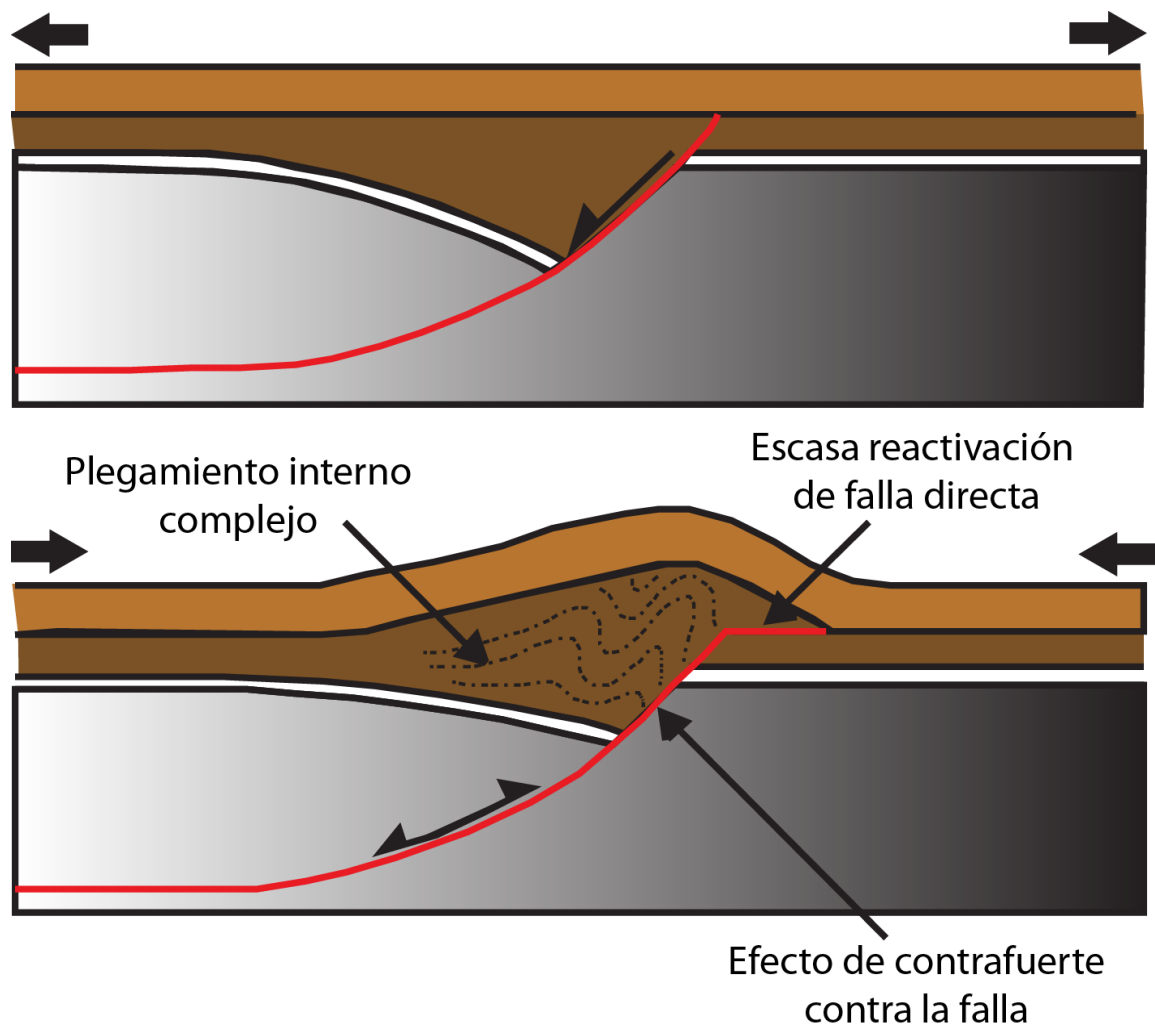


Figura 38: Efecto de contrafuerte contra una pared basal de basamento que genera un plegamiento intenso del sinrift. Modificado de Cooper et al. (1989).

Inversión de estructuras de colapso de pared colgante: la inversión de estructuras de colapso de pared colgante puede generar geometrías de pop-up, formadas a partir de la inversión de fallas extensionales sintéticas y antitéticas.

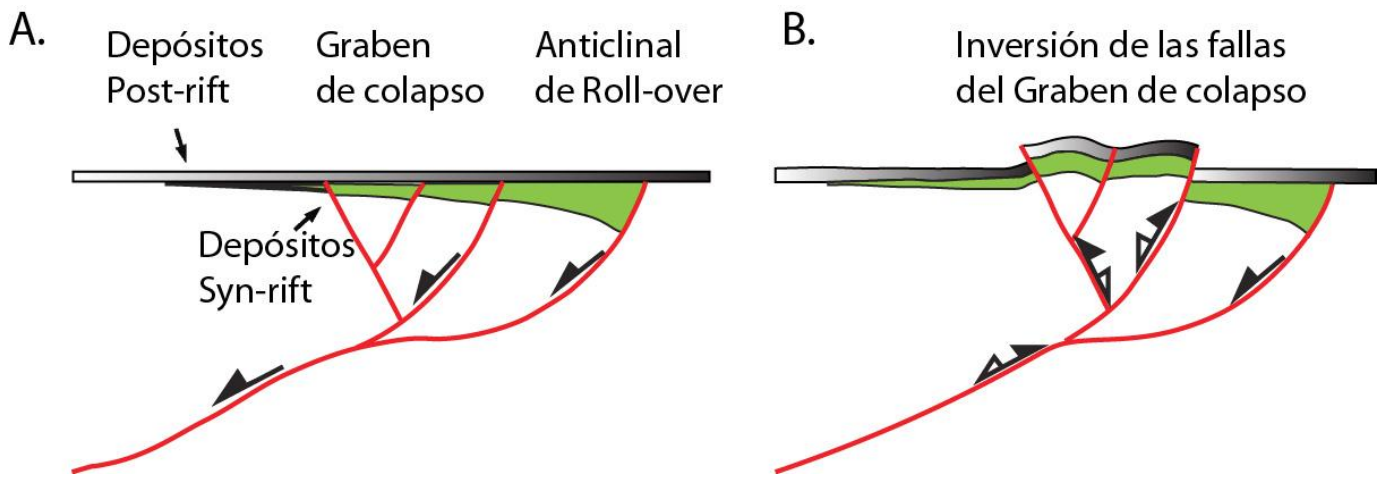


Figura 39: Estructuras de graben de colapso e inversión selectiva del mismo. Modificado de Giambiagi y Ramos (2002).

Inversión tectónica de una falla lítrica:

Las fallas normales preexistentes son susceptibles a la inversión tectónica durante un periodo posterior de compresión, si tienen un ángulo menor a 60° . Las fallas lítricas son propensas a reactivarse ya que sus sectores inferiores y medios poseen bajo ángulo de inclinación. Sin embargo, muchas veces se observa que el sector superior de la falla no es reactivado y, como consecuencia de la inversión del sector inferior, se genera una falla de atajo en la pared basal de la falla.

Los modelos análogos realizados por Pinto et al. (2010) indican que la tendencia a la generación de fallas de corte (short-cut faults) está relacionada al espesor de sedimentos de rift como de post-rift y syn-orogénicos. A mayor espesor de sedimentos, mayor tendencia a generar fallas de corte con raíz en las fallas normales previas.

Durante la compresión de un área que estuvo previamente sujeta a una etapa de rifting existen cuatro tipos de interacción entre las estructuras extensionales previas y el desarrollo posterior de estructuras compresivas (Mitra, 1993; Gelabert et al., 2004): (i) que las fallas extensionales previas se inviertan; (ii) que la falla extensional previa provea una concentración de esfuerzos para la localización de corrimientos en la pared colgante; (iii) que la falla extensional previa provea una concentración de esfuerzos para la localización de retrocorrimientos en la pared colgante; o (iv) que la

falla normal previa se pliegue y sea decapitada por las estructuras compresivas posteriores.

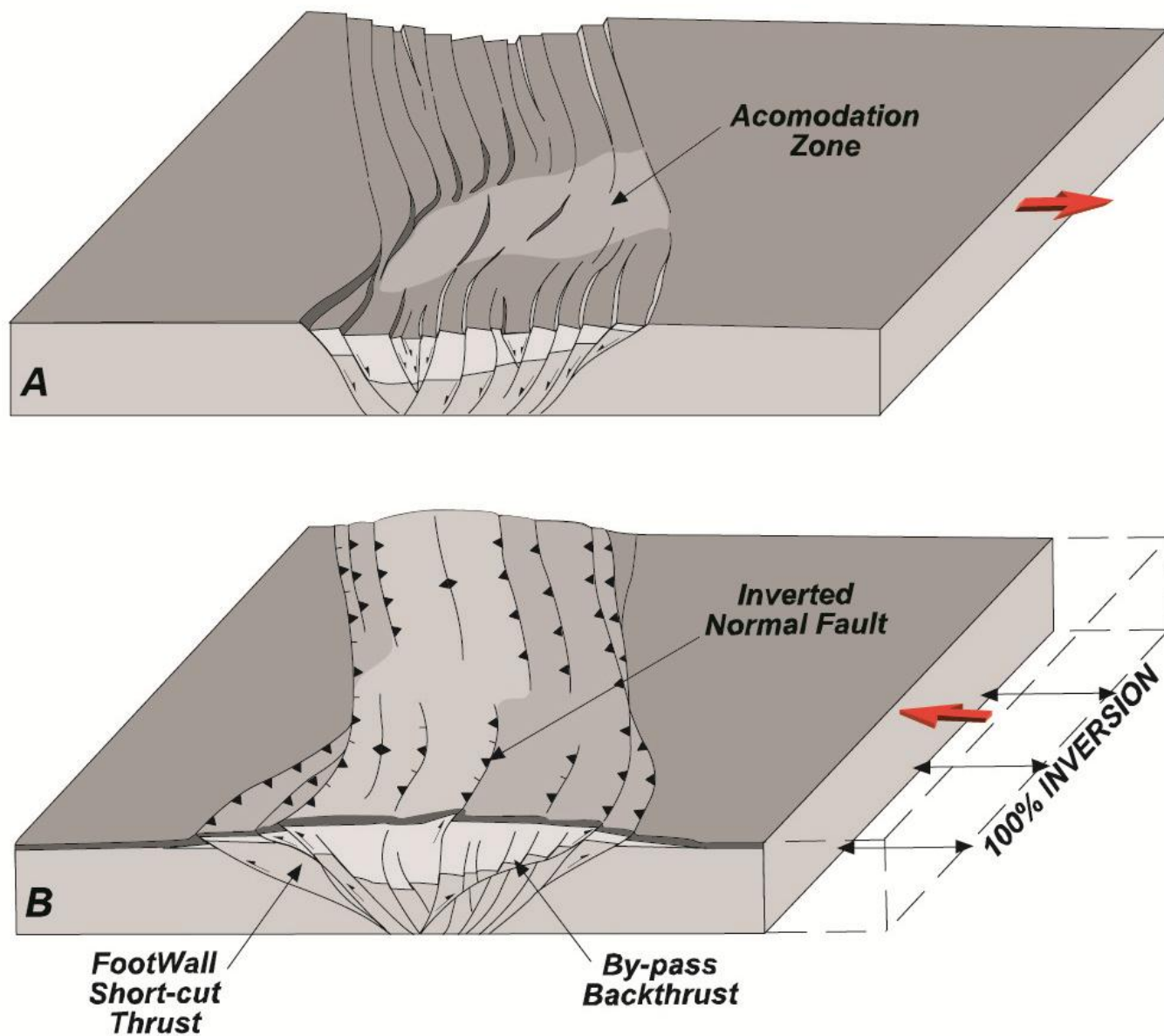


Figura 40: Inversión tectónica de dos hemigrábenes y de una zona de acomodación ubicada entre ambos. Tomado de Amilibia et al. (2005).