



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

**CONFIGURACIÓN Y EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL POST-OLIGOCENA
DE LA PRECORDILLERA DE CAMIÑA, REGIÓN DE TARAPACÁ,
CHILE
(19°14'-19°32'S/69°13'-69°38'W)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

SEBASTIÁN SANTIAGO HERRERA ESCOBAR

PROFESORA GUÍA:

LUISA PINTO LINCOÑIR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

**MARCELO FARIÁS THIERS
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ**

SANTIAGO DE CHILE

Marzo, 2013

RESUMEN

El alzamiento del flanco occidental del Altiplano a lo largo de la Precordillera del norte y extremo-norte de Chile (18-21° S) ha sido explicado por el desarrollo de un sistema contraccional de escala regional vergente al oeste que involucra pliegues y corrimientos, y delimita la Depresión Central de la Cordillera Occidental. Este sistema, denominado WTS (*West Vergent Thrust System*) ha tenido actividad desde el Oligoceno-Mioceno hasta tiempos actuales, y ha deformado una cobertura neógena compuesta principalmente de unidades volcanoclásticas y sedimentarias que se encuentra bajo un substrato pre-Oligoceno cuyas características varían a lo largo de su rumbo principal.

Sin embargo, las características de la deformación neógena todavía no han sido bien constreñidas en las zonas ya estudiadas de la Precordillera, como tampoco la relación entre los estilos de deformación de substrato y cobertura.

Este trabajo propone una posible configuración y evolución estructural del WTS en la Precordillera del área de Camiña (19°14'-19°32'S/69°13'-69°38'W), la cual exhibe dos dominios estructurales de vergencia principal al sur-oeste, ambos pertenecientes al WTS. El dominio principal presenta una única vergencia y deformación de carácter monoclinial. El dominio nororiental presenta estructuras de vergencia principal al oeste – sur-oeste, pero exhibe pliegues de vergencia opuesta. En conjunto, las estructuras de ambos dominios deforman una cobertura oligo-miocena dispuesta bajo unidades pre-cenozoicas que se exponen gracias a la profunda incisión de las quebradas de la Precordillera a estas latitudes.

Mediante un análisis estructural en el área de Camiña, se determinó que los dominios estructurales reconocidos han sufrido de actividad tectónica contraccional desde tiempos pre-Oligocenos, y que la deformación neógena experimentó máximos en, (1) el Oligoceno tardío – Mioceno temprano, y (2) Mioceno tardío. Entre estos máximos, se desarrollaron corrimientos y pliegues con vergencia y desarrollo secuencial hacia el oeste, y corrimientos y pliegues fuera de secuencia para el régimen contraccional posterior al Mioceno tardío. Se logró establecer que los dominios estructurales experimentan un relevo en cuanto a su actividad tectónica posterior a los ca. 7 Ma, edad en que la deformación se traspasa hacia el dominio nororiental. Los dos *peaks* de deformación se correlacionan temporalmente a lo largo del WTS, y la zona de estudio presenta similitudes y características estructurales comparables con otras regiones estudiadas en la Precordillera a otras latitudes, tales como las regiones de Belén, Quebrada Tarapacá y Altos de Pica.

A pesar de que este análisis también incluye estructuras de desarrollo pre-Oligoceno en el substrato, su exposición limitada no permitió establecer un control directo entre estas, y el desarrollo y estilo de la deformación en unidades neógenas. De todas formas, el modelo estructural conceptual propuesto incluye estructuras de substrato que habrían generado deformación en cobertura, pero que no necesariamente incluya, en su génesis, evolución y estilo, una herencia estructural previa directa.

En base a la elaboración de secciones estructurales esquemáticas, se ha estimado, en una primera aproximación, un alzamiento relativo de al menos 1950 m para el dominio estructural principal, y un mínimo de 750 m para el dominio estructural nororiental. De la misma manera, se determinó un acortamiento mínimo de ca. 1300 m, equivalente a un 6,8%. Estas magnitudes permiten establecer una estimación de tasas de alzamiento medias de ~0,12 mm/a entre ca. 24 Ma y ca. 8.2 Ma, y ~0,107 mm/a desde los ca. 7 Ma hasta el Presente.

*“Porque cantarle a la Tierra
tiene sentido y razón.”*

MOISÉS CHAPARRO

*Dedicado a mi abuelita, Rosa Henríquez Bravo, y
a su hermana, Norma.*

Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a mi profesora guía Luisa Pinto, quien guió, acotó y discutió constantemente el trabajo llevado a cabo para elaborar esta memoria. Sin su empeño y dedicación, este resultado no hubiese sido elaborado de la valiosa forma en que se realizó, en términos de aprendizaje, madurez profesional y compromiso. De la misma manera, agradezco el apoyo, ayuda y estima recibida por los profesores Marcelo Farías y Reynaldo Charrier.

Agradezco también al proyecto de cartografía de las hojas 1:100.000 Guaviña, Isluga, y Camiña, en el cual se enmarcó, financió y realizó este trabajo.

Entre todos aquellos que han sido parte de mi formación desde niño hasta mi temprana adultez, es un honor agradecer también a los que han marcado mis pasares a través de mis veinticinco años. Al ser un dilema reconocer el apoyo de tantos, no queda más que reconocer a los que más influyeron en el proceso que se enmarcó en la elaboración laboriosa de este documento escrito con fuego, en múltiples y curiosos sentidos.

Acorde a lo anterior, quisiera agradecer desde lo más profundo de todo lo que soy, y todo lo que represento para ustedes,

A mis amigos del plan común; Sebastián Fehlandt, Francisco Plana y Tomás Vallejos, con los cuales nos forjamos al comienzo de la etapa más difícil de nuestras vidas hasta entonces, donde a menudo no quedaba más que poner aguante;

A los que formaron y formamos parte del proyecto de las cartas geológicas, con quienes compartimos horas y horas de oficina y laboriosos terrenos; Javier Búho Cortés, Irene Del Real, Nachete Valenzuela, Rodrigo Quiroga, Javi Morandé y Susy Q. Henríquez. También, a quienes me ayudaron de manera incommensurable en las campañas de terreno de la Hoja Camiña y de mi memoria; Pablo Bobadilla y Valentinilla Astudillo. También a Fofito Álvarez, Nicolás Poblete, Fernanda Cánada Soto, Valeska Farías, Matías Peña, Hernán Bobadilla, Álvaro Carter Contreras, Iván Gómez, Vladimir Vicencio, Guga Maureira, Yerko Simicic y Javier Estrella Reyes;

A María Rosa Rocco y Blanca Baccola, gracias a quienes salvé de engorrosos embrollos, conflictos, papeleos, convalidaciones, y con quienes también compartí lamentos y risas. A ambas, doy muchas gracias;

A mis emblemas de creadores e intérpretes de la música; Stone Gossard, Eddie Vedder, Jeff Ament, Mike McCready, Jack Irons, Matt Cameron, Dave Krusen, Dave Abbruzzese, Jorge Coulon, Horacio Salinas, José Seves, Elizabeth Morris, Víctor Jara, Gaz Coombes, Rob Coombes, Mick Quinn, Danny Goffey, Jorge González, Chris Cornell, Kim Thayil, Ben Shepherd, Layne Staley, Jerry Cantrell, Patricio Manns, John Lennon, James Hetfield, Lars Ulrich, Jason Newsted, Kirk Hammett, Alex Anwandter, Dave McCabe, Abi Harding y Cristóbal Briceño;

A mis emblemas de quienes dedican y dedicaron su vida al deporte más lindo de todos y otros; Mario "Oso" Nuñez, Jaime González, Toribio Caballero, Rolando Azás, Roberto "Beto" González, Juan "Candongá" Carreño, Iván "Bam-Bam" Zamorano, Marcelo "Matador" Salas, Alberto "Beto" Acosta, Manuel "Chato" Alarcón, Luis Nazario Da Lima, Álvaro "Chino" Recoba, Paolo Montero, Paolo Maldini, Nicolás Massú, Martín "El Loco" Palermo, Giancarlo Maldonado, Nicolás Diez, Daniel "Negro" Pereira, Cristóbal "Pachorra" González, Carlos Carmona, Alejandro "Janino" López, Julio Barroso, Juan Rodrigo Rojas, Diego Lugano, Juan "Riggo" Moya, Vito Manuel, y, el más grande de todos, Hans "Hans" Gómez;

A los Clubes Deportivos O'Higgins de Rancagua y Las Delicias, por entregarme tanto, y casi todo;

A los mejores compañeros de escuela que pude tener, y con quienes tuve la inmensa suerte de compartir los últimos años, en la magia de los terrenos y en el trajín de las ciencias de la Tierra; María Angélica Contreras, Pablo Molina, Sebastián Bascuñán y Álvaro "Chino" Espinoza;

A quienes admiro profundamente, y a quienes la historia los sostiene como emblemas de compleja mezcla de virtud y defecto; Marcelo Bielsa, Ciro Bustos, Ernesto Guevara, Gladys Marín, y Salvador Allende;

A mis mejores amigos de siempre; Diego Solís y Nicolás Hipp. Por acompañarme en sueños, alegrías, momentos dolorosos y eufóricos, en la pasión intrínseca de ser hinchas de O'Higgins de Rancagua, y de ser amantes de la música y de las niñas, amantes de las tardes de verano, de la psicodelia y la locura de los viajes estratosféricos e intergalácticos que nos llevaron y nos seguirán llevando hasta los confines de nuestro maravilloso Universo;

A mis queridos primos y primas, Andrés, Santiago, Camila, Manuela y Josefa Escobar; Juanjo, Dano y Anita "Chica" Herrera. A mis queridos tíos Raúl Escobar, Verónica Atton, Erika Moraga y Carmen Hipp. A ellos, por el cariño y la preocupación que nunca han dejado de mostrarme;

A Daniel Rodríguez por su apoyo y ganas de ayudar, y por lo fundamental y esencial que pude encontrar en cada una de sus palabras;

A mis amigas Moyra Montes y Valeria Zavala, por estar siempre junto a mí, en las buenas y en las malas, en lo adverso y a favor de la corriente, de copiloto o al volante. Les doy gracias, simplemente, por ser las mejores y más lindas niñas del mundo;

A Negri, Hiena, Pompina, Vicente, Cucky, Boby, Coby, Ronco y Diana por su pureza y lealtad. A Albertina, Puma y el gato Aurelio por su ternura y misterio;

A mi hermano Benjamín por nunca dejar de entregar su genuina alegría, su infinito y, a veces, incomprensible humor, su silencioso apoyo, sus ganas de jugar, su belleza e inocencia;

A mi abuela Rosa Henríquez, por formar a mi Madre en la adversidad, por cuidarme, regalarme y amarme desde pequeño. Por contarme su historia, por cultivar la simpleza y la humildad, y por empujar mi coche hasta el día de hoy.

A mis padres, Marta Escobar y Miguel Herrera, por guiar mis pasos y los de mi hermano por entre nuestro inmenso y mágico bosque. Por enseñarme a querer tan profundamente al mar y a los Andes, al riachuelo, a los queltehues, a los ratoncitos, a las lagartijas, al tique, al trichahue y a los cipreses. Pero por sobre todas las cosas, por el amor... por el infinito amor.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. Formulación del problema	7
1.2. Hipótesis de trabajo	10
1.3. Objetivos	10
1.3.1. Objetivo general	10
1.3.2. Objetivos específicos	10
1.4. Ubicación y vías de acceso	11
1.5. Metodología	12
2. MARCO GEOLÓGICO	13
2.1. Características generales de los Andes Centrales	13
2.2. Marco geotectónico	13
2.3. Marco estructural	14
2.4. Unidades morfoestructurales	15
2.4.1. Depresión Central (Dc)	15
2.4.2. Precordillera (Pc)	15
2.4.3. Cordillera Occidental	15
2.4.4. Altiplano	16
2.5. Marco geomorfológico para el área de Camiña	16
2.6. Marco litoestratigráfico	17
2.6.1. Unidades pre-cenozoicas	19
2.6.2. Unidades cenozoicas	19
2.7. Antecedentes geológicos locales	23
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE CAMIÑA	24
3.1. Introducción	24
3.2. Unidades litoestratigráficas	25
3.2.1. Paleozoico Superior	25
3.2.2. Jurásico Inferior – Cretácico Superior	26
3.2.3. Oligoceno superior – Mioceno superior	33
3.2.3. Unidades post-Mioceno	48
3.3. Geología estructural	50
4. ANÁLISIS Y MODELO ESTRUCTURAL	61
4.1. Análisis de la expresión superficial de estructuras neógenas en el área de Camiña	61
4.2. Modelo estructural en profundidad	68
5. DISCUSIONES	73
5.1. Discontinuidad y cambios de rumbo en las estructuras neógenas	73
5.2. Evolución estructural y depositacional del área de Camiña durante el Neógeno	74
5.3. Implicancias estructurales del área de Camiña para el WTS y ETS	78
6. CONCLUSIONES	82
7. REFERENCIAS	83

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1.1 Mapa geológico simplificado de las regiones de Tarapacá y Arica y Parinacota.....	9
Figura 1.2 Ubicación y Vías de Acceso. Imagen de Modelo de Elevación Digita	11
Figura 2.1 Evolución de la configuración de la tectónica de placas en el margen occidental de Sudamérica.....	13
Figura 2.2. Configuración esquemática del orógeno andino a escala cortical para el norte de Chile y el centro-occidente de Bolivia.....	14
Figura 2.3 Modelo de elevación digital DEM para el área de Camiña.....	18
Figura 3.1. Cronoestratigrafía generalizada para el área de Camiña.....	24
Figura 3.2. Filitas micáceas verdosas Miembro Inferior de la Fm. Quebrada Aroma.....	26
Figura 3.3. Formación Quebrada Coscaya subyaciendo en discordancia angular a Fm. Altos de Pica en sector de quebrada Soga	27
Figura 3.4. Litología de la de la Formación Quebrada Coscaya a escala de afloramiento.....	27
Figura 3.5. Vista panorámica al SSE desde el sector de Quebrada Soga.....	28
Figura 3.6. Tobs de la Fm. Chusmiza en Quebrada Retamilla-Paucata.....	30
Figura 3.7 Vista panorámica hacia el norte de las Formaciones Co. Empexa y Altos de Pica en Quebrada Retamilla	32
Figura 3.8. Lavas andesíticas autobrechizadas de la Fm. Cerro Empexa en Quebrada Pinavane.....	33
Figura 3.9. Afloramientos documentados para la Fm. Altos de Pica en la localidad de Camiña.....	38
Figura 3.10. Afloramientos de la Fm. Altos de Pica.....	38
Figura 3.11. Afloramiento de tobas cineríticas cristalinas en ignimbrita del Miembro 4 de la Formación Altos de Pica	39
Figura 3.12. Brechas polimícticas de bloques de la Fm. El Diablo.....	41
Figura 3.13. Nivel de conglomerados monomícticos, posiblemente pertenecientes al Miembro Superior de la Fm. El Diablo.....	42
Figura 3.14. Nivel de conglomerados polimícticos pertenecientes al Miembro 1 de la Fm. El Diablo.....	43
Figura 3.15. Formación El Diablo en zona centro – oriental del área de Camiña en Quebrada Retamilla – Paucata.....	44
Figura 3.16. Areniscas medias a gruesas grises de composición andesítica de la Fm. Lupe.....	46
Figura 3.17. Areniscas finas de composición cinerítica de la Fm. Lupe.....	46
Figura 3.18. Coladas de lavas andesíticas del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane en las cercanías de Quebrada Retamilla-Paucata.....	48
Figura 3.19. Mapa estructural del área de Camiña bajo modelo de elevación digital (DEM).....	51
Figura 3.20 Vista hacia el norte de la flexura Moquella en la localidad homónima.....	52
Figura 3.21. Vista hacia el sur de la flexura Quistagama desde la Pampa de Nama.....	53
Figura 3.22. Vista al sur de la falla Cuisama desde la Pampa de Nama.....	54
Figura 3.23 Vista panorámica al Norte de las flexuras Aroma y Soga en Quebrada Patarisa.....	56
Figura 3.24. Vista al NNW de la Falla Soga en la Quebrada Itapillán.....	57
Figura 3.25. Limbo occidental de la flexura Paucata desde el sur de la Quebrada De La Chiña.....	58
Figura 3.26. Serie de pliegues vergentes al este asociados al crecimiento de la flexura De la Chiña.....	60
Figura 4.1. Esquema de estructuras y deformación en flexión de rumbo de monoclinales por fallamiento transcurrente.....	62
Figura 4.2 Mejor aproximación para la configuración estructural superficial de la zona occidental de Negev del Norte (Israel) ...	62
Figura 4.3. Sistema segmentado en la zona de falla Ostler, NZ.....	62
Figura 4.4. Ubicación de las estructuras de cobertura y de substrato, y zona de transferencia en mapa geológico del área de Camiña.....	64
Figura 4.5. Cambio en la dirección de rumbo de las flexuras Aroma y Soga en mapa geológico del área de Camiña.....	64
Figura 4.6. Evidencias de desplazamiento oblicuo en estructuras mesoscópicas desarrolladas en los limbos de las flexuras Aroma, Soga y Moquella.....	66
Figura 4.7 Modelo en planta de las estructuras de substrato para la zona de estudio.....	67
Figura 4.8. Sección estructural AA' para la porción occidental del Dominio Estructural Principal.....	69
Figura 4.9. Sección estructural BB' para el Dominio Estructural Principal.....	69
Figura 4.10. Sección estructural para el Dominio Estructural Nororiental.....	70
Figura 5.1. Mapa geológico de la región de Aroma.....	74
Figura 5.2. Esquema de la evolución tectonoestratigráfica para el área de Camiña.....	76
Figura 5.3 Configuración estructural en superficie del margen occidental del Altiplano entre los 18°30' y 20°30' S ...	79
Figura 5.4 Configuración esquemática del WTS a escala cortical para los 19°30' S.....	81
Tabla 1.....	20
Tabla 2.....	40

I. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

La evolución del flanco occidental del Altiplano, y su carácter monoclinial (Isacks, 1988), ha sido explicado por el desarrollo de dos sistemas estructurales de escala regional, bajo acortamiento, y de vergencia opuesta. Éstos son, el WTS (*West Vergent Thrust System*), y el ETS (*East Vergent Thrust System*), ubicados en la Precordillera y la Cordillera Occidental, respectivamente. El WTS está constituido por estructuras contraccionales de vergencia oeste, y ha tenido actividad desde el Oligoceno-Mioceno hasta tiempos actuales (e.g., Muñoz y Charrier, 1996; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005; Charrier et al., 2012). Involucra pliegues y corrimientos, deformación de escama gruesa, y delimita la Depresión Central de la Cordillera Occidental. El alzamiento tectónico asociado al WTS habría sido del orden de los 3200 ± 200 m con tasas de ca. 392 m/Ma (Muñoz & Sepúlveda, 1992; Muñoz & Charrier, 1996; Riquelme, 1998; Pinto et al., 2004; García & Hérial, 2005; Farías et al., 2005). Este mega-sistema estructural se extiende, con un rumbo N-NNW, desde los 18° S hasta los $\sim 20^\circ 30'$ S, a lo largo del Piedemonte Altiplánico en el sur de Perú, y el norte y extremo norte de Chile.

La zona de estudio (Fig. 1.1), designada en este trabajo como área de Camiña, se localiza en la zona de transición entre la Depresión Central y la Cordillera Occidental, entre $19^\circ 14' - 19^\circ 32' \text{S} / 69^\circ 13' - 69^\circ 38' \text{W}$ (Región de Tarapacá, Chile). A la vez, incluye a las quebradas de Camiña, Soga y Aroma, cuyas profundas incisiones exponen estructuras que forman parte del WTS; principalmente pliegues monoclinales con vergencia oeste.

En la Quebrada Camiña, Pinto (1999) y Pinto et al. (2004) analizaron la evolución de la Flexura Moquella, un monoclinial asociado a una falla inversa ciega somera. Este pliegue deforma un substrato Mesozoico sobreyacido por una cobertura Cenozoica, la cual expone discordancias progresivas en forma de estratos de crecimiento sincrónicos al desarrollo de la estructura. Produce un desnivel topográfico estimado de al menos 700 m, generado entre ca. 26 y 9-8 Ma. En la Quebrada Soga, Farías (2003) y Farías et al. (2005), determinaron que la prolongación hacia el sur de la Flexura Moquella (Flexura Aroma) estaría desplazada ca. 5 km al este por el desarrollo de una falla inversa con componente de rumbo sinistral (Falla Soga). La Flexura Aroma pertenece a otro sistema de estructuras, cuyo desarrollo también estaría asociado a fallas inversas ciegas. Estas estructuras corresponden a las flexuras Soga, Aroma, y Calacala, que también presentan sedimentación sintectónica, y deforman una cobertura Neógena volcánica – sedimentaria correlacionada a la documentada en Quebrada Camiña. Por su parte, éste sistema produce un desnivel topográfico de ca. 1100 m, sin considerar el aporte de la Flexura Calacala, desde el Oligoceno superior hasta el presente.

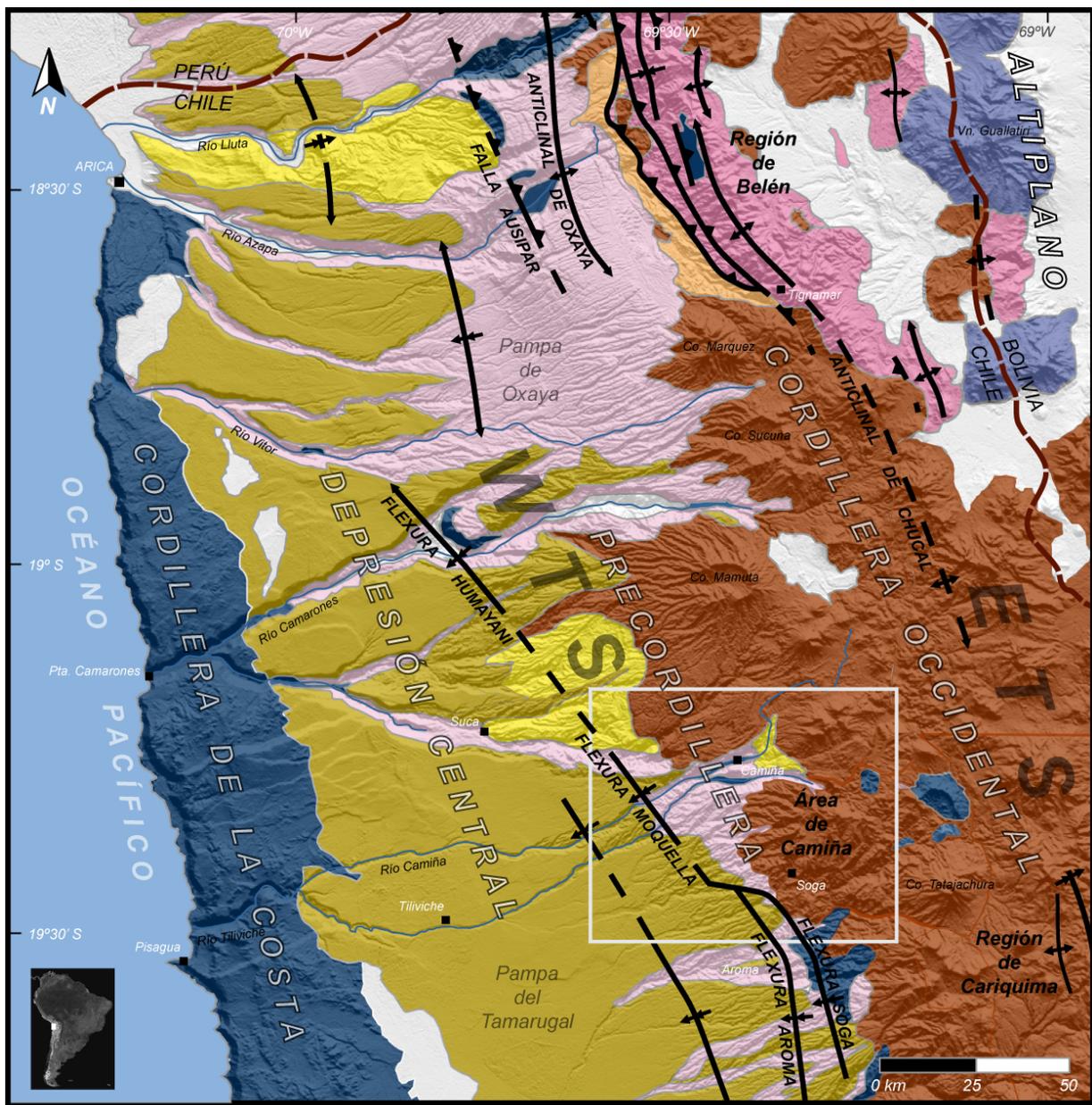
Sin embargo, las interpretaciones propuestas para la comprensión de la geología estructural del área de Camiña no son suficientes para explicar el carácter discontinuo del rumbo de los pliegues monoclinales que la caracterizan. Lo anterior se deduce a partir de ejemplos naturales, modelos numéricos y fotogramétricos (e.g., Shamy & Eyal, 1995; Tindall, 2000; Roznovsky & Aydin, 2001; Fischer & Keating, 2005; Davis et al., 2005) que muestran que discontinuidades en pliegues monoclinales exhiben fuertes patrones de indicadores cinemáticos, de escala meso y macroscópica, junto a otro tipo de evidencias, que no han sido documentados en las zonas de máximo desplazamiento de rumbo en la Falla Soga, sugiriendo que la relación entre

la Flexura Moquella, y las flexuras de Aroma y Soga tendría un control estructural que, en su desarrollo, no necesariamente incluya un comportamiento transcurrente en zonas de discontinuidad.

A escala regional, el grado de deformación o desplazamiento asociado a sistemas contraccionales es generalmente continuo a lo largo del frente orogénico (Twiss & Moores, 1992). Las diferencias en los resaltos topográficos producidos por los monoclinales de ambas zonas (ca. 800 m), y el consecuente alzamiento de la Precordillera en la zona de estudio, tampoco han sido explicados, y sugieren que más estructuras y lineamientos en el área de Camiña, aún no estudiados (e.g., Farías, 2003), podrían aportar un desnivel, alzamiento y acortamiento que se aproxime o iguale a los observados en las Quebradas de Soga y Aroma. La integración de estos resaltos topográficos a un modelo estructural conceptual y cuantitativo de la evolución estructural de la Precordillera – Cordillera Occidental en las latitudes del área de Camiña, permitiría cuantificar en una primera aproximación el grado de alzamiento tectónico relativo para la zona de estudio.

Así, la configuración del WTS en el área de Camiña aparece como incógnita, dando cabida a nuevas interpretaciones geométricas y cinemáticas que se adecuen mejor a sus características estructurales, o a la profundización de los modelos ya establecidos (e.g., Pinto, 1999; Pinto et al., 2004; Farías, 2003; Farías et al., 2005). Del mismo modo, la existencia de estructuras pertenecientes a este mega-sistema estructural, aún no documentadas y estudiadas, e integrando otros modelos en regiones adyacentes (e.g., Región de Cariquima en Cortés, 2011; Región de Altos de Pica en Victor et al., 2004; y Región de Belén en García, 2002) (Fig. 1.1) permitirá constreñir y comprender el alzamiento del flanco occidental del Altiplano en la zona de estudio, su geometría monoclinial, su evolución tectonoestratigráfica y la naturaleza de su relieve.

En este trabajo se pretende concretar lo anterior, principalmente por medio de un mapeo geológico detallado a varias escalas, que permitirá el refinamiento de la documentación de la geología en superficie de la zona, con especial énfasis en las características estructurales del área. Se propondrá un modelo estructural integrado para la zona de transición Depresión Central – Cordillera Occidental, que incluye la construcción de secciones estructurales esquemáticas, proponiendo una posible geometría en profundidad y secuencia cinemática lógica del desarrollo de las estructuras, junto a un modelo conceptual para la evolución tectonoestratigráfica del área.



SIMBOLOGÍA

- Flexura
- Anticlinal
- Sinclinal
- Falla Inversa
- Traza en superficie de estructura

LEYENDA

- | | | |
|---|----------------------|---------------------------------|
| Oligoceno - Mioceno temprano | Mioceno | Plioceno - Holoceno |
| Fm. Lupica, Fm. Chucal | Fm. Huaylas | Depósitos de remociones en masa |
| Fm. Azapa, Fm. Oxaya, Fm. Latagualla, Fm. Altos de Pica | Complejos volcánicos | Depósitos Sedimentarios |
| Precámbrico - Paleoceno | Fm. El Diablo | Complejos volcánicos |
| Rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas | | |

Figura 1.1 Mapa geológico simplificado de las regiones de Tarapacá y Arica y Parinacota sobre modelo de elevación digital (DEM en base topográfica STRM3). Se incluye la geología regional, estructuras principales del WTS y ETS, y las unidades morfoestructurales del sector central de los Andes centrales (basado en Muñoz & Sepúlveda, 1992; Muñoz & Charrier, 1996; García, 2002; SERNAGEOMIN, 2003; García & Hérial, 2005; Farías et al., 2005; Pinto et al., 2004, 2008; Muñoz-Tolorza, 2007; García et al., 2011 y Cortés, 2011). El recuadro gris claro indica la zona de estudio del presente trabajo.

1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO

Las discontinuidades en las trazas de los ejes de las flexuras Moquilla y Aroma estarían asociadas al resultado del desarrollo en profundidad de estructuras inversas, escalonadas, y de alto ángulo en el substrato pre-Oligoceno, que no incluirían desarrollo de zonas de traspaso con fallas de rumbo. El desarrollo heterogéneo de estos corrimientos habría resultado en la actual expresión superficial del WTS en la zona de estudio.

Las diferencias en los resaltos topográficos producido por sistemas flexurales, que se han estimado en el norte y al sur de la zona de estudio (quebradas Camiña y Aroma, respectivamente), sugieren que lineamientos observados con rumbo NNW-SSE, y más estructuras no documentadas podrían corresponder a estructuras compresionales que compensarían o igualarían el grado de alzamiento tectónico relativo de cada zona.

Del mismo modo, la configuración estructural del área de Camiña puede abrir nuevas implicancias a la evolución tectonoestratigráfica de la Precordillera, y establecer símiles con regiones donde el WTS contribuye a la deformación y desarrollo depositacional del flanco occidental del Altiplano.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo General

El objetivo general de esta memoria es determinar una posible evolución estructural del WTS y sus implicancias al desarrollo tectonoestratigráfico para el área de Camiña, desde el Oligo-Mioceno hasta tiempos actuales.

1.3.2. Objetivos Específicos

Los objetivos específicos incluyen:

- a)** Establecer una posible evolución cinemática de las estructuras de escala regional en la zona de estudio, con especial énfasis en zonas de discontinuidades entre pliegues y fallas del Neógeno.
- b)** Determinar una relación entre los estilos de deformación de, tanto la cobertura neógena, como del substrato pre-Oligoceno.
- c)** Proponer una evolución tectonoestratigráfica coherente para las sucesiones sedimentarias que componen la cobertura neógena, asociadas al desarrollo de estructuras compresivas en la zona de estudio.
- d)** Cuantificar el acortamiento cortical y alzamiento producido por las estructuras de la zona de estudio, en una primera estimación, a través de un modelo estructural esquemático que ilustre una posible arquitectura del WTS en profundidad.

1.4. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se encuentra en las Comunas de Camiña y de Soga (Fig. 2) (I Región de Tarapacá, Chile). Ubicada específicamente entre los $19^{\circ}14' - 19^{\circ}32' S / 69^{\circ}13' - 69^{\circ}38' W$, sus principales vías de acceso son las rutas A-457, desde A-456 ó -455, para acceder a la Quebrada Soga, A-45 para llegar a Camiña, y A-41 para llegar a Camiña desde la Pampa de Nama. Estas tres rutas se unen a la Ruta 5 Norte hacia el oeste. Sin embargo, gran parte de la zona de estudio carece de caminos habilitados para vehículos motorizados, incluso para camionetas con tracción en ambos ejes, por lo que se utilizaron senderos y huellas de pastoreo o de animales nativos para acceder a pie al interior del cuadrante.

En las quebradas se asientan varios poblados, entre ellos, las localidades de Moquella, Quistagama, Cuisama, Camiña, Chapiquilta, en la Quebrada Camiña, y Soga en la Quebrada del mismo nombre (Fig. 6).

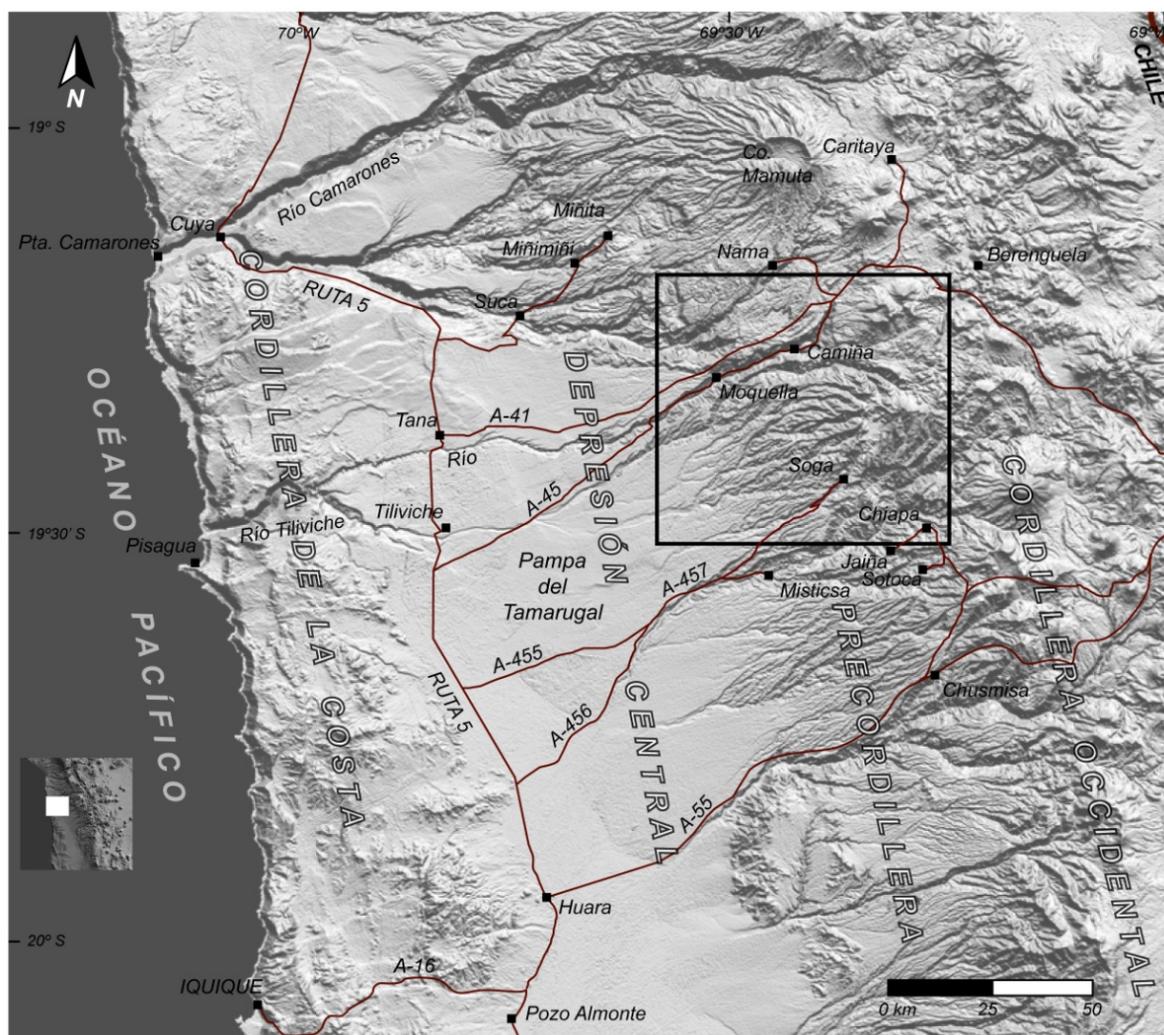


Figura 1.2 Ubicación y Vías de Acceso. Imagen de Modelo de Elevación Digital (DEM en base topográfica STRM3) del norte de Chile, Región de Tarapacá. El recuadro negro representa la zona de estudio, y, aledañas, se destacan las rutas de acceso A-457, A-45 y A-41, todas conectadas hacia el poniente con la Ruta 5-Norte.

1.5. METODOLOGÍA

a) Trabajo de gabinete previo al trabajo de terreno

El trabajo de gabinete pre-terreno incluyó:

- Una recopilación bibliográfica que consistió en realizar una completa revisión y recopilación de las publicaciones que incluyen antecedentes sobre la geología local y regional en el marco de la zona de estudio, su relación con estructuras de nivel cortical, y otras que abarcan temáticas más específicas, asociadas a modelos estructurales y depositacionales para sistemas monoclinales.
- Revisión de bases topográficas de los mapas cartográficos Camiña A-043 - 19°15'/69°15', Cerro Socora A-044 - 19°15'/69°00' y Cerro Pumiri A-036 - 19°00'/69°00', todos a escala 1:50.000 (3ª Edición, 2004), del Instituto Geográfico Militar (IGM), con proyección UTM y sistema de referencia SIRGAS (WGS84).
- Revisión de imágenes Landsat 7 (circa 2000, NASA) trabajadas en software ENVI y modelos de elevación digital (DEM) con base topográfica SRTM3, procesadas en software GLOBALMAPPER, a varias escalas.
- Estereoscopía de fotografías aéreas a escala 1:50.000 del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF) (líneas de vuelo GEOTEC L-01, L-02 y L-03, S21 PISIGA, 1997), que cubren la totalidad del área de estudio.

b) Trabajo de terreno

El trabajo de terreno se realizó en dos campañas de 15 y 10 días, entre Febrero y Septiembre del 2012. Este trabajo de campo consistió en la revisión de las unidades litoestratigráficas mediante el levantamiento de columnas, el reconocimiento caracterización y de las principales estructuras en la zona de estudio, y un mapeo geológico en detalle a escalas 1:25.000 y 1:50.000.

c) Trabajo de gabinete posterior al trabajo de terreno

En función de los objetivos de esta memoria, integrando los datos obtenidos en terreno, el trabajo de gabinete posterior incluyó:

- Elaboración de un mapa geológico de detalle a escala 1:50.000.
- El análisis estructural de la zona de estudio, incluyendo tanto la configuración en planta de las estructuras como su arquitectura en profundidad, a través de la confección de perfiles estructurales WSW-ENE. De esta manera, también será posible realizar una estimación del alzamiento y acortamiento.

II. MARCO GEOLÓGICO

2.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS ANDES CENTRALES

La zona de estudio se encuentra en el Sector Central de los Andes Centrales (según Gansser, 1973), sobre la zona de subducción normal entre los segmentos flat-slab Peruano y Pampeano, y en las vecindades de la mejor estimación del eje de simetría para el Oroclino Boliviano (Gephart, 1994). Bajo este segmento, el grosor cortical alcanza más de 70 km, como resultado de acortamiento y engrosamiento tectónico, y también, de adición magmática bajo el arco (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997). La actividad de estos procesos, al menos en el flanco occidental de la zona de la Puna, se extiende desde el Cretácico medio en adelante (Arriagada et al., 2006), y su expresión en superficie corresponde a las unidades morfoestructurales que se pueden reconocer a lo largo del margen andino.

2.2. MARCO GEOTECTÓNICO

La configuración tectónica actual del margen occidental de Sudamérica está caracterizada por la subducción de la placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana a una tasa absoluta de convergencia de 37.7 mm/a y 36.7 mm/a, respectivamente, y una tasa relativa de ca. 74 mm/a, con una dirección casi ortogonal de ca. N78°E para los Andes Centrales (Norambuena et al., 1998; Angerman et al., 1999, en Tassara, 2005). Estas condiciones, al menos, desde el Eoceno, han propiciado una configuración tectónica favorable para el acortamiento cortical en el margen occidental de Sudamérica y el consecuente desarrollo del Orógeno Andino en los Andes Centrales.

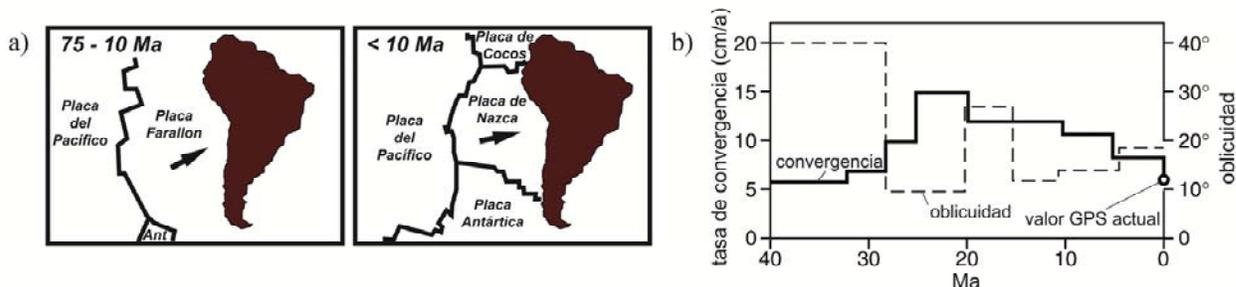


Figura 2.1. Evolución de la configuración de la tectónica de placas en el margen occidental de Sudamérica. a) Geometría de placas en el Cretácico Superior a Mioceno superior (75-10 Ma) y desde el Mioceno superior al presente (< 10 Ma) (Modificado de Charrier et al., 2007). **b)** Tasas de convergencia entre las placas Farallón, Nazca y Sudamérica desde el Eoceno al presente, de acuerdo a Pardo-Casas & Molnar (1987) y Somoza (1998) (Modificado de Victor et al., 2004).

Para el Eoceno, Pardo-Casas & Molnar (1987) estimaron una alta tasa de convergencia acompañada de una disminución en el grado de oblicuidad (Fig. 2b). Esta fase contraccional se ha denominado Fase Incaica Principal, y afectó principalmente a la Cordillera Occidental y, localmente, a algunas áreas de la cuenca de ante-arco (Gregory-Wodzicki, 2000). Para el Oligoceno medio, se estiman altas tasas de convergencia, de hasta 150 mm/a, producto de una reorganización mayor de las placas oceánicas en el Pacífico oriental: la ruptura de la placa Farallón da origen a las placas de Cocos y de Nazca (ca. 25 Ma), y una consecuente disminución del grado de oblicuidad en la dirección de convergencia (Fig. 2 a y b) (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza, 1998).

2.3. MARCO ESTRUCTURAL

En el flanco occidental del Altiplano, la deformación asociada a estos regímenes contraccionales está dominada por dos sistemas estructurales de vergencia opuesta, poco acortamiento, y que involucran, tanto basamento pre-Cenozoico como cobertura Neógena.

En la Precordillera, la deformación se concentra en un sistema de escala regional, que se extiende desde el suroeste del Perú (Sierra de Huaylillas) (~18° S), y en Chile, hasta la región de Pica (~20°30' S). Este sistema estructural incluye estructuras de vergencia oeste, deformación de escama gruesa y delgada, y se ha denominado *West Vergent Thrust System* (WTS) (Muñoz & Sepúlveda, 1992; Muñoz & Charrier, 1996) (Figs. 1.1 y 2.2). A diferencia de los sistemas de faja plegada y corrida de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas (Fig. 2.2), caracterizados por generar un gran acortamiento cortical, el WTS genera muy poco acortamiento, pero un aporte de al menos 4000 m al alzamiento del Altiplano (Muñoz & Charrier, 1996). Su actividad comienza desde el Oligoceno-Mioceno, y el desarrollo de sistemas de pliegues y flexuras estaría asociado a la propagación de antiguas estructuras inversas ciegas de alto ángulo, reactivadas desde este período (García et al., 2011; Charrier et al., 2012). Su desarrollo ha generado depósitos sintectónicos a la deformación, que han rellenado la zona de la Depresión Central y la zona de transición con la Precordillera (e.g., Formaciones Huaylas y El Diablo). El registro de sismicidad somera en la región de Aroma, indica que este sistema se encuentra aún activo (Farías et al., 2005).

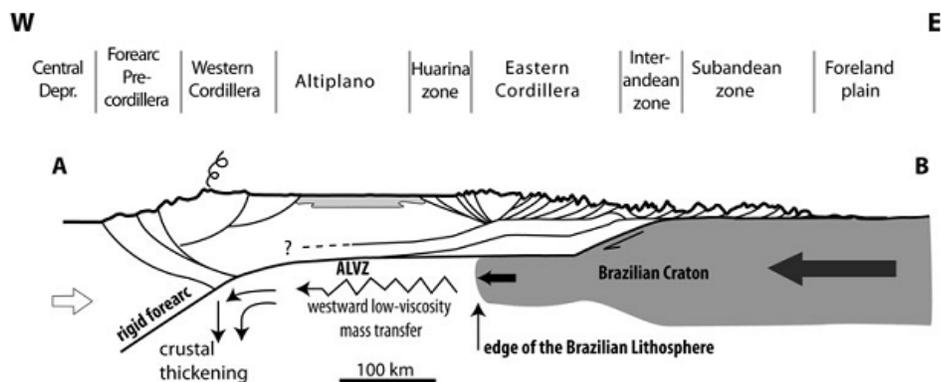


Figura 2.2. Configuración esquemática del orógeno andino a escala cortical para el norte de Chile y el centro-occidente de Bolivia. La geometría de las estructuras en porciones someras de la corteza está basada en los estudios de Farías et al. (2005) y McQuarrie et al. (2005). La geometría de la zona de despegue cortical en profundidad cuya actividad da origen a los sistemas estructurales, ALVZ (*Altiplano Low Velocity Zone*), está basada en Victor et al. (2004). La ubicación del Cratón Brasileño está basado en Beck & Sandt (2002) (en Charrier et al., 2012). Modificado de Charrier et al. (2012).

En la zona de transición Cordillera Occidental - Altiplano, la deformación se caracteriza por pliegues y fallas de doble vergencia (Charrier et al., 2005; García, 2011; Cortés, 2011; Cortés et al., 2012a), y que en la Región de Tarapacá muestra sistemas de faja corrida y plegada, de escama delgada y de vergencia este. Estas estructuras constituyen el *East Vergent Thrust System* (ETS) (e.g., Cortés, 2011) (Fig., 1.1). Este sistema estructural es sincrónico a la evolución del WTS, y también presenta depositación sintectónica asociada a su desarrollo (Cortés, 2011).

En conjunto, el WTS y ETS constituirían un sistema estructural de carácter *pop-up* y vergencia opuesta, que controlaría el alzamiento del flanco occidental del Altiplano en la Precordillera y Cordillera Occidental (Cortés et al., 2012a). Su desarrollo se originaría a partir de flujo dúctil de material mantélico desde el este, y un consecuente acomodamiento en estructuras de escala cortical hacia porciones someras de la corteza. Estas estructuras se encontrarían enraizadas en zonas de despegue profundos (ca. 40 km) (*Quebrada Blanca Bright Spot* y *Altiplano Low Velocity Zone*) (ANCORP, 2003; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005; Cortés, 2011).

2.4. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

En la Región de Tarapacá, se reconocen cinco unidades morfoestructurales dispuestas en franjas de orientación NNW (Fig. 1.1); Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC), Precordillera (PC), Cordillera Occidental (CO) y el Altiplano (AP) (de oeste a este). En el flanco oriental del Altiplano, además, se reconocen la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. Sin embargo, la zona de estudio sólo incluye la Depresión Central y Precordillera (Fig. 2.3).

2.4.1. Depresión Central (DC)

La Depresión Central (DC) corresponde a la actual cuenca de ante-arco del margen Andino. Se dispone como una planicie relativamente angosta, de hasta 55 km de ancho, con un relleno de depósitos sedimentarios (de facies de abanicos aluviales), productos de la erosión de lavas andesíticas de la PC y CO, sobre una sucesión de ignimbritas, subhorizontales de edad Oligo-Mioceno (García et al., 2011). Es la actual superficie de pedimentación desde el Mioceno (Pediaplano de Atacama según Naranjo Y Paskoff, 1985), y su altura varía de W a E, desde 500 a 1000 m s.n.m. hasta 1900 a 2300 m s.n.m., generando una pendiente suave de 1-2° al W. Profundas incisiones (600-1000 m), producidas por la predominancia de condiciones climáticas áridas a hiper-áridas desde el Mioceno tardío, separan este valle longitudinal en superficies interfluviales ó “pampas”, y desde la localidad de Pisagua (19°30'S) hacia el norte, estas redes de drenaje llegan al mar. Así, la DC se subdivide en una zona endorreica y otra exorreica (García y Hérail, 2005; García et al., 2011). Está afectada por suaves pliegues Neógenos, de orientación NS a NW-SE y escala regional, que forman parte del WTS (García et al., 2011).

2.4.2. Precordillera (PC)

La Precordillera se presenta como una superficie regular levemente inclinada, con geometría monoclinial (Isacks, 1988). Su elevación varía de 1900-2300 a 3200-3700 m s.n.m. de oeste a este, producto del desarrollo de una serie de estructuras contraccionales de escala regional y de vergencia oeste, pertenecientes al WTS, generando desniveles topográficos de hasta 800 m en el límite DC-PC. Su desarrollo ha generado depósitos de acumulación sintectónicos (e.g., Formación El Diablo), sobre una cubierta de Ignimbritas y Conglomerados (e.g., Formaciones Azapa, Oxaya y Altos de Pica). El registro de sismos someros en la región (Farías et al., 2005), sugiere que este sistema contraccional se encuentra activo, y que la Precordillera todavía se estaría alzando.

2.4.3. Cordillera Occidental (CO)

A diferencia de las demás unidades morfo-estructurales que constituyen el flanco occidental del altiplano, la Cordillera Occidental presenta una superficie irregular, formada por productos volcánicos Miocenos-Holocenos, y secuencias volcánicas y sedimentarias Miocenas-Pliocenas deformadas (Cortés, 2011; García et al., 2011). Su altitud varía de ca. 3300 a 4800 m s.n.m., con cumbres de hasta 6350 m s.n.m. Su deformación incluye corrimientos y plegamientos asociados a sistemas contraccionales doble-vergentes, de poco acortamiento (ETS).

2.4.4. Altiplano (AP)

El Altiplano corresponde al segundo plateau más alto del mundo después del plateau del Tibet. Con una elevación promedio de ca. 3700 m s.n.m., corresponde a una meseta relativamente plana, internamente drenada, y limitada al este y al oeste por la Cordillera Oriental y Cordillera Occidental, respectivamente (Isacks, 1988; Hilley y Coutand, 2009). Su alzamiento se atribuye al engrosamiento cortical producto del acortamiento horizontal de litósfera adelgazada termalmente, además del aporte magmático de material mantélico (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997). Este grosor cortical alcanza magnitudes de entre 60 y 80 km (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; Victor et al., 2004). La deformación asociada al acortamiento horizontal se concentra en los flancos del plateau, en sistemas estructurales de escala continental y de vergencia opuesta, responsables del alzamiento del bloque Altiplánico; el WTS y ETS en la PC y CO, respectivamente; y los sistemas estructurales contraccionales de faja plegada y corrida en la Cordillera oriental y Sierras Subandinas (Muñoz y Charrier, 1996; Farías et al., 2005; Cortés, 2011). Esta distribución de la deformación puede deberse a la concentración de carga sedimentaria en el depocentro Altiplánico, manteniendo carga y consiguiente estrés litostático, y causando la migración de la deformación en los márgenes de la cuenca (Hilley y Coutand, 2009).

2.5. MARCO GEOMORFOLÓGICO PARA EL ÁREA DE CAMIÑA

El área de Camiña se sitúa en la zona de transición entre la DC, PC y CO, a la latitud de 19°13' – 19°35' S (Figs. 1.1 y 2.3), y corresponde a un cuadrante que abarca un área aproximada de 36 x 42 km². Con una elevación promedio de ca. 2500 m s.n.m., de W a E, la elevación del relieve aumenta gradualmente desde los 1000 m s.n.m. hasta ca. 4000 m s.n.m. en la CO, donde las más altas cumbres corresponden a los cerros de la Sierra Tolompa (4486 m s.n.m.), Co. Tatajachura (5252 m s.n.m.) y al Co. Misane (4165 m s.n.m.) (Fig. 2.3), que corresponden a remanentes de edificios y depósitos volcánicos del Mioceno superior - Plioceno, parcialmente erosionados. Los productos volcánicos del parcialmente erosionado Vn. Mamuta (4594 m s.n.m.) forman la Pampa Conigua, una planicie relativamente irregular, sobre la cual el desarrollo de patrones de redes de drenaje irregulares han permitido inferir deformación activa bajo la superficie (Pinto et al., 2004). Desde la zona de la CO, nacen los sistemas de drenaje de la zona, que hacia el oeste convergen gradualmente para formar parte de quebradas mayores de profunda incisión, siendo lo anterior una característica principal del relieve en el área de Camiña. Con una orientación ca. WSW-ENE (Fig. 2.3), la disección alcanza magnitudes de 650 ± 50 m y 700 ± 100 m en las quebradas Camiña y Aroma, respectivamente (García et al., 2011; Farías et al., 2005). La preservación de estos cañones ha sido posibilitada por un clima árido a hiper-árido dominante desde, al menos, el Mioceno tardío o el Oligoceno tardío (Kober et al., 2007 en García et al., 2011), con eventos climáticos discretos de semi-aridez a los ca. 25, ca. 20 y ca.14 Ma (Evenstar et al., 2009; García et al., 2011). La profundidad de las incisiones, y su orientación aproximadamente perpendicular al rumbo de las estructuras principales (Camiña y Soga) permite

observar claramente estructuras y la totalidad de las unidades estratigráficas documentadas en el presente trabajo.

Con respecto a el origen del rejuvenecimiento del relieve en el Altiplano Occidental, la CO, la PC y la DC, se estima una incisión de entre 500 y 900 m desarrollada durante el Mioceno tardío y el Pleistoceno temprano, explicados por alzamiento coetáneo a la disección, un incremento de las precipitaciones en una zona previamente alzada, o una combinación de ambos procesos. Sin embargo, considerando que para gatillar el inicio de los procesos de incisión se requiere un descenso en el nivel base para la DC, lo que a su vez implica una necesaria subsidencia de 30 – 11 Ma bajo el nivel del mar para esta unidad morfoestructural, se descarta la hipótesis de que la disección haya sido forzada por alzamiento tectónico, y sugiere que la presencia de eventos de semi-aridez hayan gatillado la disección, reestableciendo niveles base (García et al., 2011).

Se ha logrado determinar que la incisión tuvo inicio entre los 15 ± 0.6 Ma y 11.2 ± 0.6 para entre los $18^\circ - 19^\circ$ S, y posterior a los 6 Ma para latitudes mayores a los 19° S (García et al., 2011). Se considera que para el borde occidental del Altiplano completo, la incisión habría ocurrido entre ca. 6 y ca. 4 Ma, y que, en general, el desplazamiento al este de *knickzones* de norte a sur, para quebradas mayores, muestra que el rejuvenecimiento habría comenzado en el extremo norte, y, posteriormente hacia el sur, o, sincrónicamente a lo largo del borde pero con menor capacidad erosiva a mayores latitudes. Lo anterior es compatible con evidencias de mayor aridez hacia el sur (García et al., 2011).

2.6. MARCO LITOESTRATIGRÁFICO

En la zona de transición DC-PC-CO, afloran principalmente rocas volcanoclásticas y sedimentarias, cuyas edades están asignadas temporalmente al rango Oligoceno superior – Mioceno. Estas secuencias sobreyacen a un substrato pre-Cenozoico, en discordancia angular, y son actual superficie de erosión en la DC y PC, además de encontrarse levemente inclinadas con un manteo regional al W. En la transición PC-CO, la secuencia se encuentra cubierta por productos volcánicos provenientes de complejos eruptivos activos durante el Mioceno superior. El substrato pre-Cenozoico (Paleozoico y Mesozoico) varía según localidad, e incluye rocas metamórficas y sedimentarias, además de encontrarse intruido por cuerpos hipo-abisales.

A continuación, se presenta una breve síntesis de las principales unidades litoestratigráficas, relevantes para este trabajo, y que caracterizan la geología de la Región de Tarapacá, y la Región de Arica y Parinacota. La síntesis está esquematizada en la Tabla 1.

2.6.1. Unidades Pre-Cenozoicas

Las unidades que componen el substrato pre-Oligoceno están expuestas en afloramientos de poca extensión regional en la PC (Fig. 1.1). En la región de Aroma, la **Formación Quebrada Aroma** (Fuenzalida, 1972 en Harambour, 1990) asignada al Devónico Superior – Carbonífero Inferior, definida en la localidad homónima, corresponde a una potente sucesión (1000-1500 m) de meta-areniscas y meta-lutitas, que exhiben deformación dúctil y milonitización. Su contenido fósil (trazas de *Chondrites sp.*) en porciones inferiores de la secuencia le asignan una edad paleozoica superior. La **Formación Quebrada Coscaya** (Harambour, 1990) asignada al Jurásico Inferior – Cretácico Inferior, corresponde a una serie de ca. 1000 m de rocas sedimentarias volcanoclásticas intercaladas por depósitos marinos. sobreyace a la Fm. Quebrada Aroma en discordancia angular, en la localidad homónima (Figura 1.1). En disposición paraconcordante sobre la Fm. Quebrada Coscaya, la **Formación Chusmiza** (Harambour, 1990), definida en la localidad homónima, está constituida por una secuencia de ca. 1000 m de areniscas, conglomerados, tobas y brechas. En las quebradas Suca y Camiña, una sucesión sedimentaria continental compuesta por areniscas, lutitas y conglomerados bien consolidados de tonalidad pardo oscura a rojiza y amarillenta, de composición principalmente andesítica e intercalada por lavas andesíticas, fue asignada a la **Formación Cerro Empexa** (Galli, 1957), por Pinto et al. (2004), y anteriormente definida en la zona de Altos de Pica (ca. 130 km al sur del área de Camiña). La Fm. Cerro Empexa es asignada al Cretácico Superior.

Las sucesiones que conforman las Formaciones Quebrada Coscaya, Chusmiza y Cerro Empexa han sido interpretadas como parte del resultado del desarrollo de un ciclo transgresivo pasando a un ciclo regresivo en el tras-arco durante la primera etapa del ciclo Andino (Charrier et al., 2007). Para el Mesozoico, Harambour (1990) definió dos etapas de desarrollo tectónico; la primera dominada por tectónica extensional y subsidencia desde el Sinemuriano al Oxfordiano temprano, y una segunda caracterizada por inversión de cuenca, causando suaves plegamientos y corrimientos antes de la deposición de las secuencias cenozoicas (Farías et al., 2005). Otras unidades pre-cenozoicas afloran en la Región de Arica y Parinacota, y la Región de Tarapacá, pero no son relevantes para el presente trabajo (e.g., Complejo Metamórfico de Belén, Fm. Quipisca, Fm. Juan de Morales, Fm. Livilcar, entre otras).

2.6.2. Unidades Cenozoicas

Las unidades cenozoicas afloran ampliamente a lo largo y ancho de la DC y PC (Fig. 1.1). Son interpretadas como producto de la actividad explosiva y efusiva del arco volcánico migratorio, el resultado de la erosión de la cordillera en alzamiento, y la depositación de estos sedimentos sobre la topografía resultante de la evolución tectónica pre-oligocena. Son correlacionadas regionalmente en base a numerosas dataciones en ignimbritas intercaladas con niveles detríticos productos de esta sedimentación, y, también, por la continuidad regional de los depósitos aluviales y fluviales, sincrónicos al alzamiento de la cordillera, que engranan al este con los productos volcánicos de complejos del Mioceno superior en la transición PC-CO (Pinto, 1999; Farías et al., 2005).

Tabla 1. Síntesis de las principales unidades litostratigráficas de la Región de Tarapacá, que afloran a lo largo de la DC, PC y CO en las cercanías del área de Camiña. Cabe destacar de que no se incluyeron todas las dataciones para la Fm. Altos de Pica, pero se encuentran disponibles en la sección 3. Abreviaciones: Bt, biotita; Hb, hornblenda; RT, Roca Total. * Clasto andesítico; edad máxima.

Unidad	Edad	Distribución (Localidades)	Litología	Correlaciones Regionales	Dataciones
Conglomerados de San Antonio	Plioceno – Holoceno (?)	PC (Aroma)	Depósitos fluviales y aluviales	-	-
Lavas de Tatajachura	Plioceno (?)	PC-CO (Aroma)	Coladas dacítico-andesíticas		-
Lavas de Sotoca	Mioceno superior	PC-CO (Camiña, Aroma)	Lavas andesítico-basálticas fluidales y auto-brechizadas	Complejos Volcánicos del Mioceno superior - Plioceno	11.7±0.4 Ma (K/Ar en RT) (Fariás, 2003); 11.3±0.3 Ma (K/Ar en RT) (Mortimer et al., 1974)
Lava de Tana	Mioceno superior	PC-CO (Camiña)	Coladas andesítico-dacíticas		8.2±0.5 Ma (Muñoz & Sepúlveda, 1992); 9.0±1.0 Ma (Naranjo & Paskoff, 1985, recalculadas de Mortimer et al., 1974)
Fm. El Diablo	Mioceno medio - superior	DC-PC (Arica, Camarones, Camiña, Aroma)	Alternancia de areniscas grises y conglomerados continentales	Miembro Pacagua de Fm. Latagualla	15.7±0.7 Ma (K/Ar en Bt) (García, 2002); 18.8±0.5 Ma (K/Ar en Bt) (García et al., 2004)*; 14.7±0.8 Ma (K/Ar en RT) (García, 2002)*; 11.9±0.6 Ma (K/Ar en RT) (García & Héral, 2005)*
Fm. Latagualla	Oligoceno superior – Mioceno superior	DC-PC (Camiña)	Alternancia de conglomerados, areniscas	Fm. Azapa (Miembro Camiña), Fm. Oxaya (miembros Latagualla y Miñimiñi), Fm. Altos de Pica (Miembros Camiña e Ignimbrita Nama)	M1: 21.7±0.6 Ma (K/Ar en Bt) – 17.4±0.6 Ma (K/Ar en Bt) (Naranjo & Paskoff, 1985); M2: 16.2±0.7 Ma (K/Ar en Bt) - 16.3±0.6 Ma (K/Ar en roca total) (Muñoz & Sepúlveda, 1992)
Fm. Altos de Pica	Oligoceno superior – Mioceno inferior	DC-PC (Aroma, Altos de Pica)	Ignimbritas riolíticas intercaladas con conglomerados y brechas	Fm. Latagualla, formaciones Oxaya y Azapa	M2: 24.3±0.2 (Rb/Sr en Hb y Bt) - 20.9±0.2 (Rb/Sr en Hb y Bt) (Victor et al., 2004); M4: 17.6±0.1 (Rb/Sr en Hb y Bt) - 16.2±0.4 (Rb/Sr en Hb y Bt) (Victor et al., 2004); 18.2±0.9 (K/Ar en Bt) - 22.6±1.6 (K/Ar en Bt) (Naranjo & Paskoff, 1985); 26±0.4 (Ar/Ar en Bt) (Fariás, 2003)
Fm. Cerro Empexa	Cretácico Superior	DC-PC (Camiña, Altos de Pica)	Areniscas, lutitas y conglomerados		72 Ma (U/Pb en Círcón) (Tomlinson 2003 en Pinto et al., 2004)
Fm. Chusmiza	Jurásico Superior – Cretácico Inferior	PC-CO (Aroma)	Areniscas, conglomerados y tobas		-
Fm. Quebrada Coscaya	Sinemuriano – Oxfordiano	PC-CO (Aroma)	Rocas sedimentarias marinas y volcánoclasticas	Substrato pre-Cenozoico	-
Fm. Quebrada Aroma	Devónico Superior – Carbonífero Inferior	PC (Aroma)	Rocas metasedimentarias marinas		-

De norte a sur, las unidades que componen la DC y PC en la Región de Arica y Parinacota y la Región de Tarapacá son las siguientes, y sus litologías principales, correlaciones regionales y edades radiométricas de las formaciones relevantes para este trabajo, son especificadas en la Tabla 1. La síntesis no incluye las formaciones que se exponen en la transición PC y CO del extremo norte de la Región de Arica y Parinacota, incluidas en la Figura 1.1 (Fm. Azapa, Fm. Oxaya, Fm. Lupica, Fm. Chucal y Fm. Huaylas).

- En la zona de Camiña, la **Formación Latagualla** (Pinto, 1999) corresponde a una sucesión sedimentaria volcano-detrítica bien estratificada con intercalaciones de ignimbritas. Aflora en la zona de Moquella, y su columna tipo se encuentra en la localidad de Suca (Figs. 1.1 y 2.3). Sobreyace en discordancia angular a la Fm. Co. Empexa, y exhibe cuatro miembros que muestran facies de abanicos aluviales proximal, intermedia y distal, mostrando discordancias progresivas sincrónicas al desarrollo de las flexuras Moquella y Tana (Pinto, 1999). Su primer miembro, **Miembro Camiña**, sobreyace en *onlap* al substrato mesozoico. Muestra un nivel inferior de ca. 400 m correspondiente a una sucesión sedimentaria rica en conglomerados polimícticos y niveles de areniscas intercalados por ignimbritas, y un nivel superior de ca. 100 m compuesto de dos niveles de ignimbritas (ignimbritas Suca y Moquella), separados por niveles de conglomerados. Su segundo miembro, **Miembro Latagualla**, corresponde a ca. 400 m de conglomerados clasto y matriz soportados, con gradaciones laterales a areniscas y conglomerados matriz y clasto soportados, con areniscas y fangolitas de pobre empaquetamiento hacia sus porciones superiores. Se dispone en concordancia y localmente en discordancias progresivas en forma de *onlap* por sobre el Miembro Camiña. Es intercalado por la Ignimbrita Nama en su porción media. Su tercer miembro, **Miembro Miñimiñi**, está compuesto de 40 a 120 m de conglomerados y areniscas, que sobreyacen en concordancia y localmente en *offlap* al Miembro Latagualla. Sus areniscas muestran estratificación cruzada, mientras que sus conglomerados aumentan gradualmente su granulometría hacia porciones superiores, al igual que sus fuentes de aporte. Su último y cuarto miembro **Miembro Pacagua**, corresponde a una sucesión sedimentaria de ca. 300 m rica en conglomerados, areniscas conglomerádicas y fangolitas en su porción distal, aflorando en la DC en forma de cuña hacia la transición DC-PC. La composición de sus clastos sugiere que su proveniencia sedimentaria estaría asociada a la erosión del complejo volcánico Mamuta-Guaichane (Pinto et al., 2004). Sobreyace en discordancia erosiva al Miembro Camiña, y en concordancia a los miembros Latagualla y Miñimiñi. El Miembro Pacagua es cubierto por la Lava de Tana, que le asigna una edad máxima a la formación de 8 Ma (ver Lava de Tana). Dataciones en ignimbritas han arrojado edades de entre 25 y 8 Ma, por lo que temporalmente, la Fm. Latagualla se acota al Oligoceno superior – Mioceno superior. El Miembro Pacagua fue correlacionado por Farías (2003) con la Fm. El Diablo y el Miembro Camiña, con el Miembro 2 de la Fm. Altos de Pica.
- La **Formación Altos de Pica** (Galli, 1957; Galli y Dingman, 1962), corresponde a una secuencia de depósitos sedimentarios continentales de piedemonte intercalados por ignimbritas riolíticas. Su columna tipo se encuentra en la localidad homónima (ca. 20°30' S); ca. 130 km al sur del área de Camiña). Sobreyace en discordancia angular sobre un substrato Paleozoico – Mesozoico, y muestra discordancias entre sus miembros. Fue dividida en cinco miembros. El **Miembro 1** corresponde a ca. 300 m de conglomerados polimícticos, areniscas con estratificación cruzada, y tobas. El **Miembro 2** corresponde a una ignimbrita riolítica rosada-anaranjada de ca. 20 m de potencia. El **Miembro 3** corresponde a ca. 170 m de areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada y conglomerados polimícticos. Su

Miembro 4 corresponde a una toba de ca. 20 m de potencia de tonalidad rosada-anaranjada variando a grisácea-blanquecina. Su quinto miembro, **Miembro 5**, está compuesto de ca. 200 m de arenas grises oscuras a gris verdosas, media a fina, con estratificación cruzada. Ha sido asignada al Oligoceno superior – Mioceno inferior por dataciones en ignimbritas y lavas (Naranjo y Paskoff, 1985; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005).

- La **Fm. El Diablo** (Tobar et al., 1968), definida en la quebrada homónima (ca. 5 km al sur de Quebrada Vitor, ca. 69°45' W, Fig. 1.1), corresponde a una alternancia de conglomerados gruesos y areniscas gruesas y oscuras, cuya composición y coloración oscura indica una proveniencia sedimentaria de productos volcánicos andesíticos. En la DC de Arica, sobreyace a la Fm. Oxaya con un espesor de ca. 400 m (García, 2002), en la transición DC-PC de Camiña, ha sido correlacionada con el miembro 4 de la Fm. Latagualla (Miembro Pacagua), y en el piedemonte de Aroma, Farías (2003) y Farías et al., 2005, consideraron al miembro 5 de la Fm. Altos de Pica como la Fm. El Diablo. Dataciones en ignimbritas intercaladas en la formación, y en lavas sobreyacentes a sus porciones superiores, le han asignado una edad Mioceno medio – Mioceno superior.
- Engranando con las porciones superiores de la Fm. El Diablo, y sobreyaciendo a las porciones superiores de la Fm. Altos de Pica en la zona de Aroma, las **Lavas de Sotoca** corresponden a una unidad informal definida por Farías (2003), que agrupa las capas volcánicas andesítico-basálticas que descienden desde el oeste desde el Centro Volcánico Cerros de Sotoca, (ca. 10 km inmediatamente al norte de Soga, en Figs. 1.1 y 2.3). Sus espesores varían de ca. 900 m hasta ca. 250 m, a medida que se aleja de su centro eruptivo. Se interpreta como producto del volcanismo del Mioceno en la región, con una edad asignada al Mioceno superior ($11,7 \pm 0,4$ Ma en Farías, 2003).
- En la zona de Camiña, la **Lava de Tana**, corresponde a una unidad informal definida por Pinto (1999), compuesta por andesitas fluidales que sobreyacen el techo de la Fm. El Diablo, y con una edad asignada al Mioceno superior ($8,2 \pm 0,5$ Ma en Muñoz y Sepúlveda, 1992). Esta edad ha permitido acotar la edad de la Fm. El Diablo en el área de Camiña.
- Las **Lavas de Tatajachura** corresponden a una secuencia de andesitas-dacitas fluidales, provenientes del Centro Volcánico Tatajachura (Co. Tatajachura en Figs. 1.1 y 2.3), que cubren las porciones superiores de la Fm. El Diablo y el substrato mesozoico en la zona de Aroma. Representan el último evento depositacional previo al inicio de la incisión de quebradas formando los profundos valles actuales. Su edad está asignada al Plioceno inferior (ca. 5 Ma en Farías, 2003).
- Los **Conglomerados de San Antonio** (Farías, 2003), corresponden a una unidad informal, definida en las cercanías de la Quebrada Soga (Figs. 1.1 y 2.3), en el interfluvio con la Quebrada San Antonio. Está constituida de una serie de conglomerados aluviales polimícticos matriz soportados, de tonalidad amarillenta. Por sus relaciones de contacto, se estableció una edad mínima para los Conglomerados de San Antonio de ca. 3 Ma, y una edad máxima de 5 Ma, acotando su edad al lapso Plioceno inferior – medio.

2.7. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS LOCALES

Los trabajos más importantes que enmarcan la geología regional del área de estudio se restringen a los realizados por Pinto (1999), Pinto et al. (2004), en el área de Camiña, y por Farías (2003), Farías et al. (2005), en el área de Aroma. Otras publicaciones han sido significativas para la comprensión de la geología local en detalle, como Seguel et al. (1991), Muñoz y Sepúlveda (1992) y Harambour (1990). Además, por tratarse de una zona cuyo estudio regional acabado se encuentra incompleto, una serie de trabajos enmarcados en la DC, PC, CO y Altiplano han sido tomados en cuenta para profundizar el conocimiento y documentación geológica para la zona (e.g., Muñoz y Sepúlveda, 1992; Muñoz y Charrier, 1996; García et al., 2011).

III. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE CAMIÑA

3.1 INTRODUCCIÓN

En el área de Camiña, afloran depósitos volcánicos y sedimentarios, y rocas intrusivas, cuyas edades varían desde el Paleozoico superior al Holoceno (e.g., Pinto, 1999; Farías, 2003; Pinto et al., 2004; Farías *et al.*, 2005). Las rocas más antiguas (Devónico-Carbonífero - Cretácico Superior), esencialmente sedimentarias y metasedimentarias, están expuestas a lo largo de las quebradas que presentan profunda incisión (quebradas Camiña, Retamilla-Paucata, Soga y Aroma; Fig. 2.3). Las anteriores subyacen en discordancia angular a extensos depósitos principalmente volcánicos y sedimentarios del Oligoceno superior – Mioceno medio, en la PC y DC. Esta extensa cobertura volcano-sedimentaria se extiende por todo el cuadrángulo. En los extremos norte y oriental, depósitos volcánicos de carácter efusivo, productos de la actividad de centros eruptivos del Mioceno superior, sobreyacen esta cobertura oligo-miocena, acotando la edad de los depósitos sintectónicos. Cabe mencionar que puesto que este estudio tiene como enfoque la evolución estructural de la zona durante el oligo-mioceno, la descripción de las unidades más antiguas, escasamente revisadas, fue complementada con los registros de estas en la literatura (e.g., Harambour, 1990).

La cronoestratigrafía generalizada para el área de Camiña está resumida en la Fig. 3.1, donde se especifican las principales unidades litoestratigráficas, y una breve reseña de la litología correspondiente a cada unidad.

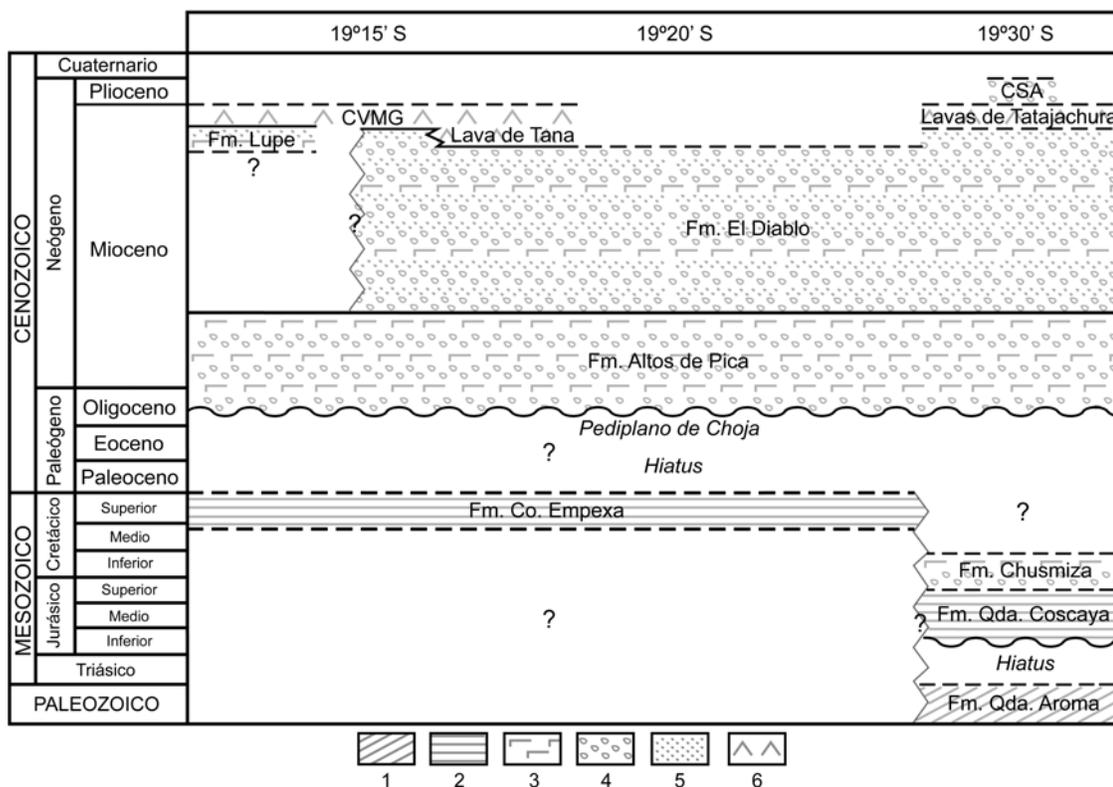


Figura 3.1. Cronoestratigrafía generalizada para el área de Camiña. Leyenda: 1. Rocas metasedimentarias, 2. Sucesiones sedimentarias, 3. Ignimbritas, 4. Conglomerados, 5. Areniscas, limolitas y arcillolitas, 6. Lavas andesíticas y dacíticas, CVMG: Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane, CSA: Conglomerados de San Antonio.

3.2 UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

3.2.1. Paleozoico Superior

El Paleozoico en el área de Camiña incluye una única unidad de rocas metamórficas y sedimentarias, que forma parte del basamento del substrato mesozoico. Aflora en el sector sur de la zona de estudio (~19°30' S), en locaciones aisladas de las quebradas Soga y Sapte, y ampliamente en el sector de Quebrada Aroma (mapa adjunto).

Formación Quebrada Aroma (DCa) (Devónico Superior – Carbonífero Inferior)
(Harambour, 1990)

Harambour (1990) definió la Formación Quebrada Aroma como una secuencia de 1000 a 1500 m de metasedimentos marinos compuestos por una alternancia rítmica de filitas gris-verdosas y metareniscas cuarzo-feldespáticas micáceas alteradas. Su localidad tipo se encuentra en la Quebrada Aroma, aproximadamente 8 km al sur del límite inferior de la zona de estudio. La base de la Fm. Quebrada Aroma no aflora en esta localidad, y tampoco en el área de Camiña.

Una sección tipo de la Fm. Quebrada Aroma fue bien documentada por Harambour (1990), donde separó esta formación en dos unidades; un Miembro Inferior de aproximadamente 500 m, compuesto, de base a techo, por metapelitas micáceas bioturbadas de colores grises y pardo verdosos, con escasas intercalaciones rítmicas de metareniscas finas, y un Miembro Superior, de espesor variable de entre 500 y 1000 m, compuesto principalmente por areniscas finas a medias, alternadas rítmicamente con fangolitas micáceas. En general, la formación muestra un carácter granocreciente hacia su porción superior.

Subyace en discordancia erosiva a la Fm. Quebrada Coscaya en el sector de Quebrada Soga y Quebrada Sapte, en el dominio sur de la zona de estudio, donde se expone en forma de escasos afloramientos a lo largo de la quebrada. En este sector, presenta un espesor mínimo de 100 m observado, considerablemente menor al expuesto en su localidad tipo. Exhibe una alternancia de filitas micáceas de color verde claro, con fenocristales de granate parcialmente alterados, de hasta 3 cm de tamaño (Fig. 3.2), y areniscas cuarzo-feldespáticas micáceas con alteración pardo rojiza. La litología observada y documentada en estos afloramientos se han asignado al Miembro Superior de la formación.

Harambour (1990) asignó un ambiente de depositación para la Fm. Quebrada Aroma de condiciones de profundidad batial (200 a 2000 m de profundidad), en aguas quietas y ligeramente anóxicas, en base a la presencia de icnofacies de Zoophycus (*Chondrites*). Las características litológicas de sus miembros, también sugieren una depositación asociada a porciones distales de abanicos turbidíticos, con sedimentos provenientes de la erosión de áreas continentales ricas en cuarzo y depósitos volcánicos ácidos.



Figura III.2. Filitas micáceas verdosas Miembro Inferior de la Fm. Quebrada Aroma.

La limitada exposición de afloramientos de la unidad en el dominio sur del cuadrángulo no han permitido realizar observaciones suficientes para caracterizar y documentar su actitud estructural. Sin embargo, se presenta fuertemente deformada en su área tipo, presentando un carácter dúctil, exhibiendo milonitización (Farías, 2003), e incluyendo plegamientos y fallas presentan una vergencia principal hacia el este.

La edad de la Fm Quebrada Aroma fue acotada al Devónico Superior, en base al estudio del contenido fosilífero de la sucesión, que incluye restos de microorganismos estudiados por Martínez (1985, en Harambour, 1990). Por correlación litoestratigráfica con la Fm. El Toco (Harrington, 1961 en Harambour, 1990), de edad Devónico Superior – Carbonífero Inferior, la Fm. Quebrada Aroma fue asignada al Devónico Superior – Carbonífero Inferior. También ha sido correlacionada con los Estratos de Poroma (Fuenzalida, 1972, en Harambour, 1990), en la Provincia de Tarapacá, en base a parámetros litoestratigráficos.

3.2.2. Jurásico Inferior – Cretácico Superior

El Mesozoico en la zona de estudio está representado por una serie de rocas principalmente sedimentarias, que afloran a lo largo de las quebradas de profunda incisión que caracterizan al área de Camiña. Constituyen el substrato pre-Oligoceno, y han sido interpretadas como parte del resultado del desarrollo de un ciclo transgresivo pasando a un ciclo regresivo en el tras-arco durante la primera etapa del ciclo andino (Charrier et al., 2007).

Formación Quebrada Coscaya (Jc) (Sinemuriano – Oxfordiano) (Harambour, 1990)

La Formación Quebrada Coscaya fue definida por Harambour (1990), como una serie de más de 1000 m de rocas sedimentarias clásticas y rocas sedimentarias volcanoclásticas, con intercalaciones marinas marginales (calizas y margas), y que muestra tonalidades grisáceas, verdosas y violáceas, además de presentar contenido fosilífero. Su localidad tipo se encuentra en la quebrada homónima, en el sector de Quebrada Tarapacá, aproximadamente 30 km al sur de la zona de estudio. La Fm. Quebrada Coscaya aflora ampliamente en la porción suroriental de la zona de estudio. En las quebradas Soga y Sapte, se expone en forma de afloramientos escasos.

Harambour (1990) incluyó en una columna tipo un Miembro Inferior, que de base a techo, muestra una brecha basal de clastos derivados de la Fm. Quebrada Aroma (primeros 50 m); una alternancia de conglomerados, areniscas finas y calizas fosilíferas, y margas subordinadas (ca. 300 m); y una alternancia de conglomerados y areniscas medias, con limolitas en su porción superior (ca. 400 m). También, incluyó un Miembro Superior constituido por una alternancia de areniscas finas y calizas subordinadas con contenido fosilífero (ca. 400 m), con una última alternancia de limolitas y calizas (ca. 200 m). En la Quebrada Sapte, se han identificaron al menos los dos primeros niveles descritos para el Miembro Inferior.

La Fm. Quebrada Coscaya sobreyace en discordancia angular a la Fm. Quebrada Aroma (DCa), y subyace, también en discordancia angular a la cobertura neógena, compuesta por las Formaciones Altos de Pica y El Diablo (Fig. 3.3). En el área de la confluencia entre las quebradas Soga y Sapte se observó un espesor mínimo de ca. 50 m. Hacia el este de la Quebrada Sapte, se observó un espesor máximo de ca. 1000 m para la formación.



Figura 3.3. Formación Quebrada Coscaya subyaciendo en discordancia angular a Fm. Altos de Pica en sector de quebrada Soga, en el dominio suroriental del cuadrángulo. Nótese la disposición subhorizontal de la cobertura neógena (Fm. Altos de Pica) por sobre los niveles de la Fm. Quebrada Coscaya, que mantiene hacia el NE.

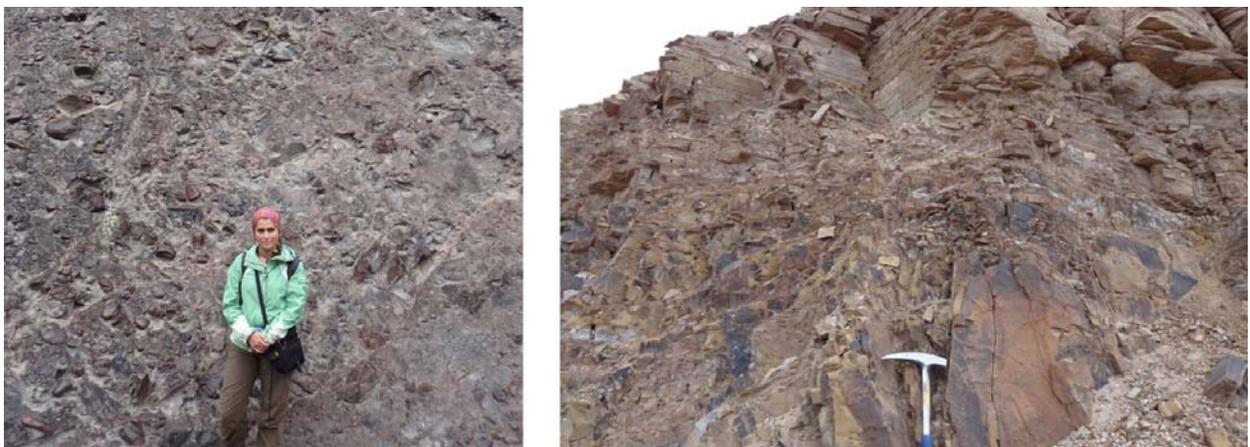


Figura 3.4. Litología de la de la Formación Quebrada Coscaya a escala de afloramiento: brecha basal (izq.), y lutitas fosilíferas (der.) en Quebrada Soga.



Figura 3.5. Vista panorámica al SSE desde el sector de Quebrada Soga. Se destaca la disposición estructural de la Formación Quebrada Coscaya (líneas claras), manteniendo suavemente al NE, subyaciendo a la Fm. Altos de Pica en discordancia angular.

Al interior de la Quebrada Sapte, la formación exhibe una brecha basal, con una potencia de al menos 20 m, compuesta de una matriz de arena media, que soporta clastos de cuarzo, metasedimentarios y de filitas micáceas pertenecientes a la unidad subyacente. Estos clastos varían de subangulosos a subredondeados, además de presentar mala selección y tamaños que varían de 5 a 30 cm (Fig. 3.4). Esta brecha basal es sobreyacida por areniscas finas, lutitas rojizas y lutitas fosilíferas (presencia de ammonoideos indeterminados) de tonalidad gris a verde clara (Fig. 3.4).

Las litologías observadas permiten inferir un ambiente de depositación de flujos de detritos subaéreos en abanicos aluviales para la brecha basal. Para las porciones que sobreyacen esta brecha, Harambour (1990) determinó un ambiente marino somero, transicional, asociado a llanuras de inundación en ambientes deltaicos.

La Fm. Quebrada Coscaya presenta un suave manteo que varía de 10 a 15° con dirección variable de NNE-SSW a NS de este a oeste (Fig. 3.5). En base a fotointerpretación, se observa que la sucesión se encuentra deformada en la zona sur-oriente del área de Camiña. Se encuentra muy deformada localmente en la zona de confluencia entre las quebradas de Soga y Sapte.

Harambour (1990) determinó una edad máxima del Sinemuriano para el Miembro Inferior, en base a hallazgos de *Arietites* y *Arnioceras* en niveles sedimentarios marinos. De la misma manera, estableció una edad mínima para el Miembro Superior del Oxfordiano en base a la presencia de microfósiles (*Ictiolitos*, *Rhyncholitos* y *Quinqueloculina*) documentada por Martínez (1984 y 1985, en Harambour, 1990). También, estableció correlaciones regionales en base a edad y litología para la Fm. Quebrada Coscaya, que incluyen a la Fm. Livilcar (Muñoz et al., 1988 en Harambour, 1990) hacia el norte de la zona de estudio, y las Formaciones Quehuita (Vergara, 1978; Smoje, 1989 en Harambour, 1990) y Aquino (Smoje, 1989 en Harambour, 1990), en el sector de Huatacondo (~20°50' S).

Formación Chusmiza (JKch) (Jurásico Superior – Cretácico Inferior (?))
(Harambour, 1990)

Definida por Harambour (1990), la Formación Chusmiza corresponde a una alternancia de conglomerados y tobas de colores pardos y verdosos de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior que afloran en la localidad homónima, al sur del área de Camiña.

En su localidad tipo, está compuesta por una sección basal de aproximadamente 250 m de conglomerados y aglomerados gris-verdosos, una sección media de cerca de 500 m de rocas clásticas gruesas dispuestas en una sucesión granocreciente, y una sección superior de más de 250 m de tobas de color gris blanquecino. En la zona de estudio afloraría el miembro superior definido por Harambour (1990) con un espesor mayor a 400 m. Se pueden diferenciar dos miembros diferentes; un miembro inferior compuesto por una sucesión de tobas vítreas y líticas de color rojo parduzco y verde grisáceo, y un miembro superior que correspondería a un sucesión de tobas líticas de color gris blancuzco y lavas andesíticas.

La base de esta formación es descrita por Harambour (1990), como relaciones de contacto basal localmente diferentes, siendo de transición y discordancia de erosión sobre el miembro superior de la Fm. Quebrada Coscaya.

Definida informalmente en este estudio, se denomina Ignimbrita Paucata a una serie de estratos que incluyen predominantemente tobas cristalinas de anfíbolos y tobas líticas grisáceas y verdosas claras (Fig. 3.6). Su localidad tipo se encuentra en las cercanías de las quebradas Retamilla-Paucata y De la Chiña, en la porción centro-oriental de la zona de estudio. Por sus características litológicas y aparente continuidad estratigráfica con la Fm. Chusmiza, la Ignimbrita Paucata es integrada a la unidad mesozoica.

Es sobreyacida por la Fm. Altos de Pica en paraconcordancia, y también por niveles de conglomerados asignados a la Fm. El Diablo. En base a foto-interpretación, la Ignimbrita Paucata presenta un espesor máximo de ca. 350 m en la Quebrada Retamilla-Paucata. A pesar de no haberse observado en terreno, se infiere por foto-interpretación que también subyace en paraconcordancia a la Fm. Lupe en el sector de Quebrada De la Chiña. Deformada localmente en forma de pliegues monoclinales, esta unidad presenta un manteo regional sub-horizontal. En el sector oriental de la Quebrada Retamilla-Paucata es sobreyacida por lavas del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane.

Una breve descripción litológica incluye tobas cristalinas (Fig. 3.6) mostrando cuarzo subhedral de tamaño modal de 3 mm (10%), plagioclasa euhedral y subhedral con tamaño modal de 2 a 3 mm (7%), y anfíbolos euhedrales de 3 mm de largo (5%), en una matriz vítrea. Las tobas líticas de la Ignimbrita Paucata (Fig. 3.6 B) tienen una composición similar, pero soportando clastos de tamaño lapilli a bloque (ca. 30 cm).



Figura 3.6. Tobas de la Fm. Chusmiza en Quebrada Retamilla-Paucata (Ignimbrita Paucata). (A) muestra niveles de tobas cristalinas y (B) bloques dentro de tobas líticas.

Finalmente un estudio paleontológico a través de la observación de cortes transparentes realizado por Martínez (1985, en Harambour, 1990) estableció la presencia de foraminíferos atribuibles a los géneros *Quinqueloculina* y/o *Triloculina*, cuyo rango estratigráfico bastante amplio (Jurásico – Presente), además de un posible radiolario *policitino* comunes del Jurásico superior, Cretácico y Eoceno, por lo que en base a los antecedentes estratigráficos de la formación se le atribuye una edad comprendida entre el Jurásico superior – Cretácico inferior. Debido a las características continentales de esta unidad, se puede correlacionar cronológicamente con la Fm. Guatacondo (García, 1967; Smoje, 1989, en Harambour, 1990), hacia el sur, y con la parte más alta de la Fm. Livílcar (Muñoz et al., 1988, en Harambour, 1990), de la Quebrada de Azapa. La parte media a superior de la Fm. Chusmiza se correlaciona con la Fm. Cerro Empexa, cuyos afloramientos en el sector de Guatacondo están dispuestos en discordancia angular suave sobre la formación homónima (Smoje, 1989).

Formación Cerro Empexa (KTe) (Cretácico Superior – Paleoceno)
(Galli y Dingman, 1962)

La Formación Cerro Empexa fue definida por Galli y Dingman (1962) (emend. Vergara y Thomas, 1984; Ladino, 1998; Tomlinson et al., 2001) como una sucesión de depósitos sedimentarios continentales, y depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios, incluyendo lavas, brechas, tobas y depósitos de lahares. Fue definida en la localidad homónima (ca. 20°40' S), específicamente, en el sinclinal Higuieritas.

Se expone en los dominios norte y central del cuadrángulo, restringida a afloramientos expuestos a lo largo de las quebradas Camiña, Pinavane y Retamilla-Paucata. En la última quebrada es donde aflora mejor y más extensamente, aunque se muestra parcial y localmente cubierta por depósitos de remociones en masa. La base de la formación no está expuesta en las zonas donde subyace en discordancia angular y erosiva a los depósitos de la Fm. Altos de Pica (OMap) (Fig. 3.7). Al no exponerse su base a lo largo de sus afloramientos, se ha estimado un espesor mínimo para la formación de aproximadamente 350 m. en el área de Quebrada Retamilla-Paucata. En esta quebrada, se encuentra intruida por un cuerpo intrusivo dacítico (I(a) en mapa adjunto), y en su sector central, por intrusivos indiferenciados (I(b) en mapa adjunto).

Pinto (1999) observó y documentó para la Fm. Co. Empexa en el área de Quebrada Camiña, una sucesión de depósitos sedimentarios continentales, de tonalidades predominantemente azul oscuro y también burdeos. Esta sucesión está compuesta de areniscas finas subarcóicas, con contenido de cuarzo (40%), feldespato (40%), y líticos (5%), además de minerales opacos (8%), en una matriz más fina (5%) de composición similar. Presentan buena selección de clastos, además de buena consolidación. La sucesión, también, incluye areniscas medias litofeldespáticas compuestas por líticos volcánicos (30%), feldespato (30%) y una matriz (40%) de componentes finos alterados. Se encuentra intruido localmente por stocks de pórfidos riolíticos y granodioríticos en la localidad de Quistagama. En la Quebrada Pinavane, la Fm. Co. Empexa se expone en sus porciones superiores, presentando un conjunto de coladas de lavas andesíticas autobrechizadas, con una fuerte sobreimposición de alteración propilítica (Fig. 3.8)

La Fm. Co. Empexa se encuentra deformada por pliegues y fallas bien expuestas en Quebrada Retamilla y Quebrada Camiña. De esta manera, su disposición estructural varía a lo largo de sus afloramientos, pero posee un rumbo *ca.* NS. Sus manteos varían de 50° E a *ca.* 40° W en el área de Retamilla, donde la unidad muestra un amplio pliegue sinclinal. Se encuentra fallada por corrimientos de despegue menor (Fig. 3.7) (sección 3)

Las edades para esta formación han sido determinadas por métodos radioisotópicos. Tomlinson et al. (2001) determinó edades de 72 Ma (Tomlinson, comunicación escrita, 2003, en Pinto et al., 2004) para una toba intercalada en la sucesión. En la localidad tipo de la formación, se han documentado 4 edades U-Pb en circón, con rangos entre $74,8 \pm 1,0$ Ma y $68,2 \pm 0,4$ Ma; para afloramientos de la zona de Mamiña se han documentado edades U-Pb en circón desde $79,4 \pm 1,1$ Ma hasta $65,7 \pm 1,4$ Ma, principalmente en ignimbritas intercaladas en la formación (Tomlinson, comunicación escrita, 2012). Estas edades acotan la formación al lapso Cretácico Superior – Paleógeno inferior. Las correlaciones regionales para la formación incluyen al miembro inferior de la Formación Purilactis (Dingman 1963; Dingman 1967). Sin embargo, Arriagada (2006) asigna la formación anterior al Cretácico medio, en base a correlaciones paleomagnéticas (119-84 Ma), poniendo en debate la temporalidad de su depositación. A pesar de lo anterior, en el estudio se considerarán las dataciones más recientes. La Formación Cerro Empexa también ha sido correlacionada con la Formación Guaviña (Sayes, 1978), en la II y I regiones, respectivamente (SERNAGEOMIN, 2003).

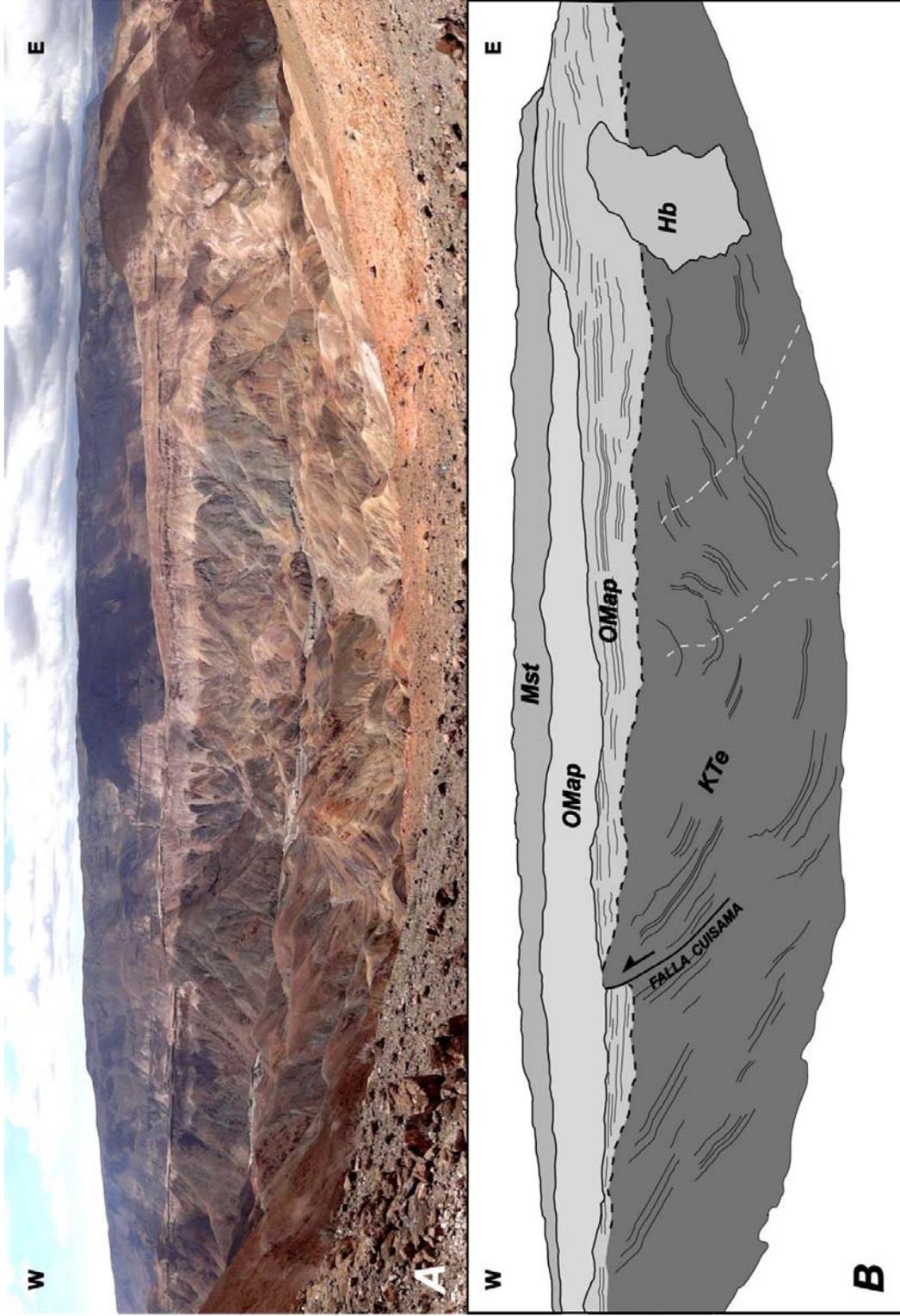


Figura 3.7. (A) Vista panorámica hacia el Norte de las formaciones Cerro Empexa y Altos de Pica en Quebrada Retamilla. (B) Interpretación esquemática . Se destacan disposición estructural de la unidad mesozoica, la falla Cuisama, y depósitos de remoción en masa que cubren la unidad. La línea segmentada entre OMap y KTe corresponde al Pediplano de Choja (Galli, 1967). El ancho de la fotografía alcanza aproximadamente 6 km de extensión. Las líneas segmentadas gris claro representan los ejes de pliegues que afectan al substrato.



Figura 3.8. Lavas andesíticas autobrechizadas de la Fm. Cerro Empexa en Quebrada Pinavane.

3.2.3. Oligoceno superior – Mioceno superior

En el Cuadrángulo Camiña, los depósitos de este lapso están representados por una extensa cobertura constituida principalmente por rocas volcánicas y sedimentarias continentales. Con un espesor que varía entre 100 y ca. 600 m (en la zona de transición PC-CO), la secuencia Cenozoica cubre casi la totalidad de la zona de estudio. En el sector occidental y central del área de Camiña (transición DC-PC), predominan ignimbritas y depósitos aluviales en disposición subhorizontal. Sobreyacen en discordancia angular, por sobre una superficie erosiva relativamente plana, denominada como “Pediplano de Choja” (Galli, 1967) (Figs. 3.1 y 3.7) al substrato mesozoico, y se encuentran deformadas localmente en forma de pliegues monoclinales, cuyo desarrollo ha resultado en depósitos sedimentarios sintectónicos a la deformación (sección 3.3)

Desde el sector central hacia el sector nororiental (PC-CO), predomina una cobertura de lavas del Mioceno medio – superior, también en disposición subhorizontal. La sucesión estratigráfica incluye a la Fm. Altos de Pica (OMap, Oligoceno superior – Mioceno inferior), la Fm. El Diablo (Mimd, Mioceno inferior – medio), una cobertura de lavas del Mioceno medio – superior (CVMG) y la Fm. Lupe (Mioceno medio-superior).

Formación Altos de Pica (OMap) (Oligoceno superior – Mioceno inferior)
(Galli, 1957; Galli y Dingman, 1962)

Definida por Galli (1957) y Galli y Dingman (1962), y corresponde a una sucesión volcánica continental, compuesta principalmente por ignimbritas y rocas sedimentarias detríticas, y diferenciada en cinco miembros. Ha sido descrita además por Naranjo y Paskoff (1985), Pinto (1999), Victor (2000), Farías (2003), Pinto et al. (2004), Victor et al. (2004) y Farías et al. (2005). Su localidad tipo se encuentra en la localidad homónima, en la Precordillera de Tarapacá, en la latitud de ca. 20°20' S.

Una sección tipo muy generalizada de la formación incluye depósitos productos de volcanismo explosivo; tobas principalmente cineríticas e ignimbritas de tonalidades anaranjadas, café claro y blanquecinas, intercaladas por niveles de conglomerados y brechas bien estratificados, y de menor potencia, que representan buenos niveles guías para la determinación de resaltos topográficos en zonas localmente deformadas dentro de la sucesión. Estos niveles sedimentarios contienen tanto clastos provenientes de niveles inferiores de la misma unidad, como de unidades más antiguas (Fm. Quebrada Aroma) (Fig. 3.9 C). En el área de Camiña, afloran los miembros 2 y 4, con variaciones en sus espesores con respecto a la sección tipo descrita. En la zona de estudio, se incluye a la Ignimbrita Moquilla e Ignimbrita Suca (Miembro 2), y la ignimbrita Nama (Miembro 4), definidas por Pinto (1999) como parte de la Fm. Latagualla.

Se dispone en discordancia angular sobre el substrato mesozoico deformado correspondiente a la Fm. Quebrada Coscaya (Jc), y también, rellenando paleorelieves en la porción sur de la zona de estudio (Quebrada Soga). En la porción central y norte, se dispone sobre una superficie relativamente horizontal, en discordancia angular sobre el substrato deformado correspondiente a la Fm. Co. Empexa. (Fig. 3.7). Es sobreyacida, en la porción centro-occidental y centro-oriental por depósitos aluviales sintectónicos asignados a la Fm. El Diablo (Mimd), en paraconcordancia, y mostrando discordancias progresivas localmente. En los dominios norte y oriental de la zona de estudio es sobreyacida en paraconcordancia por productos volcánicos efusivos del Mioceno medio-superior (Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane).

Sus espesores varían de 0 a ca. 400 m, alcanzando este máximo en el sector de Quebrada Retamilla, en el dominio central del cuadrángulo. En esta localidad, su porción superior representa actual superficie de erosión. Con un espesor promedio de 100 a 250 m. Cabe destacar que la formación varía su espesor gradualmente a lo largo y ancho de la zona de estudio. Esta unidad presenta una disposición subhorizontal a escala regional, suavemente inclinada hacia el oeste, con un manteo que no supera los 5°. Localmente, se encuentra deformada en forma de pliegues monoclinales de amplitudes kilométricas (sección 3.2). En Quebrada Pinavane se encuentra intruida por un intrusivo hipoabisal microdiorítico (I(c) en mapa adjunto).

La litología predominante para esta unidad son ignimbritas con grado de soldamiento variable, con intercalaciones de niveles de conglomerados y brechas continentales de menor espesor. Estos niveles sedimentarios, al igual que las ignimbritas pueden acuñarse, perdiendo continuidad estratigráfica, y, también, pueden presentar gradaciones y paleocanales (Fig. 3.9 A y B). La composición de las tobas varía, tanto en cristalinidad (de un 5% a un 15%) como en contenido de pómez (5 a 30%), líticos (5 a 25%), proporción relativa de matriz-piroclastos (30-70% a 50-50%), y por lo general muestra una granulometría variable de ceniza fina a lapilli. Los

crisales contenidos en la matriz cinerítica de las tobas generalmente corresponden a cuarzo subhedral y biotita euhedral, con tamaños variables entre 0.3 y 3 mm, además de presentar minerales opacos de tamaño ~0.1 mm, y plagioclasas subordinadas, muy escasas. Las pómez varían su tamaño entre 2 mm hasta 10 cm. Los fragmentos líticos son predominantemente angulosos a subangulosos, de composición andesítica a riódacítica, de tonalidades gris oscuro a rojiza, y con un tamaño variable de entre 5 mm y 12 cm. Una columna tipo levantada en la localidad de Camiña, correspondiente al Miembro 4 de la formación, incluye de base a techo (3.9 A):

- Ignimbrita de *ca.* 35 m de espesor, de color rosáceo pálido a gris muy claro. Corresponde a una toba cinerítica compuesta por pómez rosáceas (~30%) de 2 mm a 6 cm, con tamaño modal de 5 mm; líticos subangulosos de 1 mm a 10 cm, con moda de 5 mm (andesíticos y riódacíticos, ~5%); y fenocristales (~2%) de cuarzo anhedral (tamaño modal de 2 mm) y biotita euhedrales (tamaño modal de 1 mm), en una matriz vítrea de color rosácea pálida (~65%) (Fig. 3.9 B).
- Ignimbrita de *ca.* 30 m de espesor, de color rosáceo oscuro. Corresponden a tobas cineríticas compuestas por pómez blanquecinas y rosáceas subordinadas (~25%) de 0.5 a 10 cm, con tamaño modal de 1 cm; líticos subangulosos a subredondeados de 1 mm a 12 cm, y moda de 3 cm (andesíticos, 15-20%); y fenocristales (2%) de biotita euhedrales de 0.5 a 1 mm, con tamaño modal de 0.5 mm, en una matriz vítrea de color gris pálido (~50%) (Fig. 3.9 C).
Ignimbrita de color naranja a café claro, de *ca.* 60 m de espesor. Corresponde a una toba cinerítica de pómez blanquecinas y grisáceas (~20%) de 3 mm a 3 cm, con moda de 1 cm; líticos subangulosos moderadamente bien seleccionados de 1 mm a 4 cm y moda de 0.5 cm (andesíticos y riódacíticos, ~5%); y fenocristales (~7%) de cuarzo anhedral de 1 mm (modal) y biotita euhedrales de 1 mm (modal), en matriz vítrea de color café muy claro (~70%) (Fig. 3.9 D).
- Ignimbrita de color café oscura con una potencia aproximada de 20 m. Está compuesta por una toba cinerítica de líticos (~35%), de tamaño variable entre 2 mm y 40 cm, con tamaño modal de 4 cm, además de crisales anhedral de cuarzo y biotita subordinados (~5%) de tamaño inferior a 2 mm, en una matriz de ceniza muy fina (Fig. 3.9 E).
- Ignimbrita de color naranja pálido, de *ca.* 65 m de espesor. Corresponde a una toba cinerítica de pómez blanquecinas y grisáceas (~5%) de 5 cm máximo y 3 cm modal; líticos de 1 a 10 cm, con tamaño modal de 1 cm (andesíticos, ~5%); y fenocristales (~15%) de biotita euhedrales de 0.5 a 1.5 mm y tamaño modal de 1 mm (8-10%), y cuarzo anhedral de 1 mm (modal) (5%), en una matriz vítrea de color damasco claro (75%) (Fig. 3.9 F).
- Ignimbrita de color grisáceo a naranja pálido, de *ca.* 75 m de espesor. Corresponde a una toba cinerítica de pómez grisáceas y anaranjadas subordinadas (~10%) de 0.5 a 6 cm y 2 cm modal, conteniendo crisales de biotita y cuarzo de ~1 mm; líticos de 2 mm a 4 cm, con tamaño modal de 5 mm (andesíticos, ~2%); y fenocristales (~15%) de cuarzo anhedral de 0.5 a 5 mm y moda de 3 mm (~12%), de biotita euhedrales de 1 a 2 mm y moda de 1 mm (~3%) en una matriz vítrea gris claro (80%) (Fig. 3.9 G).

En la Quebrada Soga, se documentaron *ca.* 170 m de ignimbritas con intercalaciones de conglomerados y brechas, correspondientes al Miembro 4 de la formación. En resumen, esta columna incluye ignimbritas con mayor variabilidad composicional que las documentadas en Quebrada Camiña; varias tobas que constituyen las ignimbritas presentan un gran porcentaje de

matriz (> 85%) con respecto al contenido de líticos, cristales y pómez, mientras que otras muestran carencia de fragmentos líticos y pómez, restringiendo los fragmentos soportados en la matriz cinerítica a cristales euhedrales de biotita, menores a 2 mm, y que alcanzan un 5% del volumen en la roca total (Fig. 3.11). En esta localidad, también se observa una mayor cantidad de niveles de conglomerados y brechas, ricas en líticos con gran variabilidad de tamaño (de 2 mm a ~30 cm), productos de la erosión de los niveles subyacentes de la misma unidad. En estos niveles se observa el desarrollo de paleocanales, y gradación de clastos.

La Ignimbrita Nama (OMap (4) en mapa adjunto) corresponde a un depósito de tobas dacíticas de ca. 200 m de espesor que se distribuye ampliamente en la Pampa Nama, en el extremo norte del área de Camiña (Pinto, 1999). Se dispone en discordancia erosiva bajo las lavas del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane, y sobre niveles clásticos del Miembro 2 de la Fm. Altos de Pica en la Quebrada Suca (mapa adjunto). Para la Ignimbrita Nama, Pinto (1999) caracterizó su litología como una toba soldada de tendencia modal dacítica compuesta por plagioclasa (20%) euhedral de tamaño < 2 mm, cuarzo (2%) de tamaño 0.5 mm, biotita oxidada (ca. 5%) subhedral de 1 mm, además de opacos, piroxeno (2%) y anfíbola (2%) en una matriz desvitrificada (ca. 70%).

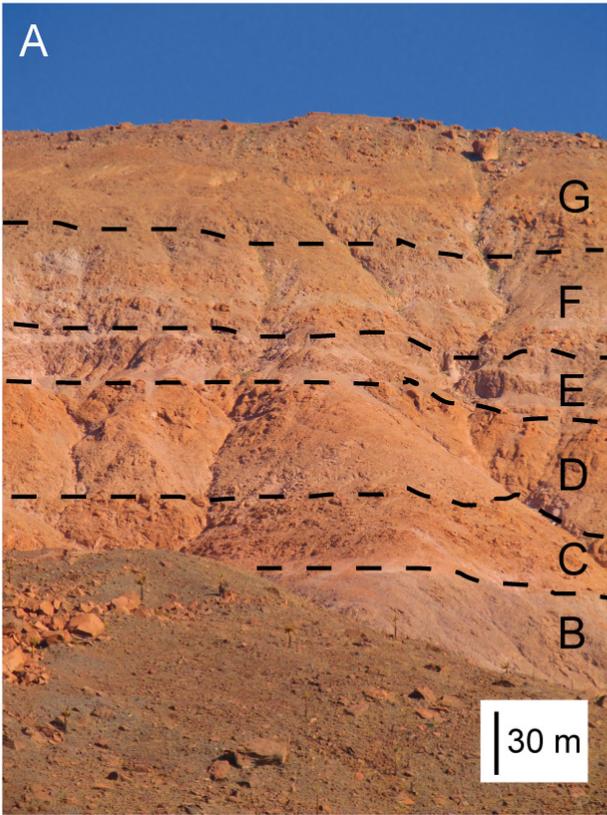


Figura 3.9. Afloramientos documentados para la Fm. Altos de Pica en la localidad de Camiña. La Figura 10 a muestra los afloramientos para la columna levantada. Las fotografías en 10 b, c, d, e, f y g muestran las litologías de cada nivel a escala de afloramiento.

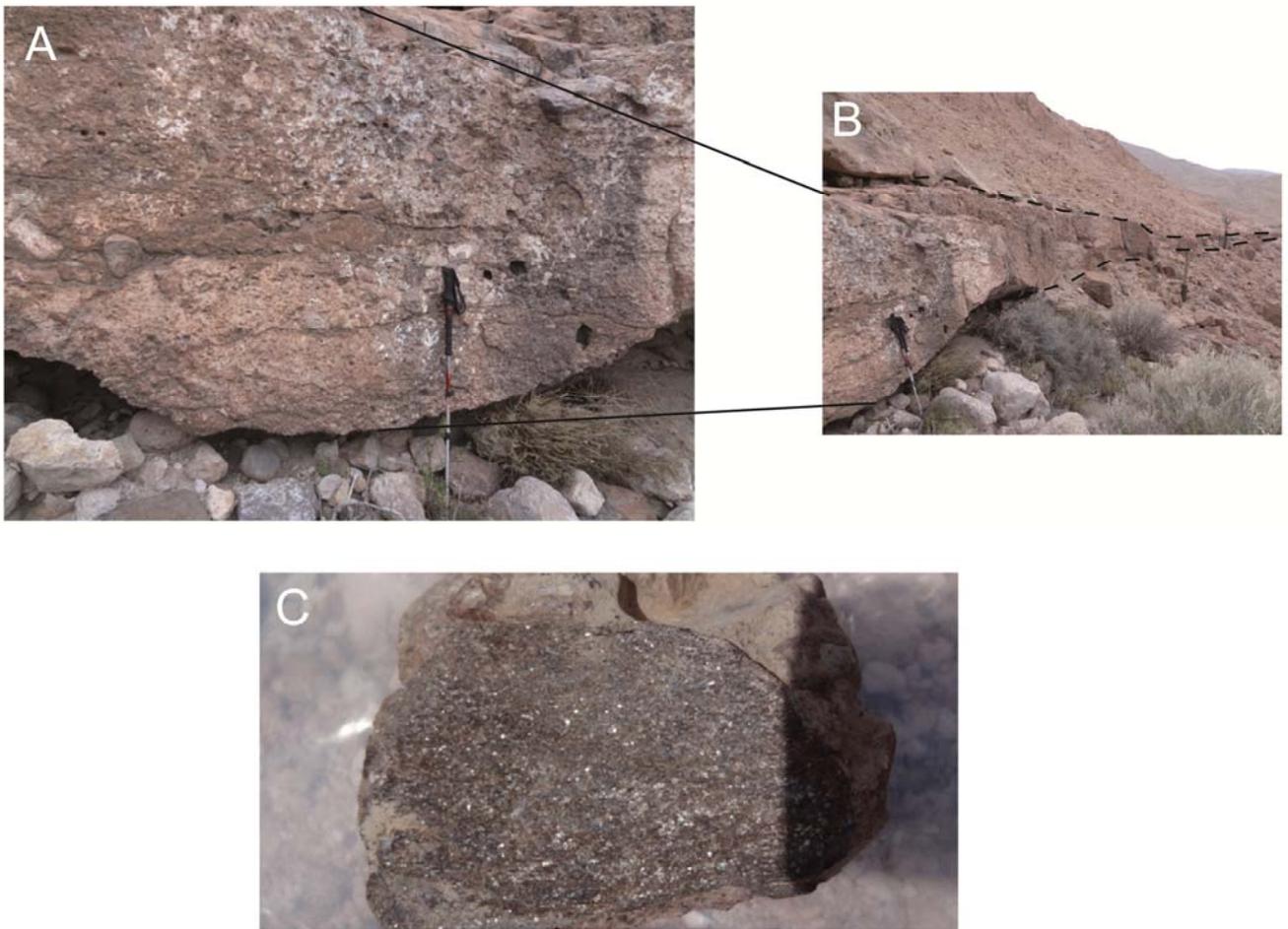


Figura 3.10. Afloramientos de la Fm. Altos de Pica. Paleocanal en nivel de conglomerados (A) intercalado dentro de secuencia ignimbrítica (B) de la Formación Altos de Pica, a escala de afloramiento, en Quebrada Soga. El largo del bastón es de aproximadamente 1.5 m. La figura 12 C muestra un clasto de esquisto micáceo, probablemente proveniente de la Fm. Quebrada Aroma (DCa) contenido en un nivel de conglomerados de la Formación Altos de Pica en Quebrada Retamilla. El tamaño del clasto es de 10 cm.

Los niveles sedimentarios detríticos en forma de paleocanales dentro de la secuencia (Fig. 3.10 A y B), indican el desarrollo de encauzamiento de los flujos sedimentarios a lo largo y ancho del paleorelieve. Estos encauzamientos se habrían desarrollado por sobre depósitos de abanicos aluviales provenientes de los ápices de zonas localmente alzadas (Farías, 2003), y en especial en las zonas de mayor deformación (desarrollo de pliegues monoclinales). Los clastos provendrían de niveles inferiores de la misma unidad y también de unidades más antiguas (Fm. Quebrada Aroma; DCa) (Fig. 3.10 C), lo cual sugiere la erosión de estas mismas, y unidades antiguas ya exhumadas durante el período de acumulación.



Figura 3.11. Afloramiento de tobas cineríticas cristalinas en ignimbrita del Miembro 4 de la Formación Altos de Pica, en Quebrada Soga.

Se ha asignado una edad acotada entre el Oligoceno superior – Mioceno inferior para la formación. Esto, basado en resultados de dataciones radioisotópicas para distintos miembros de la formación (Tabla 2), en las regiones donde la unidad aflora. Se asignará esta edad para la formación en este estudio, también tomando en cuenta la correlación regional establecida con la Fm. Latagualla (Pinto, 1999), cuyas edades radioisotópicas y características litoestratigráficas coinciden con la información documentada y recabada para la Fm. Altos de Pica a lo largo de la Precordillera en la Región de Tarapacá. La Fm. Altos de Pica ha sido correlacionada con varias unidades oligo-miocenas que se exponen a lo largo de la PC y DC en el norte de Chile. Estas correlaciones incluyen: la Fm. Lupica (18°25' S), el Miembro Inferior de la Fm. Azapa (18°30' S); los miembros 2 y 4 de la Fm. Altos de Pica con la Fm. Oxaya (18°30' S), y los miembros 1, 2 y 3 de la Fm. Latagualla (19°15'S) (correlaciones basadas en los trabajos de Galli y Dingman, 1962; García 1996 y 2002; Parraguez, 1998; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005).

Tabla 2. Edades radioisotópicas para la Fm. Altos de Pica y Latagualla. Se especifica, además, el método utilizado, ubicación de la muestra analizada, y referencias (Modificado de Pinto, 1999; Farías et al., 2005 y Muñoz, 2007). (* Material datado: RT, roca total; Bt: biotita; Bt-Hb: isócrona biotita-hornblenda).

	Unidad	Edad (Ma)	Método*	Ubicación (Lat/Long)	Autor
1	Fm. Latagualla	16.2 ± 0.7	K/Ar (Bt)	19°13' S/69°38' W	Muñoz & Sepúlveda (1992)
2	Fm. Latagualla	16.3 ± 0.6	K/Ar (RT)	19°13' S/69°38' W	Muñoz & Sepúlveda (1992)
3	Fm. Latagualla	17.4 ± 0.6	K/Ar (Bt)	-	Naranjo & Paskoff (1985)
4	Fm. Latagualla	19.3 ± 0.8	K/Ar (Bt)	19°22' S/69°32' W	Pinto (1999)
5	Fm. Latagualla	21.7 ± 0.6	K/Ar (Bt)	19°22' S/69°32' W	Naranjo & Paskoff (1985)
6	Fm. Altos de Pica	16.27 ± 0.16	Rb/Sr (Bt-Hbl)	20°13' S/68°60' W	Victor et al. (2004)
7	Fm. Altos de Pica	24.33 ± 0.26	Rb/Sr (Bt-Hbl)	20°30' S/69°21' W	Victor et al. (2004)
8	Fm. Altos de Pica	20.9 ± 0.21	Rb/Sr (Bt-Hbl)	20°30' S/69°21' W	Victor et al. (2004)
9	Fm. Altos de Pica	17.67 ± 0.18	Rb/Sr (Bt-Hbl)	20°24' S/69°06' W	Victor et al. (2004)
10	Fm. Altos de Pica	11.7 ± 0.4	K/Ar (RT)	19°38' S/69°13' W	Farías et al. (2005)
11	Fm. Altos de Pica	26.0 ± 0.4	Ar/Ar (Bt)	19°32' S/69°20' W	Farías et al. (2005)
12	Fm. Altos de Pica	22.6 ± 1.6	K/Ar (Bt)	20°18' S/69°02' W	Naranjo & Paskoff (1985)
13	Fm. Altos de Pica	18.2 ± 0.9	K/Ar (Bt)	20°35' S/69°03' W	Naranjo & Paskoff (1985)
14	Fm. Altos de Pica	19.25 ± 0.43	Ar/Ar (Bt)	20°03' S/69°15' W	Bouzari & Clark (2002)
15	Fm. Altos de Pica	17.3 ± 0.5	K/Ar (RT)	20°10' S/69°20' W	Vergara et al. (1986)
16	Fm. Altos de Pica	18.6 ± 0.3	K/Ar (RT)	20°10' S/69°20' W	Vergara et al. (1986)
17	Fm. Altos de Pica	15.9 ± 0.8	K/Ar (Bt)	20°14' S/68°53' W	Baker (1977a)
18	Fm. Altos de Pica	16.6 ± 0.4	K/Ar (Bt)	20°31' S/69°20' W	Baker (1977a)
19	Fm. Altos de Pica	23.4 ± 1.0	K/Ar (Bt)	19°53' S/69°23' W	Baker (1977b)

Formación El Diablo (Mimd) (Mioceno inferior – medio)
(Tobar et al., 1968)

La Formación El Diablo, definida por Tobar et al. (1968), corresponde a una sucesión sedimentaria continental clástica, con espesores mínimo y máximo de 50 y 250 m, respectivamente. Está constituida principalmente por conglomerados, areniscas gruesas de tonalidades oscuras, con intercalaciones evaporíticas delgadas. Ha sido estudiada, además, por Vogel y Villa (1980), Naranjo y Paskoff (1985), Parraguez (1998), Pinto (1999), Farías (2003), García et al. (2004), Pinto et al. (2004) y Farías et al. (2005). Su área tipo se encuentra en la quebrada homónima, ubicada aproximadamente a 50 km al norte del área de Camiña (ca. 18°50' S).

Sobreyace la Fm. Altos de Pica en paraconcordancia, y localmente, en discordancias progresivas, asociadas al desarrollo de pliegues monoclinales o flexuras. Conforman la principal superficie de sedimentación (Pediaplano de Atacama, según Naranjo y Paskoff, 1985, desde la zona de estudio hacia la DC. Hacia la porción oriental de la Quebrada Retamilla-Paucata, sobreyace en aparente discordancia a la Fm. Chusmiza. En el extremo norte del cuadrángulo, la formación se encuentra sobreyacida por la Lava de Pampa de Tana (CVMG). En la zona de estudio, su espesor mínimo es de ca. 10 m en el área de Quebrada Camiña, y su máximo alcanza hasta aproximadamente 180 m, en el extremo sur poniente. A lo largo y ancho de la zona de estudio, la formación aumenta gradualmente su espesor de NE a SW, debido a que las sucesiones que la componen corresponden al producto de sedimentación asociada a deformación, que permite que se preserven los depósitos en forma de estratos de crecimiento, que registran el desarrollo de estructuras compresivas (Pinto, 1999). La formación se expone en el dominio oriental y ampliamente en el dominio suroriental del cuadrángulo, mostrando sus espesores

máximos. En su dominio central y norte, se distribuye sobre altos topográficos que separan quebradas de orientación ~ E-W, donde muestra sus espesores mínimos.

La Fm. El Diablo tiene una disposición regional subhorizontal, levemente inclinada hacia el suroeste ($< 5^\circ$). Sin embargo, localmente, se encuentra deformada en forma de monoclinales, de manera similar a la deformación que muestra la Fm. Altos de Pica, llegando a presentar una disposición sub-vertical en los limbos de las estructuras (sección 3.3). Localmente, también, los niveles que componen la formación muestran geometrías de *onlap* y *overlap*, desarrolladas sincrónicas a la evolución de estas estructuras compresivas.

En el contexto del presente trabajo, no se levantaron columnas estratigráficas detalladas para la formación, por lo que la información se complementó con los registros documentados en la literatura. Existen registros muy detallados y completos en los trabajos de Pinto (1999), Farías (2003), Pinto et al. (2004) y Farías et al. (2005), donde se describen extensamente los afloramientos de las Formaciones El Diablo. De la misma manera, cabe mencionar que en el mapeo geológico no se discriminaron los dos miembros de la formación, pues la calidad y detalle de la documentación no se consideraron suficientes para establecer lo último, tanto por el enfoque del estudio como por la dificultad para acceder a los afloramientos en la zona central y oriental del área de Camiña.

En la porción oriental de la Qda. Retamilla-Paucata, aflora una sucesión de al menos 20 m de brechas piroclásticas de bloques, con clastos polimícticos angulosos de escala métrica, de composición andesítica a riódacítica (ca. 30%), mala selección. También se incluyen clastos graníticos y tobáceos ($< 20\%$). Estos se encuentran soportados en una matriz de tonalidad rosácea clara, y de composición cinerítica (Fig. 3.12). El nivel muestra buena consolidación.



Figura 3.12. Brechas polimícticas de bloques de la Fm. El Diablo. Nótese el tamaño y angulosidad de los clastos inmersos en una matriz cinerítica, además del carácter polimíctico de sus componentes.

En la Pampa de Tana, se documentaron niveles de ca. 5 a 10 m, posiblemente correspondientes al Miembro Inferior de la formación (Fig. 3.13), compuestos de conglomerados monomícticos, con clastos de composición andesítica, subangulosos a subredondeados, presentando mala selección. Son bien consolidados y matriz-soportados. Este nivel presenta lentes de areniscas gruesas rojizas, mostrando estratificación cruzada, y también fangolitas.



Figura 3.73. Nivel de conglomerados monomícticos, posiblemente pertenecientes al Miembro Superior de la Fm. El Diablo, subyaciendo a la Lava de Tana en la pampa homónima. Se destaca en línea discontinua un lente de areniscas gruesas.

En el área de las quebradas Itapillán y Pinavane, se documentaron niveles de ca. 20 m que en general presentan una litología que incluye conglomerados gruesos, clasto-soportados, con clastos polimícticos de composición andesítica a riodacítica. También incluye entes de arenisca media carentes de estructuras. Presenta mala selección y clastos sub-angulosos de tamaño variable de 2 cm hasta ca. 1 m, con un tamaño modal de 20-30 cm (Fig. 3.14 A y B).

Para el sector centro-oriental de la zona de estudio, específicamente en la Quebrada Retamilla-Paucata, se documentó una potente alternancia (< 250 m) que incluye: conglomerados de bolones y bloques (Figs. 3.15 A, B y C), de composición predominante andesítica (>45%), con clastos riodacíticos subordinados (<15%), subangulosos y subredondeados, con mala selección, predominantemente matriz soportados, y de bajo empaquetamiento; areniscas finas a medias de composición andesítica (>60%), de buena selección y empaquetamiento pobre, mostrando laminación paralela nítida en varios niveles (Fig. 3.15 D); niveles delgados (<10 cm) de limo; areniscas conglomerádicas de composición andesítica. Dentro de esta alternancia, los niveles más finos (areniscas y limos) también muestran geometrías lenticulares, y estructuras sedimentarias que incluyen estratificación cruzada y paralela. En general la alternancia presenta empaquetamiento pobre, selección media y gran variación de madurez textural. Los distintos niveles muestran gran variación en cuanto a su potencia (centimétrica a decamétrica). Esta alternancia podría ser asignada al Miembro Superior, según las características de la formación descritas en Pinto (1999) y Farías (2003).



Figura 3.14. Nivel de conglomerados polimícticos pertenecientes al Miembro 1 de la Fm. El Diablo. Ambas imágenes muestran los niveles a escala de afloramiento. En B se destaca un lente de areniscas gruesas dentro del nivel de conglomerados. Largo de la funda de cámara 12 cm.

Para el sector occidental de la zona de estudio, la información documentada por Pinto (1999) y Pinto et al. (2004) incluye para la formación, una secuencia que de base a techo muestra: a) estratos basales de conglomerados medios a muy gruesos, de clastos oscuros, angulosos y muy mal seleccionados, soportados en una matriz de grava fina, arena y limo; y b) paquetes de gravas gruesas y muy gruesas, de selección mala a regular, de clastos subredondeados a subangulosos, clasto-soportados, con empaquetamiento suelto, en estratos con estratificación regular de base y techo planos, compuesto principalmente por fragmentos de andesitas y de tobas soldadas café claro, escasos clastos de granitos y brechas volcánicas. Estos niveles se disponen con una geometría de crecimiento en *onlap*, variando a una geometría *overlap*, e incluyen porciones de los dos miembros de la formación.

Según Farías (2003) y Farías et al. (2005), para el extremo sur del cuadrángulo, la Fm. El Diablo consiste, en general, de conglomerados brechosos de guijarro grueso, matriz-soportado a clasto-soportado, polimícticos, de muy mala selección, con empaquetamiento medio, alternados por lentes de areniscas conglomerádicas y diminutos lentes de fangolitas cinerítica gris clara, correspondientes al Miembro Superior de la formación. Además, este miembro incluye al menos tres niveles potentes de conglomerados arenosos y de gravas gruesas consolidadas, intercaladas por niveles arenosos con estratificación planar y cruzada, y lentes de fangolitas. La composición de estos niveles incluye clastos andesítico-basálticos (> 50%), con cantidades menores de ignimbritas (10-30%), clastos andesíticos verdosos (10-30%), granodioritas (10-20%), y en menor cantidad, riodacitas rojizas (< 10%). Para el extremo sur del cuadrángulo, la Fm. El Diablo consiste en una secuencia de conglomerados brechosos de guijarro grueso, matriz-soportado a clasto-soportado, polimícticos, de muy mala selección, con empaquetamiento medio, alternados por lentes de areniscas conglomerádicas y diminutos lentes de fangolitas cinerítica gris clara.



Figura 3.15. Formación El Diablo en zona centro – oriental del área de Camiña en Quebrada Retamilla – Paucata. (A) porción de la alternancia descrita en el texto. (B) nivel de conglomerados polimícticos de composición predominantemente andesítica. (C) bloque de composición andesítica dentro de nivel conglomerádico de la unidad. (D) nivel de ca. 20 cm de areniscas medias a finas de composición andesítica exhibiendo laminación paralela nítida.

El ambiente de depositación para la Fm. El Diablo corresponde al del desarrollo de sistemas de abanicos aluviales en su porción proximal, media y distal, en un clima semi-árido, con facies de flujos de detritos y flujos de fango en las cercanías de la Flexura Moquella (Pinto, 1999; Farías, 2003; Pinto et al., 2004). La presencia de estructuras sedimentarias evidencia eventuales ascensos en el nivel de aguas en cauces representados por lóbulos y formas lenticulares (Farías, 2003). Por la distribución de los miembros de la unidad en el área de Camiña, se puede decir que de este a oeste la Fm. El Diablo experimenta en general una transición gradual de facies de abanicos aluviales proximal a distal. La fuente de aporte de sedimentos correspondería principalmente a la erosión de productos volcánicos del Mioceno superior.

En base a las dataciones radioisotópicas documentadas por Muñoz y Sepúlveda (1992) para la Ignimbrita Nama, de la porción superior del Miembro 4 de la Fm. Altos de Pica, que

arrojan una edad de 16.2 ± 0.7 Ma, y considerando las edades documentadas para la Lava de Pampa de Tana por Naranjo y Paskoff (1985) y Muñoz y Sepúlveda (1992); 9.0 ± 1.0 y 8.2 ± 0.5 Ma, respectivamente. Pinto et al. (2004) acotaron la edad del Miembro 4 de la Fm. Latagualla (correlacionado en este trabajo a la Fm. El Diablo) entre 16 y 9-8 Ma. Esta edad concuerda con la establecida por Farías (2003) y Farías et al. (2005) para la formación en la región de Aroma, es decir, Mioceno inferior – medio.

La Fm. El Diablo ha sido correlacionada con el Miembro 4 de la Fm. Latagualla y con el Miembro 5 de la Fm. Altos de Pica en la región de Pica (Fig. 1.1) (Pinto et al., 2004). En la región de Aroma (Fig. 1.1), Farías (2003) y Farías et al. (2005) asignaron el Miembro 5 de la Fm. Altos de Pica al Miembro Inferior de la Fm. El Diablo, en base a las relaciones estratigráficas entre el último miembro de la Fm. Altos de Pica y lavas miocenas, además del contenido ignimbrítico en los clastos del último miembro, y una edad radioisotópica máxima de 14.5 ± 1.3 Ma para las lavas andesíticas del complejo volcánico Mamuta-Guaichane (Seguel et al., 1991), que contrastada con la edad de los últimos niveles ignimbríticos del Miembro 4 de la Fm. Altos de Pica (16.2 ± 0.7 Ma), sugieren un período de quiescencia y cambio en las condiciones eruptivas de los complejos volcánicos. Esta información también indica que, en el paso de la Fm. Altos de Pica a la Fm. El Diablo, se genera una paraconcordancia, sin descartar una posible discordancia erosiva, aún cuando ambas unidades se hayan generado en condiciones tectónicas relativamente similares (Farías, 2003). La Fm. El Diablo, también, ha sido correlacionada con los Conglomerados de Tarapacá (unidad informal), definidos en la quebrada homónima por Pérez (1972, en Farías, 2003) (Farías, 2003).

Formación Lupe (Mmsl) (Mioceno medio - superior) (Lahsen, 1973)

La Fm. Lupe fue definida por Lahsen (1973), quien usó este nombre para referirse al conjunto de sedimentos clásticos y piroclásticos que afloran en el caserío homónimo, a unos 25 km al este del límite de la zona de estudio (Argandoña, 1984). Se define a la Fm. Lupe como una secuencia sedimentaria clástica y piroclástica compuesta por dos miembros: un Miembro inferior constituido por sedimentos clásticos en forma de brechas, conglomerados y areniscas; y un Miembro superior, integrado por tobas y sedimentos piroclásticos (Argandoña, 1984). En el sector nororiental del área de Camiña, en las quebradas De la Chiña y Retamilla-Paucata, se reconocieron alternancias sedimentarias asignadas al Miembro superior.

La base de la Fm. Lupe en el área de Camiña se encuentra dispuesta en discordancia erosiva (inferida) sobre la Ignimbrita Paucata en la Quebrada Retamilla-Paucata. Su techo se encuentra discordante bajo las lavas del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane en la Quebrada Retamilla Paucata. Se distribuye restringidamente al extremo nororiental del área de Camiña y en la Quebrada De la Chiña, llega a tener un mínimo de ca. 50 m de espesor, mientras que al norte de las nacientes de la Quebrada Retamilla – Paucata tiene un espesor mínimo estimado de ca. 100 m, estimado por foto-interpretación. Además, se encuentra suavemente deformada en forma de pliegues anticlinales y monoclinales.



Figura 3.16. Areniscas medias a gruesas grises de composición andesítica de la Fm. Lupe. (A) afloramiento de la base de la formación en el extremo norte de la Quebrada Retamilla-Paucata. El recuadro blanco en (A) corresponde a la imagen (B).

En este estudio se presenta la Fm. Lupe como una sucesión volcano-detritica, donde se encuentra una alternancia que incluye, de base a techo: ca. 15 m de areniscas gris oscuro, medias a gruesas que presentan buena selección, con clastos sub-redondeados predominantemente andesíticos (ca. 60%), y clastos de cuarzo y líticos subordinados (<30%), con laminación paralela nítida (Fig. 3.16); ca. 15 m de una intercalación de areniscas finas a medias (Fig. 3.17) con alta componente cinerítica y con una marcada alteración argílica pervasiva en algunos niveles. La sucesión se completa con ca. 20 m de una alternancia de depósitos de caída de espesores de entre 30 y 50 cm, y areniscas finas gris claro de espesores menores a 10 cm. En general, la secuencia descrita presenta un empaquetamiento muy pobre y varios niveles alterados hidrotermalmente.



Figura 3.7. Areniscas finas de composición cinerítica de la Fm. Lupe. (A) afloramiento de la formación en la Quebrada De la Chiña, que exhibe niveles de areniscas finas alteradas a arcillas, y presentando laminación paralela nítida. El recuadro blanco en (A) corresponde a la imagen (B).

Según Argandoña (1984), los niveles clásticos gruesos habrían sido depositados un breve transporte, por cursos de aguas torrenciales, lo que le da al ambiente deposicional un carácter aluvial y fluvial. Este autor también señala la existencia de pequeñas cuencas intramontanas

(porción nor-este Quebrada Retamilla) más alejadas de la fuente de origen, donde la sedimentación habría ocurrido en ambientes más tranquilos, lo que coincide con las observaciones documentadas en este estudio.

La edad de la Fm. Lupe fue inferida en base a su posición estratigráfica, criterios de correlación y dataciones radiométricas. Una datación por el método K/Ar en biotita para unidades que sobreyacen a la Fm. Lupe (Ignimbrita Putoyane en Argandoña (1984)), arrojaron una edad de 7 ± 0.3 Ma. Así, la edad mínima asignada a esta unidad es Mioceno medio – superior. De esta manera, también se puede deducir una correlación temporal de la Fm. Lupe a la depositación de lavas del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane, específicamente a la Lava de Tana.

Lavas del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane (Msmg) (Mioceno superior) (Seguel et al., 1991)

Esta unidad volcánica efusiva fue definida informalmente por Seguel et al. (1991), como un conjunto de coladas de lavas andesíticas de variada composición, presentando texturas porfídicas, con fenocristales que incluyen plagioclasa, olivino, orto y clinopiroxeno, en una masa fundamental variable entre hialopilitica, pilotaxítica e integranular. En este trabajo, además, se incluyen en esta unidad la Lava de Tana (Msmg (b) en mapa adjunto) (Pinto, 1999; Pinto et al., 2004).

Sobreyace a la Ignimbrita Nama en discordancia erosiva, en el extremo norte de la zona de estudio, y en discordancia angular a niveles sedimentarios de la Fm. Lupe en los alrededores de la Sierra Tolompa. La potencia de sus coladas en la zona de estudio llega a los 70 m o más considerando que su techo puede estar erosionado. Además, en la Quebrada de Retamilla-Paucata sobreyace en discordancia erosiva a la Fm. Chusmiza.

Una sección tipo de las lavas definidas por Seguel et al. (1991) que componen la unidad en el sector nororiental de la zona de estudio (Msmg (a) en mapa adjunto) incluye principalmente un paquete indiferenciado de lavas andesíticas gris claro a oscuro (Fig. 3.18 A), que macroscópicamente exhiben cristales milimétricos (< 4 mm) de plagioclasa, biotita, y piroxenos. A escala macroscópica se reconoce una matriz afanítica (60%), con fenocristales de plagioclasa (30%) de un tamaño entre 0.5-3 mm y fenocristales de anfíbola (10%) de hasta 1mm. En general los afloramientos de estas lavas se ven subhorizontales o siguiendo la topografía. En algunas zonas es posible distinguir estructuras fluidales como lavas cordadas, características de flujos de tipo *pahoe-hoe* (Fig. 3.18 B y C).

Seguel et al. (1991) documentaron edades radioisotópicas (datación K/Ar en RT) para estos productos efusivos en un rango de edad de 14.5 ± 1.3 Ma hasta 10.2 ± 0.8 Ma, restringiendo la edad de las coladas que componen el complejo volcánico al rango Mioceno medio – Mioceno superior. Por encontrarse sobre la Fm. Lupe en discordancia angular, se le asigna una edad de Mioceno superior.

La Lava de Tana corresponde a una unidad volcánica efusiva definida informalmente por Pinto (1999) como una colada de lava andesítica, con una forma alargada de este a oeste en un largo aproximado de 35 km. Los primeros registros de esta unidad fueron recabados por Brüggén (1950), interpretando a esta colada como parte de un paquete de lavas “especialmente grandes que han bajado desde el Volcán de Sierra Tolompa hacia el oeste” (mapa adjunto). Ha sido

también estudiada por Mortimer et al. (1974) Naranjo y Paskoff (1985), Muñoz y Sepúlveda (1992), Pinto (1999) y Pinto et al. (2004). Su área tipo corresponde al extremo norte de la Pampa de Tana, donde exhibe una potencia máxima de ca. 100 m. Sobreyace en discordancia erosiva al Miembro 4 de la Fm. Altos de Pica, inmediatamente al norte de la localidad de Camiña. En el sector de la localidad de Moquella, la colada se encuentra cubriendo a las porciones superiores de la Fm. El Diablo, donde se encuentra suavemente deformada por la flexura Moquella. Más al este, en la localidad de Cuisama, también exhibe una leve deformación probablemente asociada a la falla homónima, en base a los irregulares patrones en las redes de drenaje desarrollados en superficie y a escarpes que coinciden con el rumbo de esta estructura.

Su litología muestra una textura porfírica, donde sólo se observan cristales de plagioclasa de hasta 2 mm, euhedrales a subhedrales (ca. 30%), y cristales de piroxeno subordinados de hasta 1 mm, euhedrales (ca. 10%), dentro de una matriz afanítica oscura.



Figura 3.88. Coladas de lavas andesíticas del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane en las cercanías de Quebrada Retamilla-Paucata (A). (B) y (C), lavas con textura *pahoe-hoe* en Quebrada De la Chiña.

Naranjo y Paskoff (1985), en base a dataciones radioisotópicas con método K/Ar en roca total, calcularon una edad de 9.0 ± 1.0 Ma para la colada, mientras que Muñoz y Sepúlveda (1992), usando el mismo método, calcularon una edad de 8.2 ± 0.7 Ma, acotando la Lava de Tana al Mioceno superior. En este estudio se consideró a la Lava de Tana como parte del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane, tanto por similitudes litológicas como por sus edades.

3.2.3. Unidades post-Mioceno

Lavas de Tatajachura (Pt) (Plioceno inferior)
(Unidad informal) (Farías 2003)

A pesar de no ser documentadas en este trabajo por la extensión superficial de la zona de estudio, se tomó en cuenta la definición de Farías (2003) para las lavas de Tatajachura, caracterizadas resumidamente como una secuencia de andesitas dacíticas provenientes del centro emisor homónimo. Su composición es intermedia (andesítico-dacítico), y se compone de fenocristales de plagioclasa y biotita en una masa fundamental afanítica oscura. Cubren en discordancia erosiva a las Formaciones Quebrada Aroma, Quebrada Coscaya, Chusmiza, y Altos de Pica en el extremo sur-oriental del área de Camiña.

Según Farías (2003), las Lavas de Tatajachura corresponden al último evento depositacional antes del inicio de la incisión de los profundos valles característicos de la Precordillera, acotando su edad máxima a 5 Ma.

Conglomerados de San Antonio (Pimsa) (Plioceno inferior - medio)
(Unidad informal) (Farías 2003)

Al igual que las Lavas de Tatajachura, no hubo documentación para esta unidad en el presente trabajo. De esta manera, se toma la descripción de Farías (2003), quién definió la unidad como una serie de conglomerados aluviales de color amarillento adosadas a laderas en la región de Aroma. Muestran amplia variedad composicional (clastos de todas las unidades sub-yacientes) y textural (conglomerados a areniscas).

Se encuentra en discordancia por sobre las Formaciones Quebrada Aroma, Quebrada Coscaya, Altos de Pica, y las Lavas de Tatajachura. En base a tasas de incisión aproximadas y su relación con las Lavas de Tatajachura, Farías (2003) acotó esta unidad al lapso 5-3 Ma, es decir, Plioceno inferior – medio.

3.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área de Camiña se caracteriza por mostrar una serie de estructuras compresionales con una orientación principal ca. NNW. Estas corresponden a pliegues y corrimientos de escala local y regional, que en conjunto, muestran una vergencia principal hacia el Oeste (mapa adjunto). El sistema estructural que se describe a continuación, constituye el WTS (*West Vergent Thrust System*) (SCVO en Riquelme, 1992) (e.g., Muñoz y Charrier, 1996, Farías et al., 2005, Charrier et al., 2012) (Fig. 1.1) en la zona de estudio, y representa parte de la deformación asociada al alzamiento del Altiplano en su margen occidental. De esta manera, también es responsable del brusco aumento en el relieve (de ca. 1500 a ca. 4000 m) en la transición entre la DC y CO, de oeste a este (Fig. 2.3), y delimita las unidades morfo-estructurales mencionadas, incluyendo a la PC.

El registro de la deformación asociada a este sistema está bien conservado en las unidades litoestratigráficas del área asignadas al Oligoceno-Mioceno. La deformación que tomó lugar previo a este lapso se encuentra bien representada en el substrato pre-Oligoceno, principalmente a lo largo de la Quebrada Camiña. Los períodos de deformación que afectan la zona de estudio ha sido bien diferenciados según una discordancia angular regional que permite reconocer al menos un evento compresivo (Cretácico Superior – Eoceno), el cual origina un *hiatus* erosivo ampliamente expuesto por la profunda incisión de las quebradas de la zona de estudio (Pediaplano de Choja de Galli, 1967). Un segundo evento compresivo ha originado la deformación, con vergencia principal al oeste, de la cobertura Neógena. En detalle, la cronología de estos eventos de deformación y la evolución estructural en el área de Camiña se encuentra desarrollada en la sección 4.

Las estructuras del área de Camiña se describen a continuación agrupadas en dos dominios estructurales principales (Fig. 3.19): un dominio estructural principal con vergencia principal al oeste, y un dominio nororiental, también con vergencia principal al oeste, pero que exhibe estructuras antitéticas a su desarrollo en forma de retrocorrimientos, menores en macro-escala, vergentes al este.

Dominio Estructural Principal

El Dominio Estructural Principal incluye las flexuras (de oeste a este) Moquella, Quistagama, Aroma, Soga y Paucata. Además, incluye estructuras del substrato pre-Oligoceno, flexuras menores y un despegue de rechazo reducido en la cobertura cenozoica. Se limita a las porciones occidental y central del área de Camiña (Fig. 3.19 y mapa adjunto). Esta zona también corresponde al límite entre la DC y la PC, y sus estructuras representan las primeras partes expuestas del WTS de oeste a este. Cabe destacar que a pesar de que la flexura Calacala (Farías, 2003), y su prolongación con la flexura Tana (Farías et al., 2005) se incluye en el área de Camiña, esta no se tomó en cuenta en la descripción de las estructuras, y tampoco en el análisis estructural.

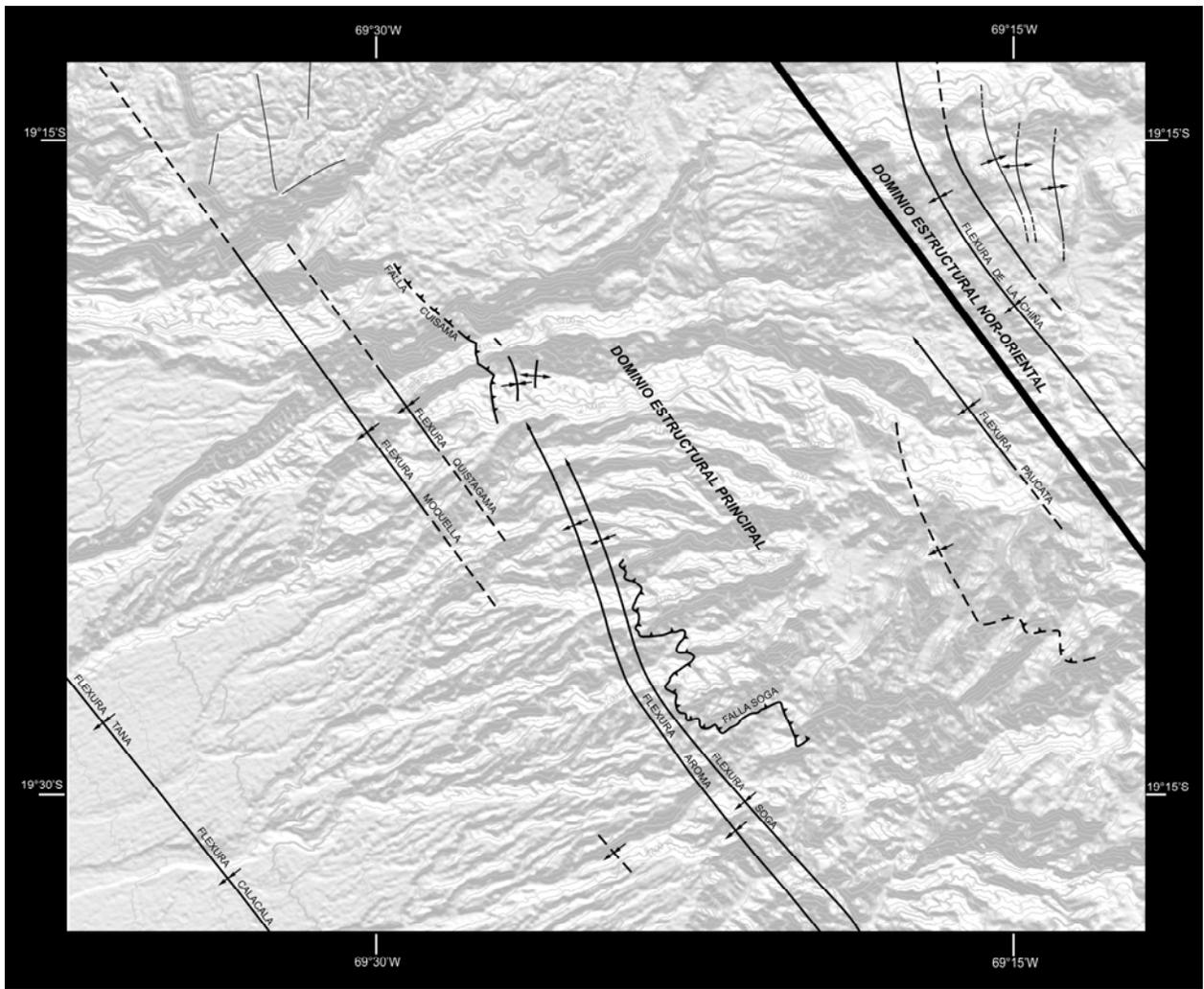


Figura 3.99. Mapa estructural del área de Camiña bajo modelo de elevación digital (DEM). Se destacan los dominios estructurales de la zona de estudio y sus respectivas estructuras consideradas en el análisis estructural.

Flexuras Moquella y Quistagama

La flexura Moquella, bien expuesta en la localidad homónima, y además en las quebradas de Suca, Camiña y Retamilla-Paucata (mapa adjunto y Fig. 3.20), corresponde a un pliegue monoclinial que deforma suavemente a la Fm. Altos de Pica, generando un único limbo de inclinación máxima de ca. 45° al oeste. Su rumbo es de N35°W, y muestra una longitud de onda de 4 km. Expone discordancias progresivas en forma de estratos de crecimiento sincrónicos al desarrollo de la estructura, por sobre la Fm. Altos de Pica, correspondientes a depósitos de abanicos aluviales en facies proximales, intermedias y distales, asignados a la Fm. El Diablo (Fm. Latagualla en Pinto, 1999). Pinto (1999) y Pinto et al. (2004) estimaron para la flexura Moquella un desnivel topográfico producido de al menos 700 m.

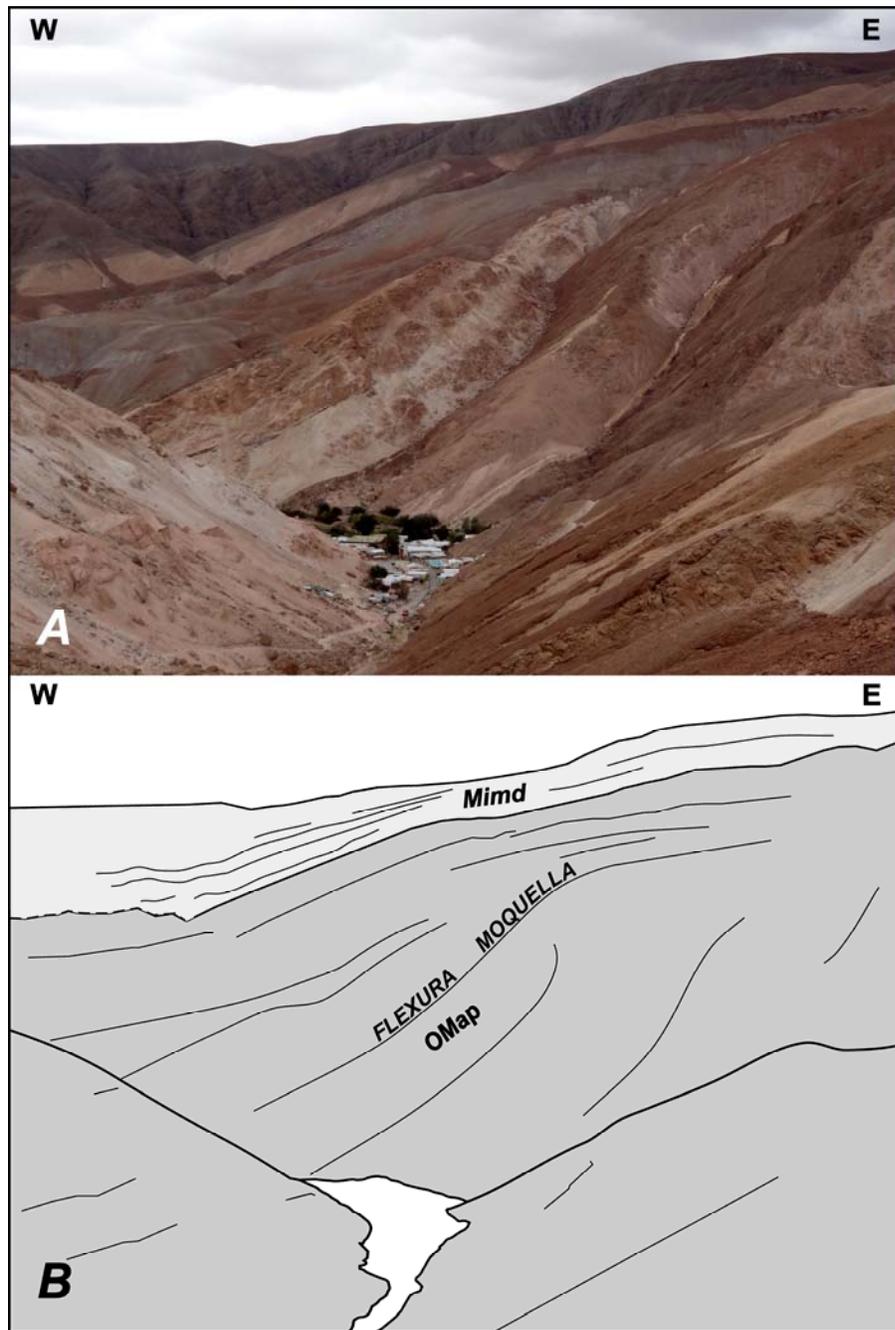


Figura 3.20. Vista hacia el norte de la flexura Moquella en la localidad homónima. (A) ignimbritas y niveles conglomerádicos (café oscuro) de la Fm. Altos de Pica plegados manteniendo al oeste, y estratos de crecimiento de la Fm. El Diablo por sobre la secuencia plegada. (B) interpretación esquemática.

A pesar de encontrarse cubierta por relictos de actividad volcánica del Mioceno superior (Fig. 1.1), su prolongación al norte a lo largo de su rumbo coincide con la flexura Humayani, bien expuesta en la Quebrada Camarones, aproximadamente 50 km al nor-noroeste de Moquella, extendiendo la expresión superficial de la estructura por cerca de 60 km. Hacia el sur-sureste, la flexura se discontinúa bruscamente, disminuyendo su amplitud de onda y resalto topográfico hasta desaparecer en menos de 3 km a lo largo de su rumbo. En la localidad de Moquella, el eje de la flexura muestra el desarrollo de vetillas y vetas rellenas de sílice amorfo y oqueroso, con orientaciones que varían dentro del rango $N40^{\circ}E$ y $N60^{\circ}E$, con un manteo modal de ca. $70^{\circ}W$,

con espesores variables de 5 a 40 cm. También, en Quebrada Suca, Pinto (1999) reconoció para la flexura Moquella un plano axial de inclinación subhorizontal, de ca. 15° E.

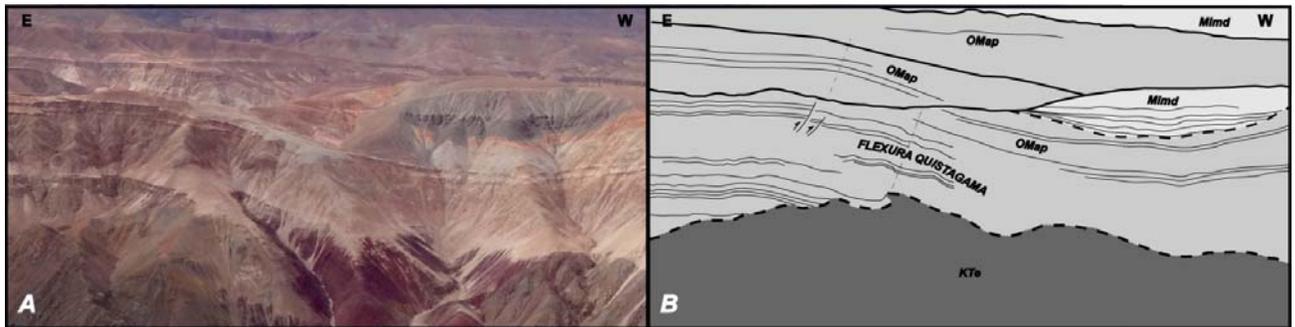


Figura 3.21. Vista hacia el sur de la flexura Quistagama desde la Pampa de Nama. (A) ignimbritas y niveles conglomerádicos (café oscuro) de la Fm. Altos de Pica plegados manteando al oeste, y conglomerados con estratos de crecimiento de la Fm. El Diablo. (B) interpretación esquemática.

Una flexura menor, denominada flexura Quistagama (mapa adjunto y Fig. 3.21), se desarrolla paralela a la flexura Moquella, 1 km más al este de la última, produciendo un resalto topográfico de ca. 100 m, una inclinación máxima de su único limbo de 15° al oeste, y una longitud de onda de 700 m. Amortigua su crecimiento hacia el sur-sureste, para dejar de aparecer en menos de 1 km a lo largo de su rumbo.

Falla y Sinclinal Cuisama

La falla Cuisama, bien expuesta en la localidad homónima, en Quebrada Camiña y Quebrada Retamilla-Paucata (mapa adjunto y Fig. 3.22), corresponde a una falla inversa que afecta al substrato pre-Oligoceno y la cobertura neógena, mostrando un rechazo no superior a los 110 m. Tiene una orientación ca. N30°W, y un manteo hacia el este cercano a los 50°. Su desplazamiento pone en contacto por falla a las Formaciones Cerro Empexa y Altos de Pica.

Hacia el oeste, por la Quebrada Retamilla-Paucata, es posible observar un pliegue sinclinal de longitud de onda de ca. 2 km afectando a la Fm. Cerro Empexa. Tomando en cuenta la disposición del limbo occidental de este sinclinal (ca. 50° E), se infiere que la falla Cuisama es resultado de un despegue dentro de la sucesión pre-Oligocena, posiblemente en niveles poco competentes de la misma, posterior al plegamiento del sinclinal.

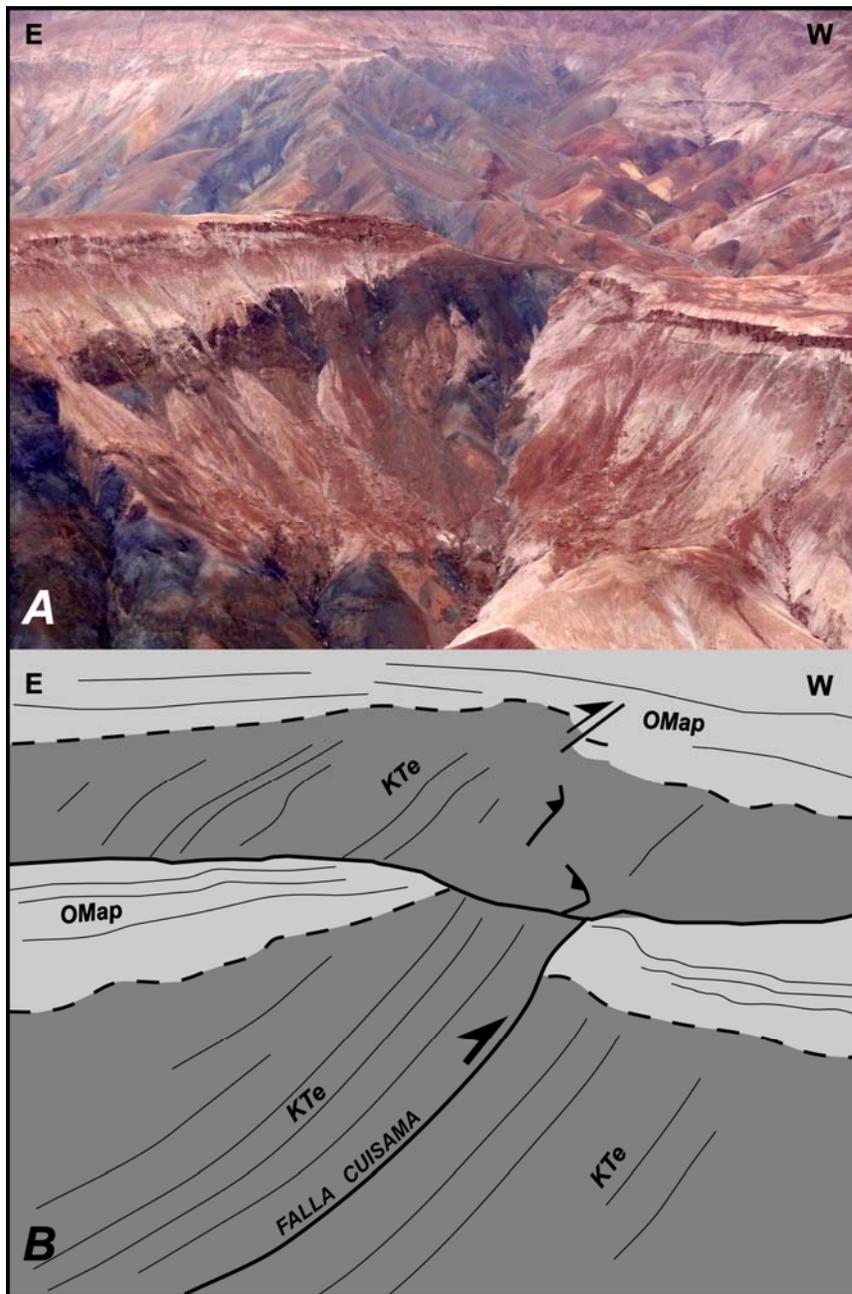


Figura 3.22. Vista al sur de la falla Cuisama desde la Pampa de Nama. (A) niveles del substrato pre-Oligoceno se montan por sobre ignimbritas de la Fm. Altos de Pica, produciendo un rechazo de ca. 100 m. (B) interpretación esquemática; se ilustra la disposición de la Fm. Cerro Empexa bajo los regolitos de las laderas de la quebrada.

Flexuras Aroma y Soga

La flexura Aroma (mapa adjunto y Fig. 3.23) corresponde a un monoclinial vergente al oeste cuyo rumbo varía de sur a norte de N35°W a N20°W, con punto de inflexión inmediatamente al norte de la Quebrada Soga. Muestra una longitud de onda máxima de ca. 1 km. Afecta la cobertura neógena (Formaciones Altos de Pica y El Diablo), y al igual que la flexura Moquella, muestra estratos de crecimiento sincrónicos al crecimiento del pliegue (Fm. El Diablo). En el área de Camiña, muestra inclinaciones máximas que varían de 20° a 45° al oeste, mientras que en la región de Aroma (inmediatamente al sur del área de Camiña), Farías (2003) y Farías (2005)

registraron inclinaciones máximas de 70° en las porciones basales de la Fm. Altos de Pica. Es en esta última zona donde la flexura produce mayor deformación sobre la cobertura neógena, y donde sufre otro cambio de rumbo de N35°W a NS de norte a sur. En cuanto a los resaltos topográficos que la flexura produce, estos son considerablemente menores a los observados por Farías (2003) en la región de Aroma (ca. 700 m). En la zona de estudio, solo alcanza máximos de 320 m en su porción central. Este parámetro disminuye gradualmente hacia el norte, alcanzando aproximadamente 100 m en el área de Quebrada Caramasa.

La flexura Soga (fig. 3.23) es un monoclinal de inclinación máxima de 60° al oeste en Quebrada Soga. En esta localidad, su eje tiene una orientación que varía de sur a norte de N35°W a N20°W, y se muestra sub-paralelo al rumbo de la flexura Aroma, a una distancia de ca. 700 m al oeste de la última estructura. Juntas, estas flexuras acumulan ca. 1100 m de resalto topográfico, de los cuales 400 son producidos por la flexura Soga. Su longitud de onda no supera los 700 m, y su inclinación disminuye gradualmente hacia el norte hasta alcanzar 15° W en su porción terminal, al igual que el resalto topográfico producido (ca. 50 m).

El crecimiento de ambas estructuras es responsable de la exposición de substrato pre-Oligoceno tras sus rumbos. Lo anterior se observa claramente en las quebradas Soga y Aroma (mapa adjunto), donde el substrato se expone ampliamente. En las quebradas de Pinavane y Patarisa, el substrato se expone en un área reducida y a menor altitud (ca. 200 m de diferencia en promedio). En general, para toda la zona de estudio, el substrato pre-Oligoceno se encuentra en un nivel topográfico ca. 150 m más alto en la porción sur (quebradas Aroma y Soga) con respecto a las porciones central y norte (Quebrada Pinavane hasta Quebrada Camiña).

En zonas cercanas a sus ejes, ambas estructuras muestran presencia de vetillas de cuarzo oqueroso y sílice amorfo, con orientaciones perpendiculares a la disposición de la cobertura deformada (manteo ca. 60-80° E).

Inmediatamente al norte de la Quebrada Caramasa, en la Quebrada Retamilla-Paucata, ambas flexuras se encuentran totalmente erodadas, mientras que hacia el sur, estas se exponen continuamente hasta las quebradas de Soga y Aroma.

Falla Soga

La falla Soga corresponde a una falla inversa con vergencia al oeste que afecta niveles cercanos al contacto entre unidades cenozoicas (mapa adjunto y Fig. 3.24). Tiene un rumbo ca. NS y un manteo que varía de 45° a ca. 20° E, de sur a norte. Alineada a las flexuras Soga y Aroma (mapa adjunto), en su bloque yacente, se observan en disposición sub-horizontal a los últimos niveles de la Fm. Altos de Pica, y remanentes del primer miembro de la Fm. El Diablo. En el bloque colgante, las mismas unidades se encuentran desplazadas cerca de 160 m verticalmente, lo que equivale a un rechazo aproximado de 220 m a lo largo del plano de falla.

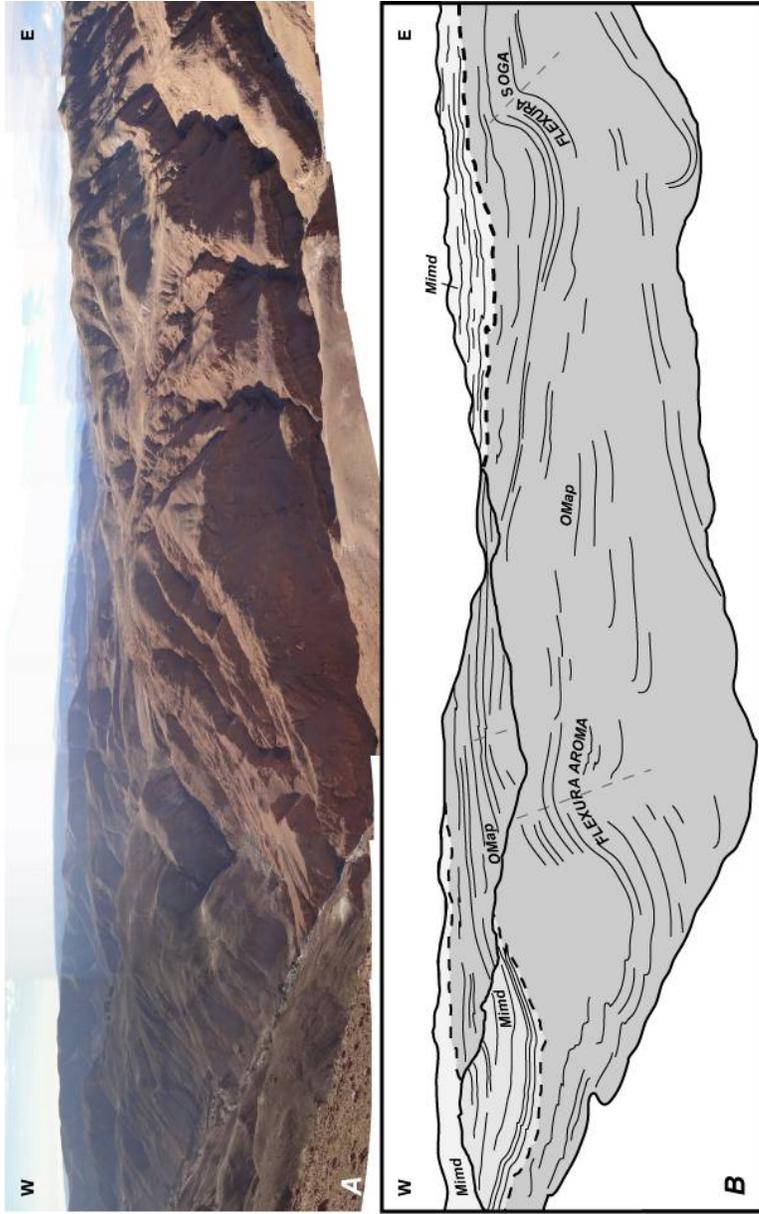


Figura 3.23. (A) vista panorámica al Norte de las flexuras Aroma y Soga en Quebrada Patariya. (B) interpretación esquemática. Se destacan disposición estructural de la cobertura neógena, las flexuras Aroma y Soga, y la disposición en onlap de los niveles de la Fm. El Diablo (Mimd) por sobre la Fm. Altos de Pica (OMap). El ancho de la fotografía alcanza aproximadamente 6 km de extensión. Las líneas segmentadas gris claro representan los ejes de pliegues que afectan la cobertura.

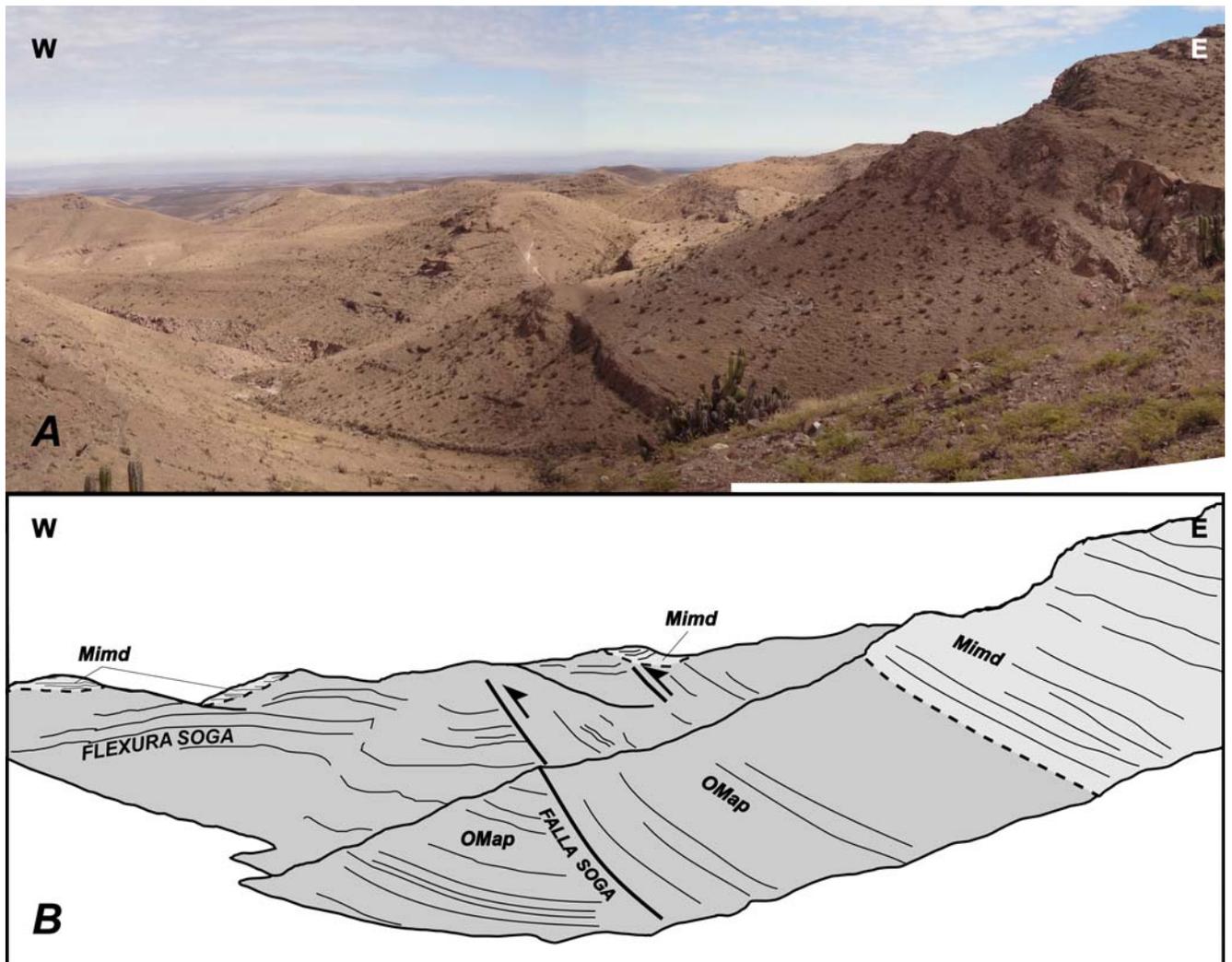


Figura 3.24. Falla Soga. (A) Vista al NNW de la Falla Soga en la Quebrada Itapillán. (B) Interpretación esquemática de la disposición estructural de las sucesiones neógenas.

Flexura Paucata

La flexura Paucata corresponde a un monoclinial de corta longitud de onda (ca. 1.5 km), que afecta la ignimbritas y brechas de la Fm. Chusmiza, produciendo un limbo frontal que alcanza ca. 35° de inclinación hacia el oeste. Tiene una orientación cercana a N35°W, y produce un resalto topográfico mínimo de 300 m (mapa adjunto y Fig. 3.25).

Es por sobre el limbo frontal de la flexura Paucata donde se observan conglomerados pertenecientes a la Fm. El Diablo, pero en sus facies proximales. Este afloramiento representa el único accesible donde se aprecia una relación directa entre las flexuras orientales del dominio principal con depósitos de esta unidad. Sin embargo, no se observaron estratos de crecimiento como sí se documentaron en las flexuras occidentales.

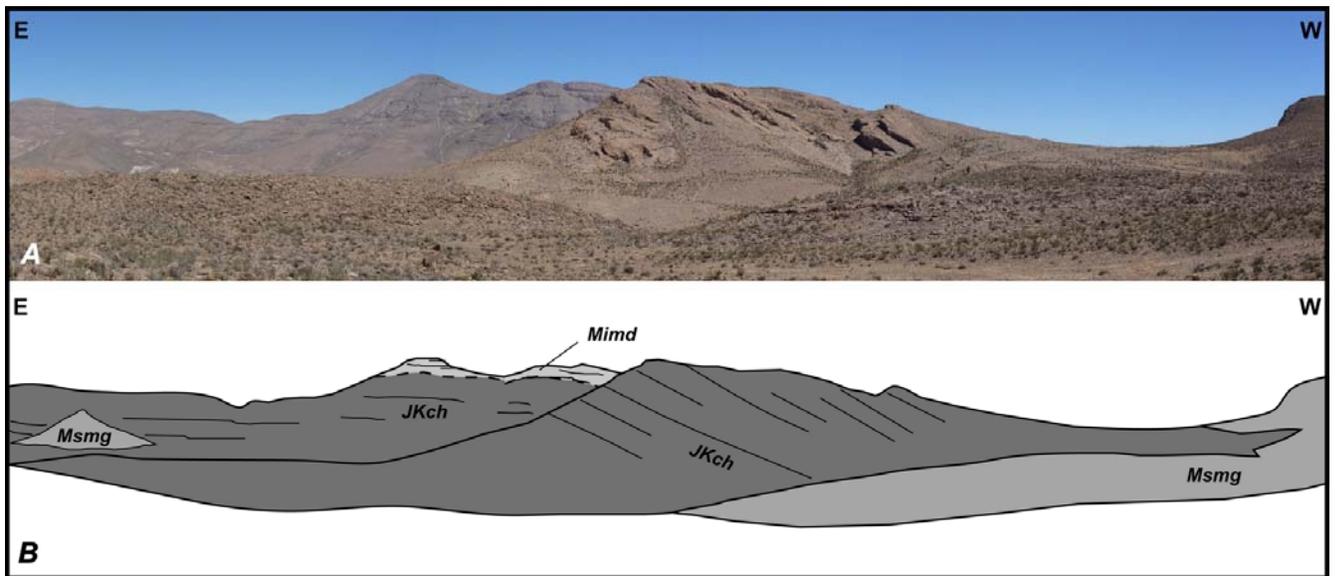


Figura 3.25. Limbo occidental de la flexura Paucata desde el sur de la Quebrada De La Chiña. (A) se observan niveles de ignimbritas de la Fm. Chusmiza manteando al oeste, y en el extremo oeste y al fondo de la imagen, estratos de la Fm. El Diablo. (B) representación esquemática.

Dominio Estructural Nororiental

El dominio estructural nororiental (Fig. 3.19) incluye la flexura De la Chiña y pliegues menores, todas en la porción oriental del área de Camiña. A diferencia del dominio estructural occidental, ha dado origen a los depósitos de facies únicamente proximales de la Fm. El Diablo, elevados a más de 4000 m s.n.m. También ha originado depósitos sedimentarios clásticos de baja energía de la Fm. Lupe, además de mostrar pliegues monoclinales vergentes al este asociados al crecimiento de estructuras mayores (sección 4).

Flexura De la Chiña

Cerca del límite oriental de la región de Camiña, se han reconocido altos topográficos cuya expresión ha sido interpretada como un relieve formado con un fuerte control estructural. En particular, los cerros de la Sierra Tolompa y las cumbres ubicadas al este del Co. Misane (mapa adjunto y Fig. 2.3) corresponderían a porciones alzadas por el crecimiento de un amplio pliegue monoclinual de longitud de onda de ca. 4 km, con rumbo que se trunca de sur a norte de ca. N10°W a N30°W. Con la orientación mencionada y una inclinación máxima de ca. 35°WSW, la Flexura De la Chiña corresponde a la estructura principal del dominio estructural nororiental de la zona de estudio (mapa adjunto y Fig. 3.19).

Afecta a la Fm. Chusmiza, a la Fm. Lupe y a lavas del CVMG. Su crecimiento estaría directamente relacionada a la depositación del Miembro 1 de la Fm. El Diablo hacia el oeste, que cubre extensamente la porción centro-oriental de la zona de estudio, mostrando en esta zona facies netamente proximales de abanico aluvial.

A diferencia de las estructuras del dominio estructural occidental, las demás estructuras del dominio estructural nororiental se encuentran fuertemente relacionadas a la estructura principal.

En particular, la flexura De la Chiña corresponde a un pliegue de longitud de onda ca. 4.5 km, cuyo rumbo acompaña en paralelo al de la flexura Paucata. Mediante foto-interpretación, se evidencia que esta estructura tendría una limitada expresión superficial, prolongándose ca. 10 km desde la Sierra Tolompa hasta la Quebrada Retamilla-Paucata. Sin embargo, no se descarta una prolongación de la estructura hacia el SSE. También, una serie de estructuras menores acompañan los pliegues mencionados, en forma de flexuras y anticlinales vergentes al este (Fig. 3.26), interpretadas como retrocorrimientos asociados al desarrollo de la estructura principal (sección 4).

Inmediatamente al este del rumbo de la flexura, se foto-interpretó un pliegue anticlinal de longitud de onda máxima de ca. 2.3 km, que afecta a las unidades mencionadas y cuyo rumbo de orientación solidario al de la flexura De la Chiña atraviesa las cumbres más altas de la Sierra Tolompa. El crecimiento de esta estructura se considera sincrónica similar a la que origina el monoclinal principal del dominio.

Los pliegues vergentes al este asociados al desarrollo de la flexura De la Chiña corresponden a monoclinales y anticlinales de longitudes de onda que varían desde 600 m hasta 2 km, afectando niveles clásticos e ignimbríticos de la Fm. Lupe. En detalle, la Fig. 3.26 muestra cada pliegue; en (b), se muestra el primer monoclinal vergente al este, con un rumbo ca. N15°W, con longitud de onda de ca. 200 m, y una inclinación máxima de 28°, seguido de un anticlinal cuyo plano axial se encuentra levemente inclinado al este, de rumbo N10°W, con longitud de onda de menos de 500 m, con inclinaciones máximas de 9°W para su limbo trasero y 30°E para su limbo frontal (Fig. 3.26 b). La serie de pliegues vergentes al este termina en la zona de estudio con un monoclinal de longitud de onda de al menos 500 m, de rumbo ca. NS e inclinaciones máximas de ca. 10°. El conjunto de estructuras genera la deformación de la totalidad de niveles expuestos del miembro superior de la Fm. Lupe, y en este sector también es posible observar una clara discordancia angular entre esta secuencia y las lavas del mioceno superior (CVMG).

Este conjunto de estructuras representan las primeras estructuras de oeste a este vergentes al este dentro del WTS en la zona de estudio. Sus implicancias para el mega-sistema estructural y también para el ETS se desarrollan en la sección 5.

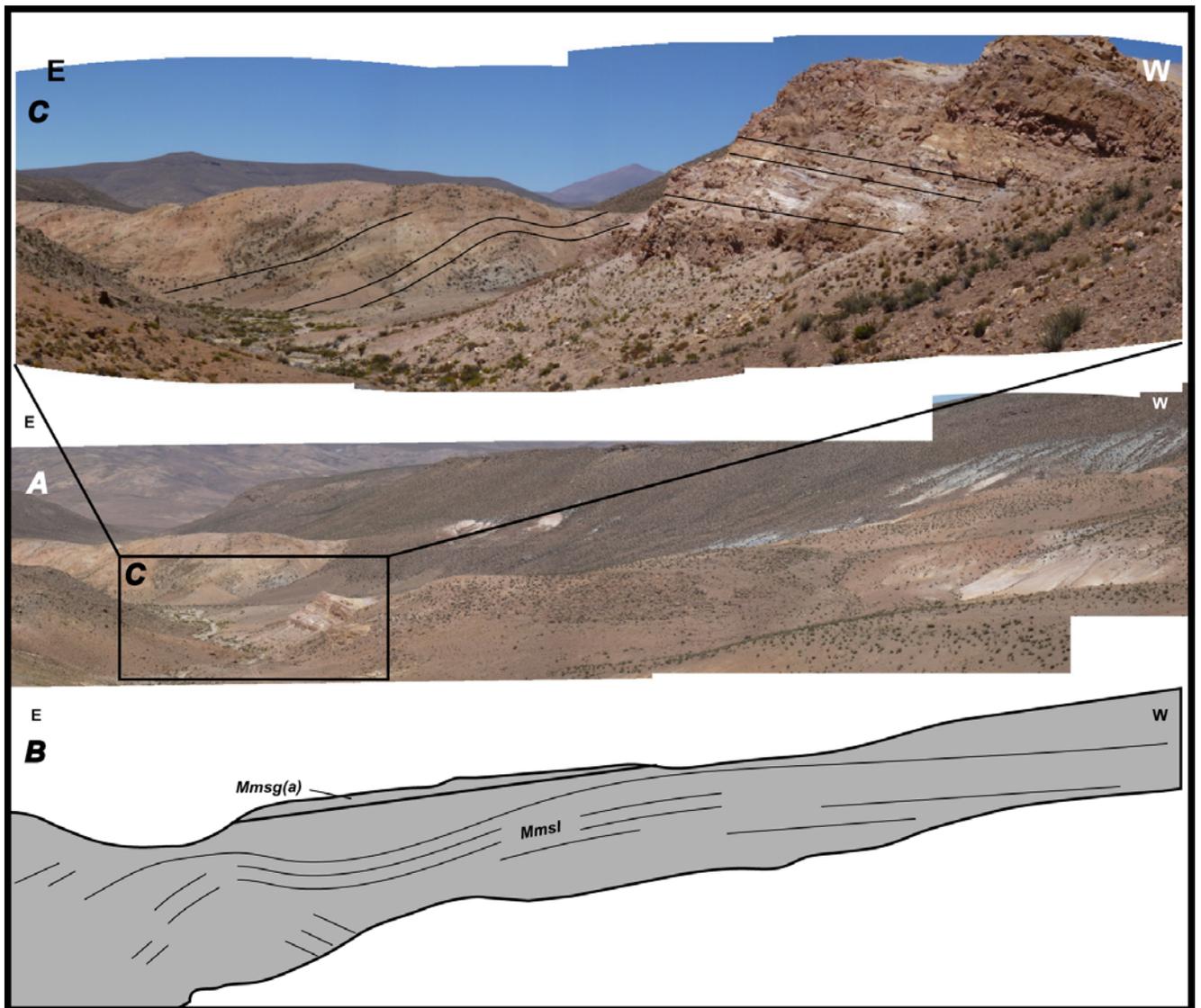


Figura 3.26. Serie de pliegues vergentes al este asociados al crecimiento de la flexura De la Chiña. (A) fotografía panorámica con vista al sur del primer pliegue monoclinal vergente al este, seguido un anticlinal de corta longitud de onda. (B) interpretación esquemática. (C) aproximación de recuadro C.

IV. ANÁLISIS Y MODELO ESTRUCTURAL

En esta sección, se abordarán los aspectos fundamentales de este trabajo, con el objetivo de profundizar la comprensión de la evolución estructural de la zona de estudio, incluyendo una primera aproximación a la arquitectura en profundidad de, tanto la cobertura oligo-miocena como substrato pre-Oligoceno, y una integración entre lo último y su expresión en el relieve actual. De manera similar, se pretende extrapolar e integrar estos conceptos a las características estructurales regionales del borde occidental del Altiplano aplicados a sus dos dominios estructurales principales; WTS y ETS.

4.1 ANÁLISIS DE LA EXPRESIÓN SUPERFICIAL DE ESTRUCTURAS NEÓGENAS EN EL ÁREA DE CAMIÑA

Las principales características estructurales de la zona de estudio incluyen pliegues monoclinales con únicos limbos de inclinaciones que varían desde 10° a 45°. La principal vergencia de estos es hacia el oeste, y en el dominio estructural nororiental, las estructuras de escala regional exhiben pliegues vergentes al este (sección 3.2). En particular, los pliegues del dominio estructural principal experimentan, tanto variaciones en la inclinación de sus limbos, resalto topográfico producido, variaciones (flexiones) en la traza de sus ejes, e interrupciones en su expresión. Lo anterior sugiere un carácter segmentado de las fallas que los originan. El desarrollo de estos monoclinales o flexuras es interpretado como producto de corrimientos en sub-superficie, específicamente, en forma de pliegues “por arrastre” (*drag folds* en Twiss y Moores, 1992) originados por la propagación de fallas inversas en el substrato pre-Oligoceno. Lo anterior se deduce a partir de la geometría de los pliegues, y porque estos se manifiestan en la cobertura oligo-miocena bajo un substrato que presenta deformación de mayor intensidad y de diferentes características geométricas.

Configuración estructural de substrato o basamento y su relación al crecimiento de pliegues monoclinales

Estudios enfocados en sistemas de pliegues que exhiben interrupciones en sus trazas axiales (e.g., Shamy y Eyal, 1995; Tindall, 2000; Roznovsky y Aydin, 2001; Fischer y Keating, 2005; Davis et al., 2005) sugieren que discontinuidades o variaciones en el rumbo de sistemas de pliegues, incluyendo monoclinales, están directamente relacionadas a la variación de los parámetros cinemáticos y geométricos de las fallas que los originan a lo largo su rumbo; específicamente, a su continuidad y distribución del desplazamiento inverso (Figs. 4.2 y 4.3). Ambos parámetros se relacionan fuertemente con la expresión superficial de estos pliegues. En estos modelos, la discontinuidad de la traza de los pliegues se relaciona más al desarrollo de fallas inversas de alto ángulo escalonadas o segmentadas, que al de estructuras de rumbo. En el caso de que exista fallamiento transcurrente, estas zonas de transferencia exhiben estructuras secundarias con patrones bien definidos y bien expuestos (Riedel o *en échelon*), alcanzando escala macroscópica (kilométrica), y concentradas en las vecindades de la zona de discontinuidad (Fig. 4.1) (e.g., Tindall y Davis, 1999; Tindall, 2000; Roznovsky y Aydin, 2001). Más aún, Shamir y Eyal (1995), modelando un sistema de pliegues monoclinales discontinuos de escala regional, determinaron que la causa principal de flexiones o interrupciones en el rumbo de pliegues monoclinales es la segmentación de falla y la existencia de zonas de transferencia entre ellas, y sin comportamiento transcurrente, pero con gradiente de desplazamiento en sus terminaciones (Fig. 4.2).

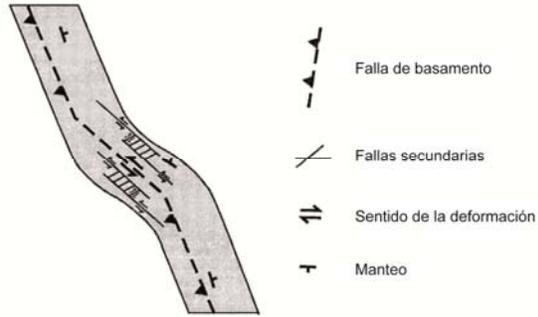


Figura 4.1. Esquema de estructuras y deformación en flexión de rumbo de monoclinales por fallamiento transcurrente (modificado de Roznovsky y Aydin, 2001).

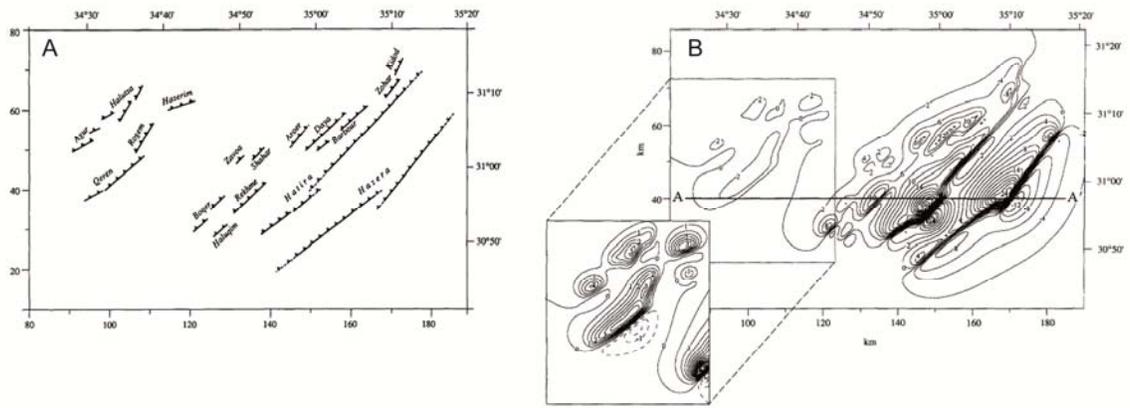


Figura 4.2. Mejor aproximación para la configuración estructural superficial de la zona occidental de Negev del Norte (Israel) (B) a partir de modelación del desarrollo de pliegues asociados a un sistema de estructuras inversas y segmentadas hipotético (A). Contornos en (B) corresponden al grado de alzamiento relativo, y permiten visualizar la geometría de los pliegues obtenida a partir de la simulación. Los bordes de los mapas muestran escala (km) y lat/long (Modificado de Shamir y Eyal, 1995).

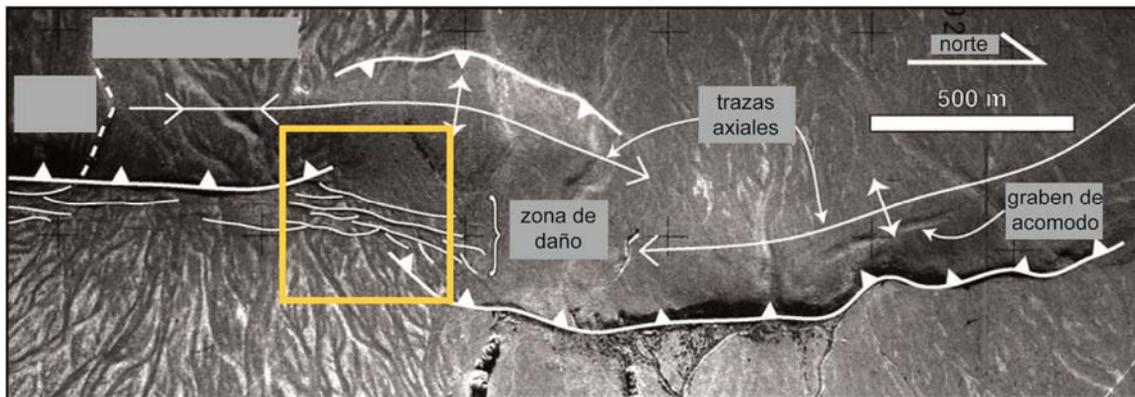


Figura 4.3. Sistema segmentado en la zona de falla Ostler, NZ. Nótese los cambios de rumbo y terminación de los pliegues asociados a las estructuras inversas. El recuadro amarillo representa la zona de traspaso entre las fallas inversas vergentes al este (Modificado de Davis et al., 2005).

Relación entre estructuras neógenas y pre-neógenas

Se puede inferir, por la notoria heterogeneidad de la distribución de las superficies neógenas, que la distribución en planta de fallas y pliegues en la zona de estudio probablemente esté relacionada a la distribución de estructuras del substrato, y que el carácter discontinuo de la traza de estas estructuras en la cobertura, y también las variaciones en sus trazas axiales, se deben a heterogeneidades estructurales propias de las unidades pre-oligocenas.

Las observaciones realizadas en este estudio permitieron reconocer que los rumbos de las flexuras Aroma y Soga se manifiestan continuos hacia el norte. A la vez, carecen de patrones propios de movimiento transcurrente como los de Riedel o lineamientos y fracturamientos con un *trend* bien definido a escala macroscópica. La continuación de la traza de la flexura Aroma coincide con el lineamiento de Chapiquilta (Farías, 2003), y la continuación de la flexura Soga sigue la misma tendencia pero presentando un plegamiento considerablemente más leve. Para la falla Soga, se determinó que esta aflora a lo largo de ca. 10 km al NNW de la localidad homónima, con un rumbo solidario a las flexuras Aroma y Soga (mapa adjunto y Fig. 3.19).

Gracias a la profunda incisión que muestran las quebradas de la zona de estudio, exhibiendo las estructuras del substrato pre-oligoceno en las quebradas de Camiña y Retamilla-Paucata, ha sido posible establecer una relación entre ellas y las flexuras Aroma y Soga en sus porciones terminales. Mostrando un rumbo similar al de ambas flexuras, el desarrollo de la falla Cuisama y el pliegue sinclinal inmediatamente al este de la última, originarían el plegamiento de la cobertura oligo-miocena en forma de monoclinales. Los rumbos de las estructuras de substrato se encuentran desplazados aproximadamente 1.4 km al oeste con respecto a la traza axial de los pliegues en cobertura (Fig. 4.4), lo cual se generaría a causa de una probable segmentación de estructuras inversas en profundidad en una zona de traspaso (Shamir y Eyal, 1995) sin fallamiento transcurrente. Además, las estructuras expuestas del substrato presentan geometrías que pueden generar formas monoclinales en pliegues por arrastre (Erslev, 1991; Twiss y Moores, 1992; Victor et al., 2004).

Mediante análisis fotogramétricos en modelos análogos aplicados al crecimiento de flexuras sobre un substrato o basamento fallado y segmentado, se ha demostrado que el desplazamiento de estas fallas segmentadas genera altos estructurales centrales en forma de monoclinales cuyos limbos muestran una máxima inclinación en su centro, en respuesta al desplazamiento máximo de cada segmento de falla, y decreciendo en inclinación hacia sus terminaciones laterales (Fischer y Keating, 2005). Lo mismo se ha deducido a partir de modelos tridimensionales de pliegues asociados a falla, formados por cinemática *trishear* (e.g., Cristallini y Allmendinger, 2001). Lo último también se ha observado en ejemplos naturales (Davis et al., 2005). En este sentido, las variaciones irregulares de la deformación en las flexuras Aroma y Soga desde las quebradas homónimas hacia el norte puede corresponder a la respuesta de la cobertura a una distribución irregular del desplazamiento por sobre el plano de falla. Lo mismo se aplica a lo observado en la flexura Moquella hacia su prolongación sur-este, considerando que su expresión disminuye hacia sus terminaciones.

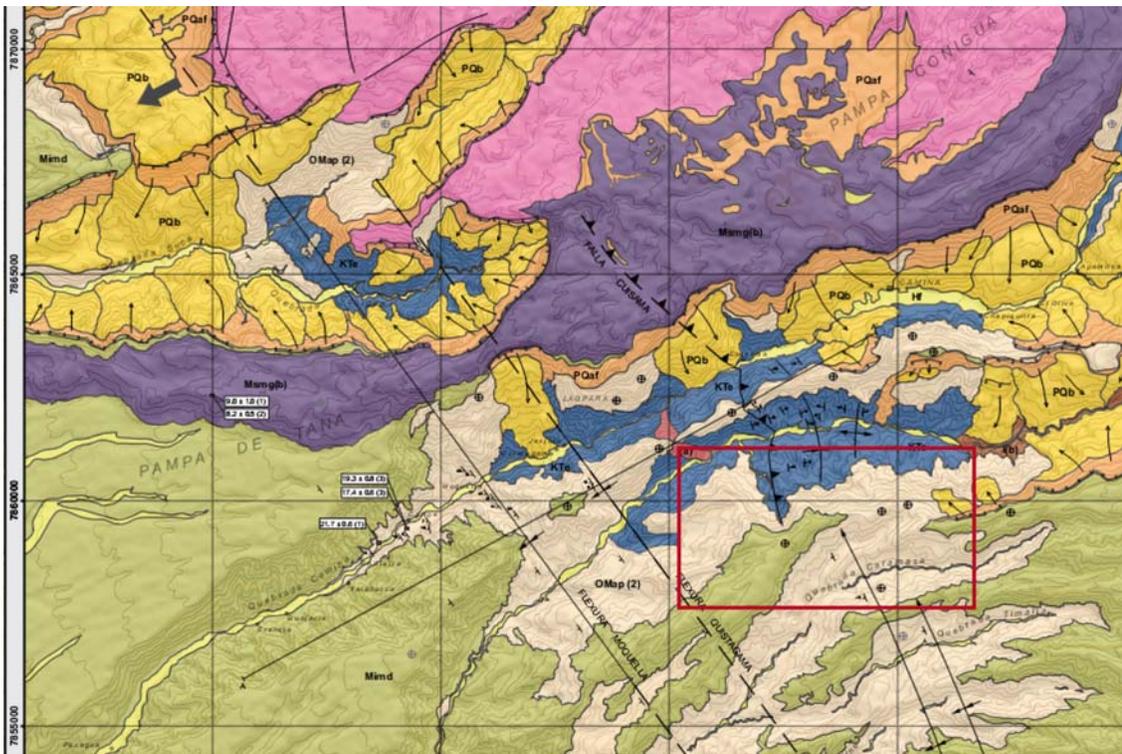


Figura 4.4. Ubicación de las estructuras de cobertura y de sustrato, y zona de transferencia en mapa geológico del área de Camiña. Línea segmentada representa zona de traspaso en profundidad. Nótese la proximidad de las terminaciones de las flexuras Aroma y Soga con las estructuras compresivas del sustrato pre-Oligoceno.

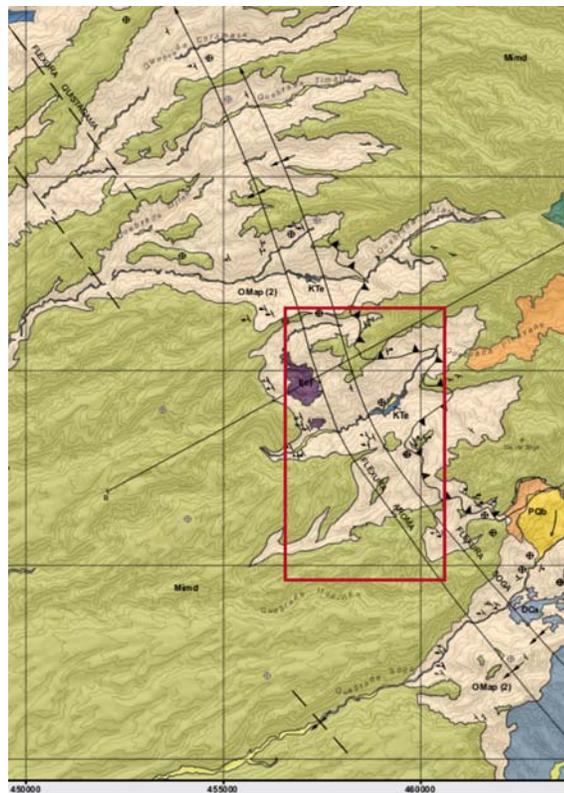


Figura 4.5. Cambio en la dirección de rumbo de las flexuras Aroma y Soga en mapa geológico del área de Camiña. Rectángulo rojo indica la zona de cambio de rumbo.

Los suaves cambios de rumbo que experimentan las flexuras Aroma y Soga en la zona centro-sur del área de Camiña (Fig. 4.5), sugieren que las estructuras en el substrato que deforman la cobertura se segmentan y varían levemente su rumbo de N20°E a ca. NS, o que de sur a norte, estas fallas inversas comienzan a disminuir su desplazamiento a lo largo y ancho de la superficie de falla, en la zona de cambio de rumbo.

Evidencias de desplazamiento oblicuo en el desarrollo de pliegues monoclinales en el área de Camiña

En base a modelamiento análogo, Keating et al. (2012), establecieron la naturaleza de estructuras de meso-escala en el crecimiento de monoclinales bajo el desarrollo de fallas con desplazamiento oblicuo (Fig. 4.6 D), donde se determinaron 3 zonas principales de deformación. El tipo de estructuras está controlada por la deformación en cada zona, y cada zona varía su distribución según el grado de oblicuidad del desplazamiento a lo largo del plano de falla.

A partir de mediciones realizadas en los limbos de los pliegues monoclinales de la zona de estudio, ha sido posible determinar que en al menos las porciones sur de las flexuras Soga y Aroma existe fallamiento inverso con componente de rumbo en las fallas de substrato que las originan. En particular, las evidencias se restringen a afloramientos de escala mesoscópica de estructuras extensionales y que durante o posterior a su generación, ha tomado lugar el relleno de fracturas en forma de vetillas de sílice amorfo, cuarzo oqueroso y arcilla. Estas estructuras se presentan perpendiculares a los limbos de las flexuras, y con orientaciones no-paralelas al rumbo de los pliegues. Las variaciones en el *rake* de las estructuras están en el rango de 15 a 35°. Para la flexura Moquilla, las estructuras documentadas presentan orientaciones modales de *rake* sub-paralelas al manteo del pliegue (Fig. 4.6 C). Sin embargo, la existencia de escasas estructuras que sí presentan variaciones de orientación respecto al manteo no descarta un crecimiento de este pliegue asociado a fallamiento inverso oblicuo en profundidad.

El patrón modal de las estructuras mesoscópicas documentadas en los limbos de las flexuras las ubica en la zona de cizalle puro, y en la zona extensional. La orientación de estas permite establecer una cinemática con componente sinistral en la falla que da origen a los plegamientos en la cobertura. En base al modelo de Keating et al. (2012), se puede deducir un mínimo de 15° de oblicuidad en el desplazamiento para generar estructuras de cizalle puro, como las observadas en los limbos de las flexuras Soga y Aroma (Fig. 4.6 A y B, respectivamente). Sin embargo, la estimación de este mínimo solo puede ser tomado en cuenta como una primera aproximación, ya que es posible el traslape de las zonas de deformación según los grados de oblicuidad, y al mismo tiempo, la ubicación de las zonas de deformación varía considerablemente con la variación del grado de oblicuidad (Keating et al., 2012). Más aún, Farías et al. (2005) documentaron milonitización en niveles metasedimentarios de la Fm. Qda. Aroma, con una foliación planar principal vertical y con una orientación de N40°W, en un segmento de ca. 40 m de ancho junto a deformación frágil (planos de falla de orientación ca. N20°W/50°E) afectando a diques mesozoicos con orientación similar a la de la foliación de las milonitas. Las estrías documentadas en los planos de falla indican desplazamiento de rumbo sinistral.

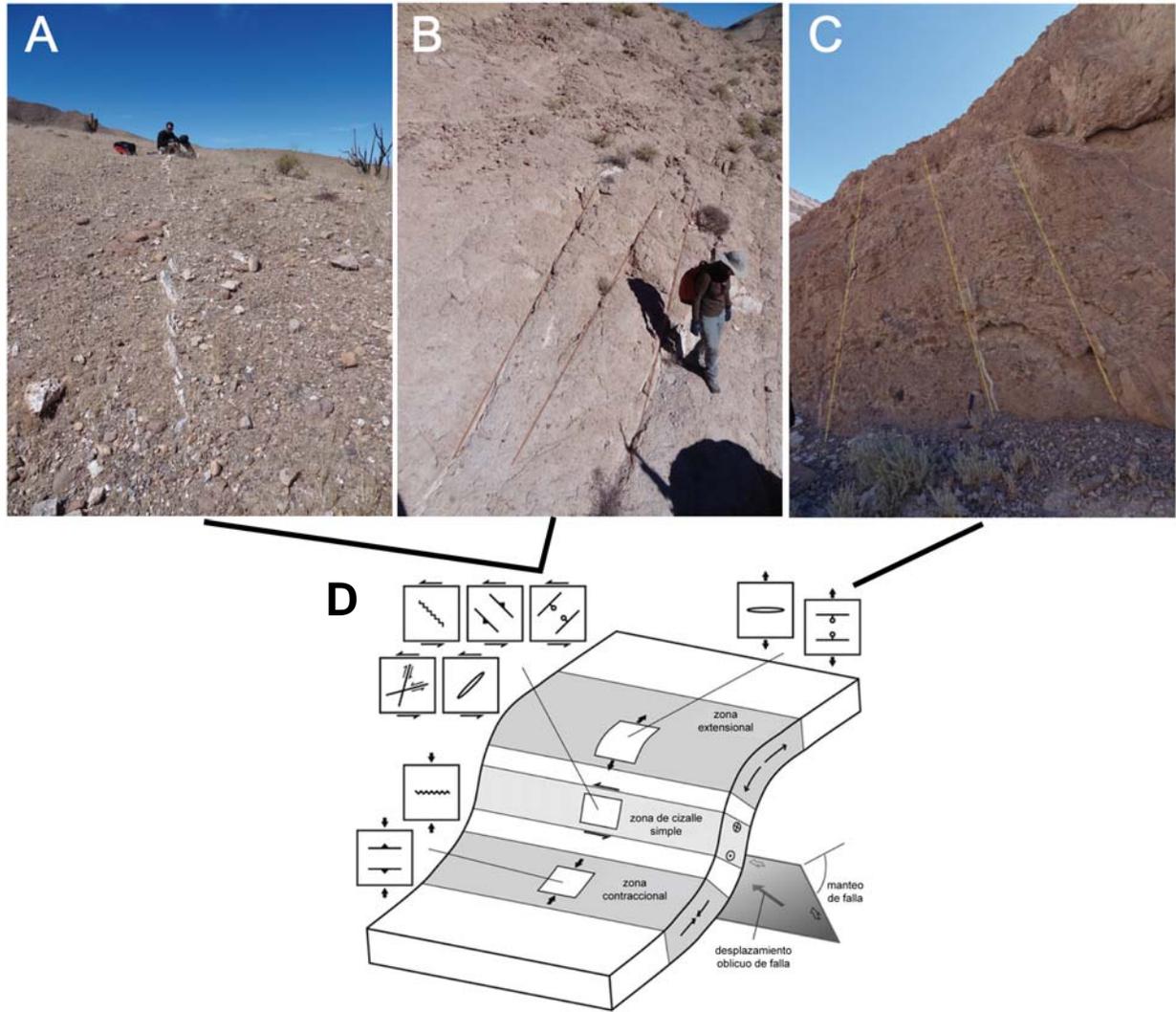


Figura 4.6. Evidencias de desplazamiento oblicuo en estructuras mesoscópicas desarrolladas en los limbos de las flexuras Aroma, Soga y Moquilla. (A) afloramiento de una vetilla de sílice amorfo por sobre la zona de cizalle puro, con un ángulo de 20° con respecto a la prolongación del eje de la flexura Soga en la superficie de su limbo y un manteo sub-perpendicular al último. (B) vetillas de sílice amorfo en la flexura Aroma, con orientaciones de 45° con respecto al rumbo, y un manteo sub-perpendicular a la inclinación del limbo en la zona de cizalle puro. (C) fracturas rellenas de sílice amorfo y cuarzo en la zona extensional de la flexura Moquilla, con orientación paralela al rumbo y un manteo sub-perpendicular al del limbo. (D) estructuras mesoscópicas que pueden desarrollarse durante el crecimiento de monoclinales bajo fallamiento inverso con componente de desplazamiento oblicuo (modificado de Keating et al., 2012).

A partir de lo anterior, y basados en los modelos de Shamir y Eyal (1995), Roznovzky y Aydin (2005) y Keating et al. (2012), se ilustra la posible configuración de las estructuras del substrato (Fig 4.7 B) bajo los pliegues en cobertura (Fig. 4.7 A).

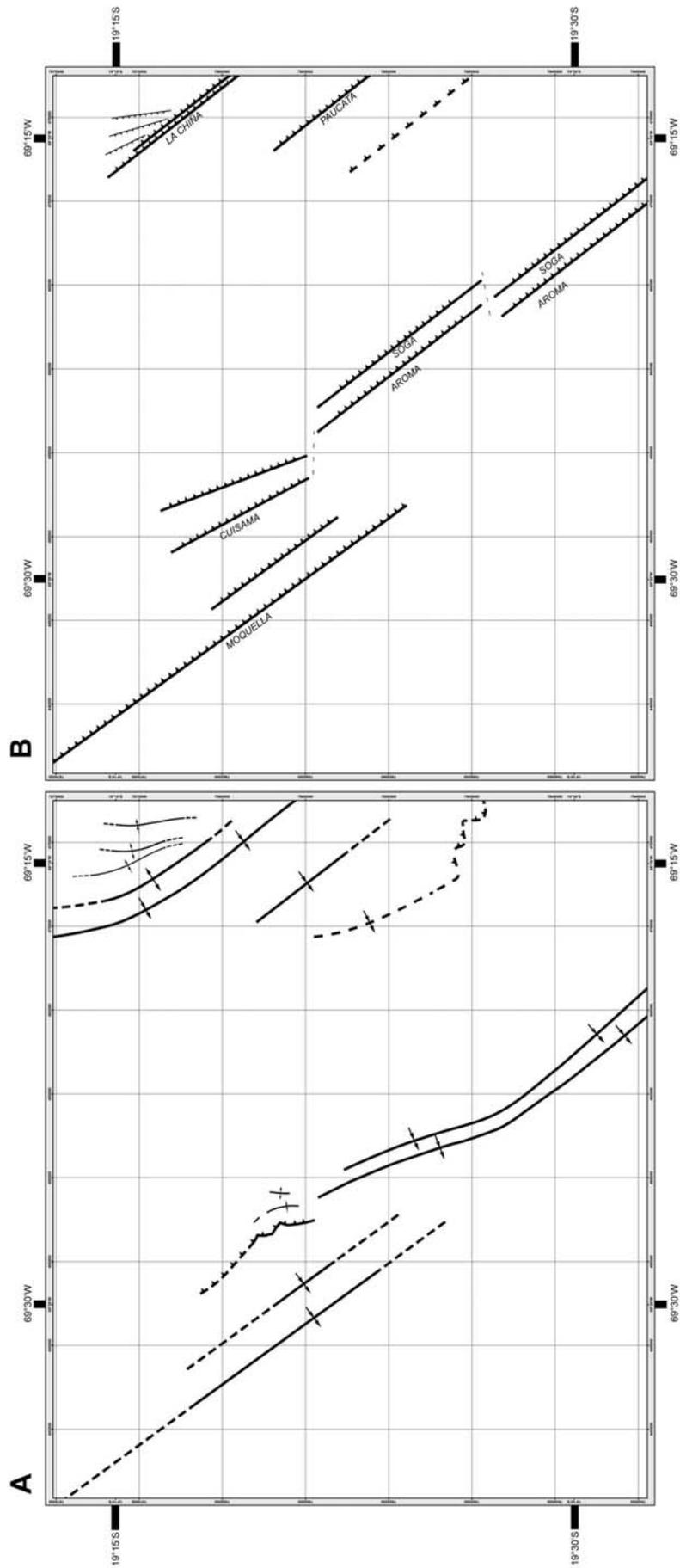


Figura 4.7. Modelo en planta de las estructuras de sustrato para la zona de estudio. (A) estructuras en superficie, ya demarcadas en el mapa del área de Camiña. (B) posible configuración de las fallas de sustrato que originan los plegamientos en la cobertura. Se asume que estas estructuras se heredaron de eventos de deformación anterior previos a la deposición de ignimbritas.

4.2 MODELO ESTRUCTURAL EN PROFUNDIDAD

El presente estudio incluye un modelo estructural esquemático y conceptual que representa una posible evolución tectónica para el área de Camiña, respondiendo a la configuración actual del relieve de la DC, PC y CO a la latitud de 19°20'S. Para lograr lo anterior, se elaboraron tres secciones esquemáticas (AA', BB' y CC'; Figs. 4.8, 4.9 y 4.10, respectivamente), las cuales permitieron estimar la arquitectura en profundidad de la zona de estudio, basada en la integración de estos perfiles estructurales paralelos, que recorren de oeste a este la quebrada de Camiña desde Moquella a Ariquilda, la quebrada Pinavane desde la porción central del área hasta Vertiente Chanama, y atravesando la Sierra Tolompa hasta el extremo nor-este, respectivamente. Cada perfil se sitúa donde mejor se exponen las estructuras del área, incluyendo tanto la disposición del substrato pre-Oligoceno como de la cobertura oligo-miocena.

A partir de los registros realizados a lo largo de quebradas de profunda incisión (600-800 m) en la zona de estudio, se estableció la geometría en superficie para cada estructura. El modelo de *kink bands* (e.g., Suppe, 1983) fue utilizado para reconstruir la geometría del substrato pre-Oligoceno y de la cobertura oligo-miocena, donde fuese posible. Para la sub-superficie, en cambio, la disposición primaria de las estructuras principales (pliegues monoclinales por propagación y fallas) fue establecida y ajustada a partir del modelo de plegamiento por propagación de falla *trishear*, propuesto por Erslev (1991), y posteriormente ampliamente desarrollado por otros autores (e.g., Cristallini y Allmendinger, 2001; Johnson y Johnson, 2002; Salvini y Storti, 2002; Cardozo et al., 2003, 2011). El establecimiento de lo anterior para la construcción del modelo descansa en las siguientes premisas: 1. Los plegamientos originados por el desarrollo de las estructuras del área son de carácter monoclinal y varias presentan estratos de crecimiento en sus únicos limbos; 2. Directamente asociado a lo primero, un modelamiento a partir de cinemática *kink-bands* no es capaz de replicar las superficies curvas de cada pliegue y los complejos patrones de deformación que exhiben pliegues por propagación de falla naturales y experimentales (Erslev, 1991); 3. El modelo *trishear* es capaz de replicar tanto el desarrollo de anticlinales asimétricos como estructuras antitéticas a una falla inversa principal (e.g., Salvini y Storti, 2002); 4. El modelo escogido responde a ejemplos naturales que incluyen estructuras similares a las que se documentan y analizan en el presente estudio (e.g., Gold et al., 2006). Cabe destacar que no se realizó modelamiento numérico para la elaboración de las secciones estructurales y que el modelo *trishear* se utilizó netamente para estimar una posible geometría principal de las estructuras.

Además, las disposiciones de las estructuras en profundidad y su manteo fueron complementadas con la distribución de hipocentros de réplicas del sismo de Aroma (Julio de 2001, $M_W = 6,3$) calculados por Legrand et al. (2007). En este estudio, se determinó la existencia de estructuras de ángulo ca. 50° en fallas con componente de rumbo, a profundidades que superan los 10 km. También, la existencia de un pliegue chevrón subhorizontal en el eje de la flexura Moquella documentado en Pinto (1999) sugiere que esta estructura habría sido provocada por la propagación de una falla inversa con una inclinación de ~10° al este que afecta al substrato pre-Oligoceno en porciones someras cercanas a la superficie.

A continuación, se presentan las secciones estructurales esquemáticas elaboradas a partir de las trazas AA', BB' y CC' (mapa adjunto).

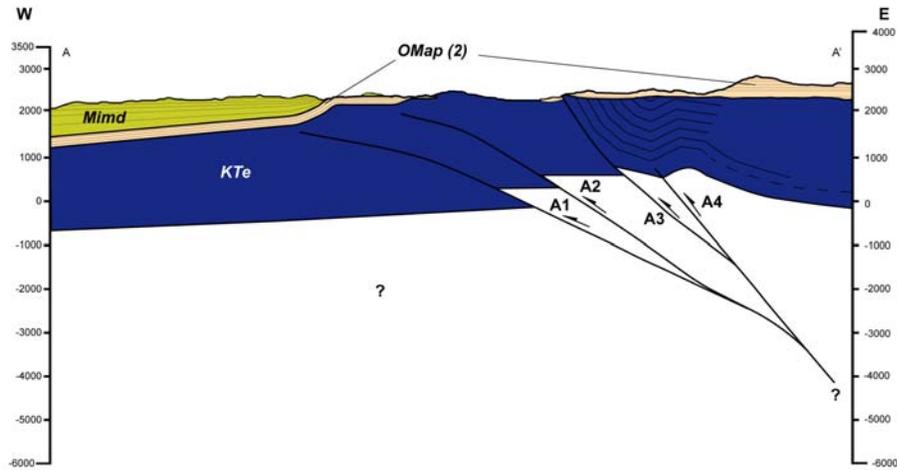


Figura 4.8. Sección estructural AA' para la porción occidental del Dominio Estructural Principal. Las fallas A1 y A2 originan el plegamiento de las flexuras Moquilla y Quistagama, respectivamente, mientras que las fallas A3 y A4 corresponden a la falla Cuisama y la que origina el plegamiento del sinclinal inmediatamente al este de la última. Signos de interrogación representan substrato desconocido y continuidad en profundidad de las fallas. Disposición estructural del substrato sólo se representa donde fue observado.

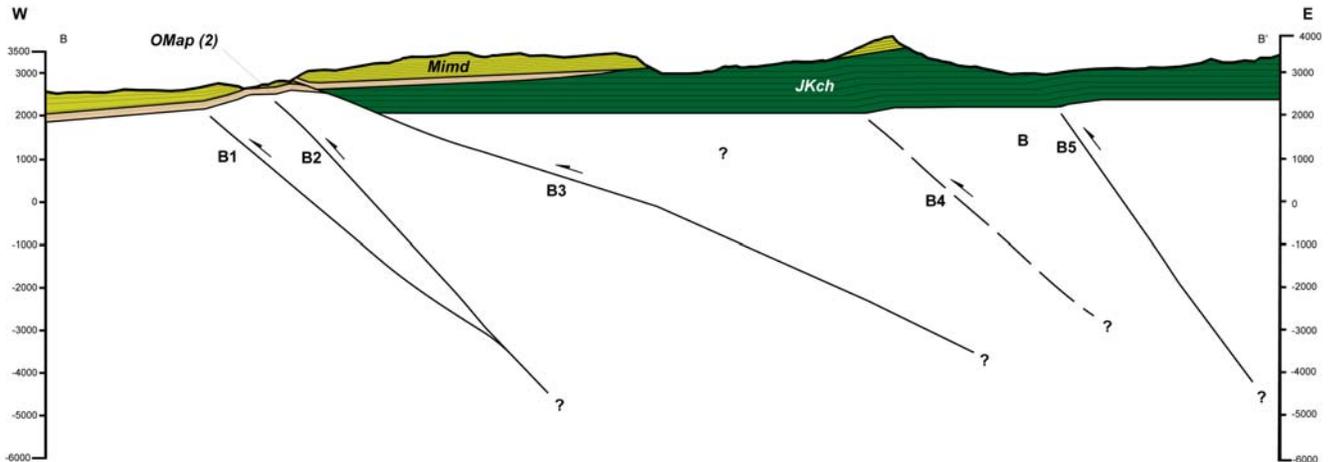


Figura 4.9. Sección estructural BB' para el Dominio Estructural Principal. Las fallas B1 y B2 generan las flexuras Aroma y Soga, B4 y B5 generan la flexura inferida y la flexura Paucata, respectivamente. B representa el despegue en el cual se enraízan las estructuras del dominio principal. B3 representa la falla Soga. Signos de interrogación representan substrato desconocido y continuidad en profundidad de las fallas.

Modelo para el Dominio Estructural Principal

Puesto a que el carácter de los pliegues del dominio principal es netamente monoclinial, en general, se infiere una geometría de rampa de distinto ángulo variable según las premisas establecidas en la introducción de la sección. Estas geometrías se corroboraron por medio de simulaciones de prueba para pliegues monocliniales en software *2DMove*.

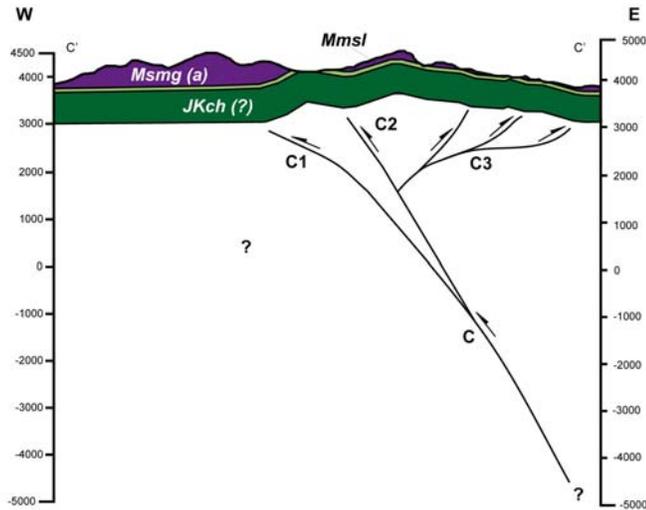


Figura 4.10. Sección estructural para el Dominio Estructural Nororiental. C1 origina la flexura De la Chiña, C2 origina el anticlinal inmediatamente al este de la última, y C3 corresponde al conjunto de estructuras que originan plegamientos con vergencia al este. C representa la falla en la cual se enraízan las estructuras someras. Signos de interrogación representan substrato desconocido y continuidad en profundidad de las fallas.

Lo último se ilustra claramente en el perfil AA' (Fig. 4.8). En este, además de las estructuras que generan pliegues monoclinales (A1 y A2), las fallas A3 y A4 corresponden a fallas de substrato que han producido un pliegue sinclinal casi simétrico en estratos de la Fm. Cerro Empexa. Dada la relación del rumbo de las fallas A3 y A4 con la traza de las flexuras Soga y Aroma (Figs. 4.4 y 4.8), se determinó de que estas corresponden a las fallas B1 y B2, pero con una geometría distinta y con menor desarrollo durante el Neógeno, puesto que la deformación de la cobertura es mínima sobre las fallas A3 y A4 (sección 5).

En el perfil BB' (Fig. 4.9), se ilustran las estructuras que dan origen a las flexuras Soga y Aroma; B1 y B2, respectivamente. Con el desarrollo de resaltos topográficos considerablemente menores observados en la traza del perfil (ca. 300 m) comparados a los observados en la región de Aroma (1100 m), la flexura Soga muestra su limbo trasero levemente inclinado ca. 5° al este. Esto se ha considerado para modificar levemente la estructura en profundidad de las fallas B1 y B2 disminuyendo su manteo hacia porciones superficiales. En el mismo perfil, considerando a la falla Soga como un nivel de despegue muy superficial en la secuencia oligo-miocena, cuyo manteo disminuye hacia el norte a lo largo de su traza, esta se ha considerado como una rampa secundaria (B3) asociada al desarrollo de otra de primer orden (B4) que superficialmente recorre la Qda Aroma hasta los altos de Vertiente Chanama (mapa adjunto). Para la flexura Paucata, se consideró una geometría de rampa de alto ángulo, pero que en la traza del perfil produce un leve alzamiento comparado con su expresión más al norte. Cabe destacar que para la aproximación de acortamiento y alzamiento en esta sección, solo se consideraron los primeros 7 km de oeste a este, pues la relación estratigráfica entre las Formaciones Altos de Pica y Chusmiza no está bien esclarecida, y a la vez, no se cuenta con niveles guía hacia el este del perfil para realizar una estimación relativamente precisa.

Considerando que el conjunto de fallas y pliegues conforma un mismo sistema estructural, estas debiesen nacer a partir de un nivel de despegue de escala cortical. Se propone un nivel de despegue para las estructuras inversas de ca. 6000 m de profundidad (en base a Victor et al., 2004), correspondiente a una rampa sub-horizontal, posiblemente enraizada a la vez en porciones

aún más profundas hacia el dominio de Cordillera Occidental. Sin embargo, al considerar estas secciones como esquemáticas, lo anterior no se explicita en los perfiles construidos.

El hecho de que en el modelo las estructuras observadas en el substrato presentan una geometría que podría generar la deformación en forma monoclinas de la cobertura durante el Neógeno, abre la posibilidad de que exista un control heredado de las estructuras de substrato en la evolución estructural de la zona de estudio (sección 4.1). Lo mismo se ha sugerido para la región de Altos de Pica en porciones orientales de la Precordillera (Victor et al., 2004), y evidenciado en la Región de Belén, en la Cordillera Occidental (Charrier et al., 2012).

El probable desarrollo de la evolución estructural durante el Neógeno del dominio principal sigue el siguiente orden secuencial: (1) El desarrollo en profundidad de un despegue en forma de rampa sub-horizontal (B), enraizada en una posible estructura de alto ángulo aún más profunda hacia el oriente; (2) El traspaso de la deformación hacia niveles superiores de la corteza, por medio de fallas de alto ángulo generadas previo a la depositación de ignimbritas de la Fm. Altos de Pica y posterior a la depositación de las unidades del substrato; (3) Fallamiento inverso de las estructuras B5 y B4, en el mismo orden, y el fallamiento a lo largo de las fallas B2, B1 (consideradas como los mismos despegues A3 y A4, y, por último, el fallamiento a lo largo de B3. En base a la estrecha relación entre la naturaleza de los depósitos (Fm. El Diablo) y su acumulación sincrónica asociada al desarrollo de las estructuras en superficie (Pinto, 1999; Farías, 2003; Pinto et al., 2004; Farías et al., 2005), es posible acotar inferiormente la edad del desarrollo del sistema estructural principal desde el Mioceno inferior al Mioceno medio (sección 5). En este período, las fallas B5 y B4 habrían sido las primeras en iniciar su actividad, mientras que la propagación de la deformación en dirección de la vergencia del sistema activó el resto de las fallas hacia el oeste.

Modelo para el Dominio Estructural Nororiental

Exhibiendo una doble vergencia en pocos kilómetros de extensión, las estructuras del dominio nororiental se han interpretado como producto de corrimientos de alto ángulo, que generan al menos ~400 m de resalto topográfico, con el desarrollo de retro-corrimientos de bajo ángulo con una geometría que emula una faja plegada y corrida de pequeña escala. Este pequeño sistema da origen a pliegues monoclinas y anticlinas de corta longitud de onda vergentes al este, contrastando las otras dos estructuras mayores del dominio (Fig. 4.10).

La evolución del dominio oriental puede describirse a partir del siguiente orden secuencial: (1) a partir de la falla C, la falla C1 comienza a desarrollarse alzando a la Fm. Chusmiza. (2) A partir del contacto erosivo entre la Fm. Chusmiza con la Fm. Lupe y las lavas del CVMG, se puede deducir un período de nula o poca actividad compresiva. En este período toma lugar la depositación de estas últimas unidades. (3) En tercer lugar, ocurre la re-activación del dominio, fuera de secuencia, con la consecuente continuación del alzamiento de la estructura principal, el desarrollo de la falla C2, y desde la cual se origina una pequeña faja plegada y corrida vergente al nor-este (C3), la cual sigue deformando a la Fm. Chusmiza, y plegando las formaciones del Mioceno superior Lupe y lavas del CVMG.

En particular, la vergencia de la estructura principal del dominio es debatible, en base a la geometría en superficie que exhiben las unidades afectadas (Fig. 4.10). Lo anterior elude a que la disposición en profundidad de la falla C sea con manteo hacia el oeste, dando origen a la pequeña faja plegada y corrida (rampas C3), y considerando a C1 y C2 como retrocorrimientos de la

estructura principal. Sin embargo, el ambiente de depositación propuesto para la sucesión clástica documentada para la Fm. Lupe descarta esta posibilidad, puesto a que, de presentar vergencia opuesta, el dominio estructural generaría depósitos de facies de mayor energía (similares a los depósitos de la Fm. El Diablo) en las cuencas intramontanas donde se depositaron los sedimentos que componen a la formación sedimentaria aludida. En este sentido, el símil “fino” de la Fm. El Diablo, en este estudio considerado como la Fm. Lupe, lleva a que el modelo propuesto sea el que más se acomoda a la información documentada en terreno.

Tomando en cuenta los dos dominios estructurales y las tres secciones, se ha determinado una primera aproximación al nivel de acortamiento y alzamiento relativo el área de Camiña. Esto es en base a la continuidad estratigráfica de niveles clásticos de las Formaciones Altos de Pica y Lupe, explícito en los perfiles estructurales esquemáticos. Se ha establecido un alzamiento relativo mínimo de 1950 m para el dominio estructural principal, y un mínimo de 750 m para el dominio estructural nororiental. De la misma manera, se ha determinado un acortamiento relativo mínimo de 650 m, equivalente a un 6,8 %. Estas magnitudes permiten establecer una estimación de tasas de alzamiento medias de $\sim 0,12$ mm/a entre ca. 24 Ma y ca. 8.2 Ma, y $\sim 0,107$ mm/a desde los ca. 7 Ma hasta el Presente.

Directamente desde lo anterior, se deduce que a diferencia de la Región de Aroma, donde la deformación genera un alzamiento continuo a tasas similares que las calculadas en este trabajo (0,12 mm/a en Farías et al., 2005), y en un mismo dominio estructural, el área de Camiña experimenta alzamiento en dos etapas, y en dos dominios estructurales distintos. Así, la diferencia entre los resaltos topográficos (alzamiento relativo) calculados en Qda. Camiña de ca. 700 m (Pinto et al., 2004), y en Qda. Aroma de ca. 1900 m (Farías et al., 2005), puede ser compensado parcialmente por el acortamiento y consecuente alzamiento en el dominio nororiental del área de Camiña (ca. 750 m).

Mientras que en la Región de Aroma hubo actividad tectónica compresiva a tasas de alzamiento medias de $\sim 0,10$ mm/a desde el Oligoceno tardío al Mioceno medio (26-8 Ma), y $\sim 0,02$ mm/a desde los 8 Ma hasta el Presente (Farías et al., 2005), en el área de Camiña, se experimenta un cese abrupto del alzamiento en el dominio estructural principal, y un aumento (o re-inicio/inicio) de alzamiento y consecuente acortamiento a tasas similares ($\sim 0,107$ mm/a) en el dominio estructural nororiental. En este sentido, existe un traspaso de la deformación de un “bloque” estructural a otro, generando acortamiento y alzamiento fuera de secuencia.

V. DISCUSIONES

5.1 DISCONTINUIDAD Y CAMBIOS DE RUMBO EN LAS ESTRUCTURAS NEÓGENAS

Acorde a lo expuesto en el análisis estructural, la visualización en planta de las estructuras de cobertura y de substrato ha permitido llegar a posibles aproximaciones de la distribución de las fallas de substrato que originan la deformación neógena a lo largo y ancho de la zona de estudio.

En la región de Aroma (Figs. 5.1 y 5.3), la discontinuidad en el rumbo de las flexuras Soga y Aroma, en sus extremos norte, fue interpretada por Farías (2003) y Farías et al. (2005) como una interrupción de sus trazas por medio de una estructura de componente inverso y transcurrente sinistral. Esta estructura, correspondiente a la falla Soga (sección 3.2), desplazaría ca. 5 km al oeste ambas flexuras, y acorde a esta interpretación, el rumbo desplazado de la flexura Aroma coincide con la continuación hacia el sur de la flexura Moquella. A la vez, relacionaron la continuación de la flexura Soga, tomando en cuenta este desplazamiento, con la traza de un lineamiento de orientación NNW – SSE (lineamiento de Chapiquilla en Farías, 2003) (sección 3.2).

Sin embargo, el mapeo estructural ha determinado que para el dominio estructural principal, las flexuras Moquella, Quistagama, Aroma y Soga, incluyendo a la falla Soga, corresponden a estructuras que no experimentan fallamiento transcurrente a lo largo de sus trazas, ocasionando la interrupción de su expresión en superficie. Con una orientación que varía de NNW a ca. NS, estas estructuras presentan variaciones en sus rumbos y varían su expresión a lo largo de sus trazas. Lo anterior contrasta el modelo estructural (Fig. 5.1) en planta propuesto por Farías (2003) y Farías et al. (2005). A la vez se evidencia de que estas estructuras se atenúan y continúan hacia el norte (mapa adjunto y Fig. 3.19), disminuyendo su amplitud de onda y resalto topográfico producido, probablemente causado por heterogeneidades propias del fallamiento inverso en profundidad que afectan al substrato pre-oligoceno. Lo anterior alude a fallas escalonadas, discontinuas, y separadas por zonas de traspaso que no experimentarían corrimientos de rumbo, al menos durante el Neógeno (Fig. 4.7).

De la misma manera, los cambios en los rumbos de las flexuras Soga y Aroma deberían corresponder a interrupciones en las fallas de substrato que les dan origen, ubicadas ca. 3 km al este de la traza principal. Así también, la flexura Moquella y su atenuación hacia el sur puede deberse al resultado conjunto de un gradiente de deformación que disminuye hacia las terminaciones de la falla de substrato (Fig. 4.7), y una disminución en la profundidad de las quebradas hacia el sur a lo largo del rumbo de la flexura. Lo primero se evidencia tomando en cuenta de que en Quebrada Suca y Camiña la flexura Moquella muestra su limbo frontal inclinado con manteos de hasta 45° al WSW, mientras que ya en Quebrada Retamilla-Paucata el limbo muestra menores inclinaciones. La menor profundidad de la incisión hacia el sur no permite seguir con claridad el rumbo de la estructura, pero se descarta que esta sea una continuación de la flexura Aroma, pues esta flexura presenta un rumbo continuo hacia el norte. Se deja abierta la posibilidad de que la flexura Moquella se exprese en la zona sur del área estudiada en forma de un pliegue de poca amplitud de onda y que produce poco resalto topográfico, foto-interpretado como un monoclinal vergente al oeste, cuyo rumbo coincide en proyección con el de la flexura Moquella (mapa adjunto).

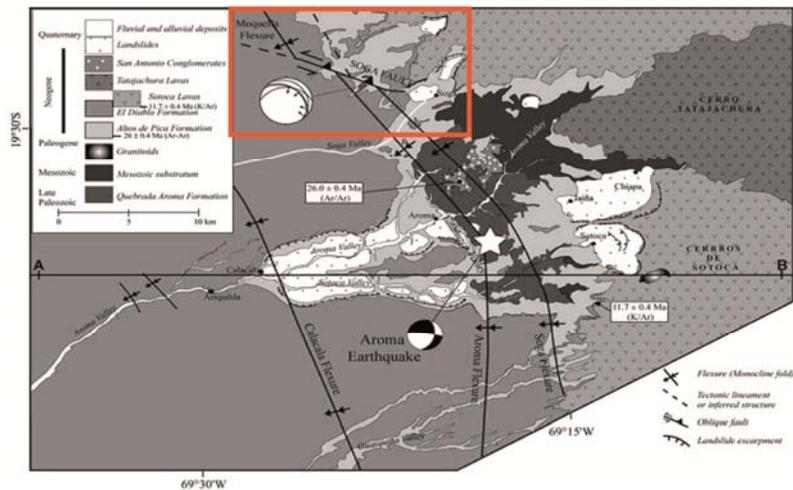


Figura 5.1. Mapa geológico de la región de Aroma. El rectángulo rojo destaca la zona de irrupción de la traza de las flexuras Aroma y Soga (Modificado de Farías et al., 2005).

En cuanto al fallamiento con componente de rumbo, se pueden atribuir las evidencias documentadas en las flexuras del dominio estructural principal a compresión oblicua durante el Neógeno, coincidiendo con a la ubicación del sistema de estructuras con respecto al eje de simetría de Gephart (1994), donde se origina deformación oblicua afectando a las estructuras de substrato a medida que estas fallan. Esta componente oblicua puede ser cercana a los 15° con respecto a la vergencia de las estructuras (sección 4.1), lo cual concuerda con la dirección de esfuerzo principal para la región de Aroma (Farías, 2003) con respecto a las flexuras de esa zona.

5.2 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y DEPOSITACIONAL DEL ÁREA DE CAMIÑA DURANTE EL NEÓGENO

Las unidades litoestratigráficas del área de estudio pueden ser diferenciadas por una fuerte discordancia angular que separa unidades pre-Oligocenas de unidades del Oligoceno superior al Mioceno superior (Pediplano de Choja; Galli, 1957). Esta discordancia se muestra como un paleo-relieve relativamente plano, levemente inclinado al oeste. Las características de la deformación y estratigrafía en la superficie han permitido establecer un desarrollo secuencial para la evolución estructural y depositacional que se detalla a continuación.

Evolución durante el Oligoceno tardío

Las ignimbritas y niveles clásticos del Miembro 2 de la Fm. Altos de Pica representan los productos explosivos del volcanismo oligo-mioceno en zonas adyacentes al área de estudio. A partir de las características sedimentarias de estos niveles, se determinó una depositación en facies de flujo piroclásticos distales, con encauzamiento de sedimentos que son representados por niveles clásticos intercalados en la secuencia. Estos flujos se distribuyeron ampliamente por sobre la región, cubriendo casi completamente el substrato pre-Oligoceno erodado (Fig. 5.1 A), el cual también constituyó una paleo-superficie para centros volcánicos con productos andesíticos.

Se deduce un período sin tectonismo fuerte después de la última fase contraccional del Paleógeno (Orogenia Incaica en Charrier et al., 2009 y 2012), durante la cual sí pudo haber continuado la deformación a tasas más bajas, afectando a los niveles de ignimbritas cristalinas de la Fm. Chusmiza.

Evolución durante el Mioceno

El Mioceno inferior se considera como el período del inicio de la deformación más intensa en la zona de estudio. En este período, comienza el alzamiento desde este del paleo-relieve del Oligoceno tardío y la consecuente erosión de las unidades que lo conforman. En este sentido, el dominio estructural nororiental comienza su actividad (falla C1 en Fig. 4.10), propagándose hacia el occidente (fallas B5 y B4 en Fig. 4.9), afectando a la Fm. Chusmiza en forma de pliegues monoclinales, dando paso al desarrollo de abanicos aluviales que transportan hacia el oeste material proveniente de la erosión de edificios volcánicos y flujos de lava del Mioceno inferior, depositados previos al alzamiento. La depositación de estos flujos da origen a los niveles proximales de la Fm. El Diablo al oeste de las flexuras De La Chiña y Paucata. Los abanicos aluviales tendrían sus ápices en las crestas de estas estructuras, y la depositación sería sincrónica a su desarrollo (e.g., Pinto 1999, Farías, 2003). Sin embargo, no se logró documentar estratos de crecimiento en niveles de facies proximales de la Fm. El Diablo para deducir crecimiento sincrónico.

Hacia el oeste, la deformación se propaga a través de las fallas B1 y B2 (Fig. 4.9), las cuales dan origen al crecimiento de flexuras en la cobertura, y la consecuente depositación de facies proximales, intermedias y distales de abanicos aluviales de composición muy similar a las de sus equivalentes orientales. Lo mismo ocurre con las fallas A1 y A2, correspondientes a las flexuras Moquella y Quistagama (Fig. 4.8).

En cuanto a los depósitos de abanicos aluviales, es posible que las flexuras del dominio estructural principal hayan cumplido un rol de retrabajo de los depósitos de los primeros niveles de la Fm. El Diablo (Miembro 1), provenientes de la erosión del relieve producto del crecimiento de las estructuras C1 y C2 (Fig. 4.10). Así, el transporte de los sedimentos cuya depositación generó el segundo miembro de esta formación podría haber sufrido un transporte hacia el oeste desde las estructuras principales del dominio estructural nororiental (Fig. 5.1 B).

Durante el Mioceno tardío, se depositan sedimentos clásticos y tobas subordinadas de la Fm. Lupe, cuya composición andesítica en varios de sus niveles de areniscas medias y gruesas indican una posible fuente de aporte de remanentes de volcanismo andesítico del Mioceno inferior desde el oeste (Fig. 5.1 B). Sin embargo, la acumulación de estos sedimentos también puede corresponder al retrabajo de depósitos de la Fm. El Diablo en sus porciones proximales, cercanos a las estructuras principales, en bajos topográficos ubicados al este de las estructuras, productos de la deformación, considerando a los niveles ignimbríticos y clásticos de la Fm. Chusmiza como una paleosuperficie alzada y erodada por la actividad temprana del WTS. Así, se considera a la Fm. Lupe como una sucesión cuya acumulación tuvo lugar en un paleorelieve en forma de cuencas intramonatanas limitadas por altos topográficos, originadas por la deformación previa a la depositación de los sedimentos que la componen, durante el Mioceno medio al Mioceno tardío.

Como el dominio nororiental deforma en totalidad a rocas del Mioceno medio-tardío, estas debiesen haber sido depositadas previo al comienzo del desarrollo de las estructuras que las

afectan. En este sentido, puesto que al tratarse de un sistema de estructuras de igual vergencia, en rigor, la deformación debiese haber migrado progresivamente hacia el oeste, con una edad

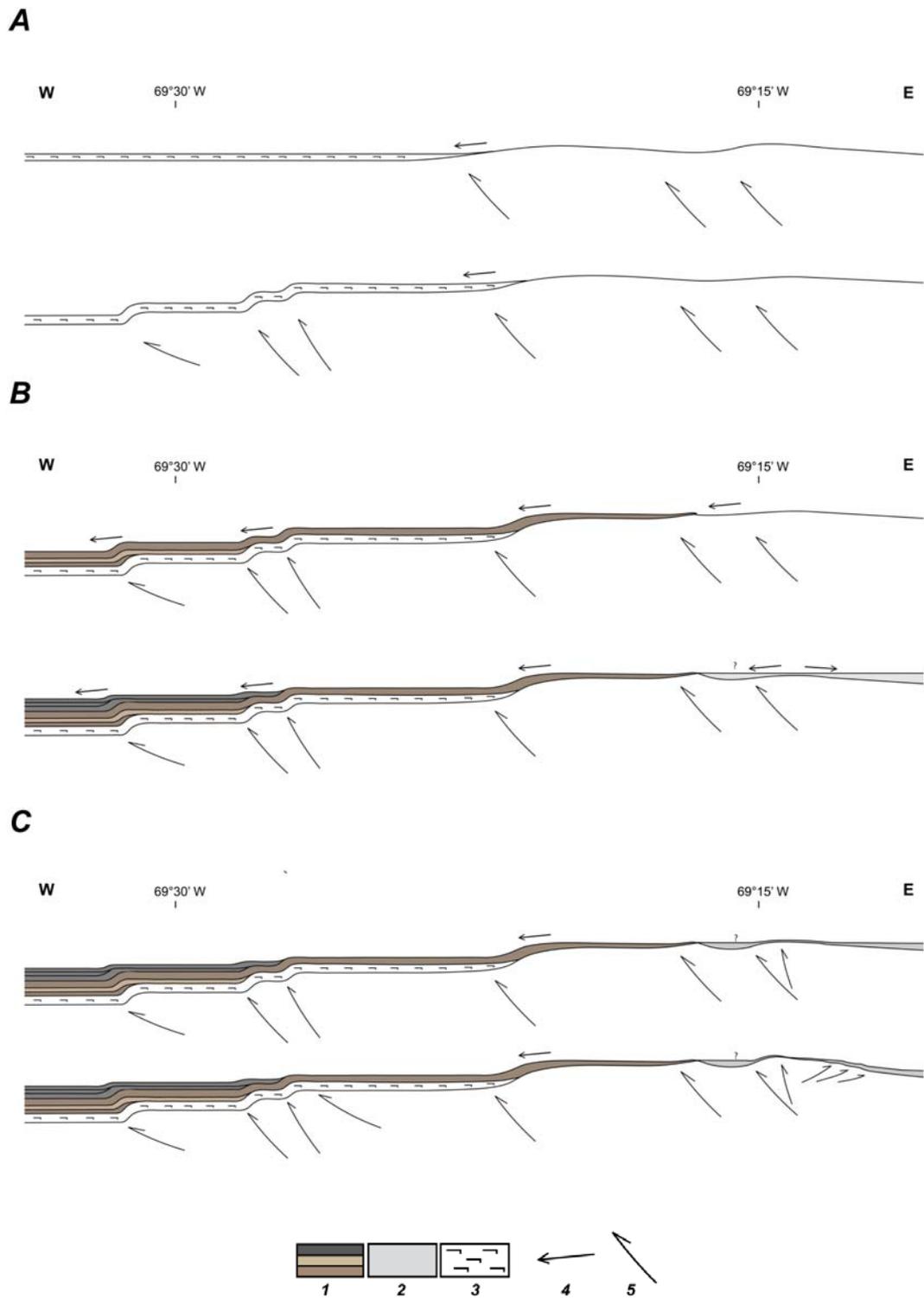


Figura 5.2. Esquema de la evolución tectonoestratigráfica para el área de Camiña durante (A) Pre-Oligoceno – Mioceno temprano, (B) Mioceno medio – tardío, (C) Mioceno tardío – Plioceno. Simbología: (1) depósitos de la Fm. El Diablo, (2) depósitos de la Fm. Lupe, (3) ignimbritas de la Fm. Altos de Pica; (4) dirección de transporte de sedimentos, (5) fallas inversas.

mínima miocena tardía en la parte occidental del dominio estructural principal (Pinto, 1999). Sin embargo, esto no es lo que se observa en el dominio nororiental, donde las sucesiones de la Fm. Lupe se encuentran deformadas. Lo anterior puede deberse a corrimientos fuera de secuencia, desarrollados durante el Mioceno superior, en las rampas C (Figs. 4.10 y 5.1 C), deformando secuencias más jóvenes, y alzando estas hasta al menos 400 m. El desarrollo de los retrocorrimientos (C3 en Fig. 4.10) termina por deformar la secuencia completa. Se puede decir que la falla sogá (B3 en Fig. 4.9) también representa un despegue fuera de secuencia. Estos eventos fuera de secuencia coinciden en temporalidad con un *peak* de deformación a escala regional que afectó al orógeno andino en el extremo norte de Chile durante el Mioceno tardío (Charrier et al., 2012). Entre estos máximos de deformación los dominios estructurales experimentan un relevo en cuanto a su actividad tectónica posterior a los ca. 7 Ma, edad en que la deformación se traspasa hacia el dominio nororiental.

Tomando en cuenta lo anterior, y también por el estilo de deformación que exhiben los niveles de ignimbritas de la Fm. Chusmiza (pliegues monoclinales vergentes al oeste), se puede estimar una edad máxima de actividad tectónica en el área de Camiña, considerando que los niveles de la Fm. Altos de Pica se acuñan hacia el este por sobre la Fm. Chusmiza y bajo el Miembro 1 de la Fm. El Diablo (mapa adjunto y sección 4.2). Así, el alzamiento en la zona tiene inicio durante la fase Incaica, durante el Eoceno medio, prolongándose al Oligoceno-Mioceno temprano. En este lapso, la deformación experimenta un fuerte *peak*, que marca el comienzo de la deformación que afecta la Precordillera desde la zona de Sierra de Huaylillas (~18°S, sur del Perú) hasta la región de Pica (Charrier et al., 2012).

La edad mínima de la deformación no se puede determinar a partir de la estratigrafía de la zona, sobre todo para el dominio nororiental. A pesar de que la edad de la flexura Moquella fue constreñida por Pinto (1999) y Pinto et al. (2004) con un rango máximo de 25 a 8-9 Ma, las flexuras del WTS han sido consideradas activas por sismicidad superficial y en profundidad (Farías, 2003; Farías et al., 2005), pero a menores tasas de alzamiento y deformación. Por ende, se considera que las estructuras del área podrían encontrarse activas, implicando que todavía existiría deformación en la PC y CO, sin descartar actividad en la Depresión Central (flexuras Tana, Calacala y Humayani).

Específicamente relacionado a la incisión en el área de Camiña, la depositación de la Lava de Tana por sobre los depósitos de la Formación El Diablo marca el fin de la sedimentación extendida en la PC a los 8-9 Ma (Muñoz y Sepúlveda, 1992; Naranjo y Paskoff, 1985; Pinto et al., 2004; en Farías et al., 2005). Farías et al. (2005) reconoce un decrecimiento importante en las tasas de alzamiento para la Región de Aroma posterior a los 8-9 Ma. A la vez, sugiere que el comienzo de la incisión habría sido gatillado por basculamiento hacia el oeste de la PC, proceso que habría aportado al alzamiento del flanco occidental del Altiplano desde una edad posterior a los 8-9 Ma. Lo anterior concuerda con la temporalidad de la incisión determinada por García et al. (2011) para latitudes mayores a los 19° S (post 6 Ma). De esta manera, directamente se deduce que los principales gatillantes de la incisión en el área de Camiña corresponden a un aporte conjunto de acortamiento y alzamiento tectónico, períodos de semi-aridez climática, y basculamiento de la PC y CO hacia el oeste del frente orogénico a lo largo del norte y extremo norte de Chile, y el suroeste del Perú.

Sin embargo, la actividad asociada a las estructuras contraccionales del dominio estructural nororiental del área de Camiña (CO) a tasas de alzamiento relativo similares a las estimadas para el dominio principal (PC) en este trabajo y en Farías et al. (2005), durante tiempos posteriores a

los ca. 7 Ma (edad máxima de la Fm. Lupe), sugieren que el acomodamiento de la compresión vía acortamiento y consecuente alzamiento en el flanco occidental del Altiplano habrían continuado coetáneos al alzamiento por basculamiento hacia el oeste del flanco completo, pero migrado y localizado al oeste de las estructuras principales del WTS, en forma de corrimientos fuera de secuencia.

5.3 IMPLICANCIAS ESTRUCTURALES DEL ÁREA DE CAMIÑA PARA EL WTS Y ETS

En comparación con las áreas estudiadas a lo largo de la Precordillera entre los 18° y 20° S, y que además forman parte del flanco occidental del Altiplano (regiones de Belén, Aroma y Altos de Pica), el área de Camiña exhibe características similares a estas tanto en su estratigrafía como en la naturaleza de su deformación. En este sentido, las correlaciones regionales para las Formaciones Altos de Pica y El Diablo (Formaciones Oxaya, Azapa, y Lupica) presentan una evolución estratigráfica similar, producto del alzamiento de la Precordillera, y la sedimentación sinorogénica de sus niveles clásticos. Así también, existe deformación que involucra basamento y substrato pre-Oligoceno, en forma de fallas de alto ángulo que producen una geometría monoclinial y anticlinal de las estructuras en la cobertura. Lo anterior se ha desarrollado en respuesta a la evolución del mega-sistema estructural WTS.

Entre las similitudes con el WTS en un contexto regional, el área de Camiña también exhibe diferencias notorias; el estilo de deformación “suave” de carácter monoclinial también involucra secuencias pre-Oligocenas (ignimbritas de la Fm. Chusmiza). A la vez, la zona muestra una transición de la vergencia de la deformación en su límite oriental, en un espacio muy reducido. A pesar de que esta deformación vergente al este se expresa en estructuras de escala mucho menor comparadas con las consideradas como parte del WTS en general, pueden corresponder a las primeras manifestaciones de la zona de transición entre el WTS y ETS en el área Precordillera – Cordillera Occidental.

Lo anterior se respalda tomando en cuenta estructuras de escama gruesa y delgada inmediatamente al este del área de Camiña, entre las cumbres de Co. Socora y Co. Tatajachura (Fig. 2.3), que corresponden a corrimientos y plegamientos con vergencia al este, que afectan tanto a unidades pre-Oligocenas (Fm. Chusmiza) como a unidades más jóvenes pertenecientes al Neógeno medio - tardío (Cortés et al., 2012b). En esta zona, las estructuras experimentan cambios de vergencia en áreas muy acotadas, incluyendo sistemas de faja plegada y corrida complejos, y fallas inversas de escala regional y vergencia opuesta, generando una zona de *pop-up* que alza el substrato pre-Oligoceno por sobre unidades oligo-miocenas. Más al este (a latitudes de 68°30' W – 69° W), se manifiesta el ETS en la zona de transición entre la Cordillera Occidental y el Altiplano (Cortés, 2011 y Cortés et al., 2012a). Hacia ambos flancos de la gran zona de transición, se desarrolló una acumulación compleja de unidades volcánicas y una posterior erosión debido a los desniveles topográficos causados por el alzamiento de las estructuras. En conjunto, el WTS y el ETS generan depocentros sincrónicos a su evolución, los cuales presentan sedimentación sintectónica (e.g., Fm. El Diablo en Pinto, 1999; y Formaciones Chojña Chaya y Condoriri en Cortés, 2011).

En las latitudes de la zona de estudio, la descripción anterior es similar a la configuración estructural para la latitud de Arica, donde estructuras similares configuran el sistema doble vergente denominado Cordón Chapiquiña-Belén (Charrier et al., 2000) o Cordillera Incaica (Charrier et al., 2012) en las latitudes de Arica.

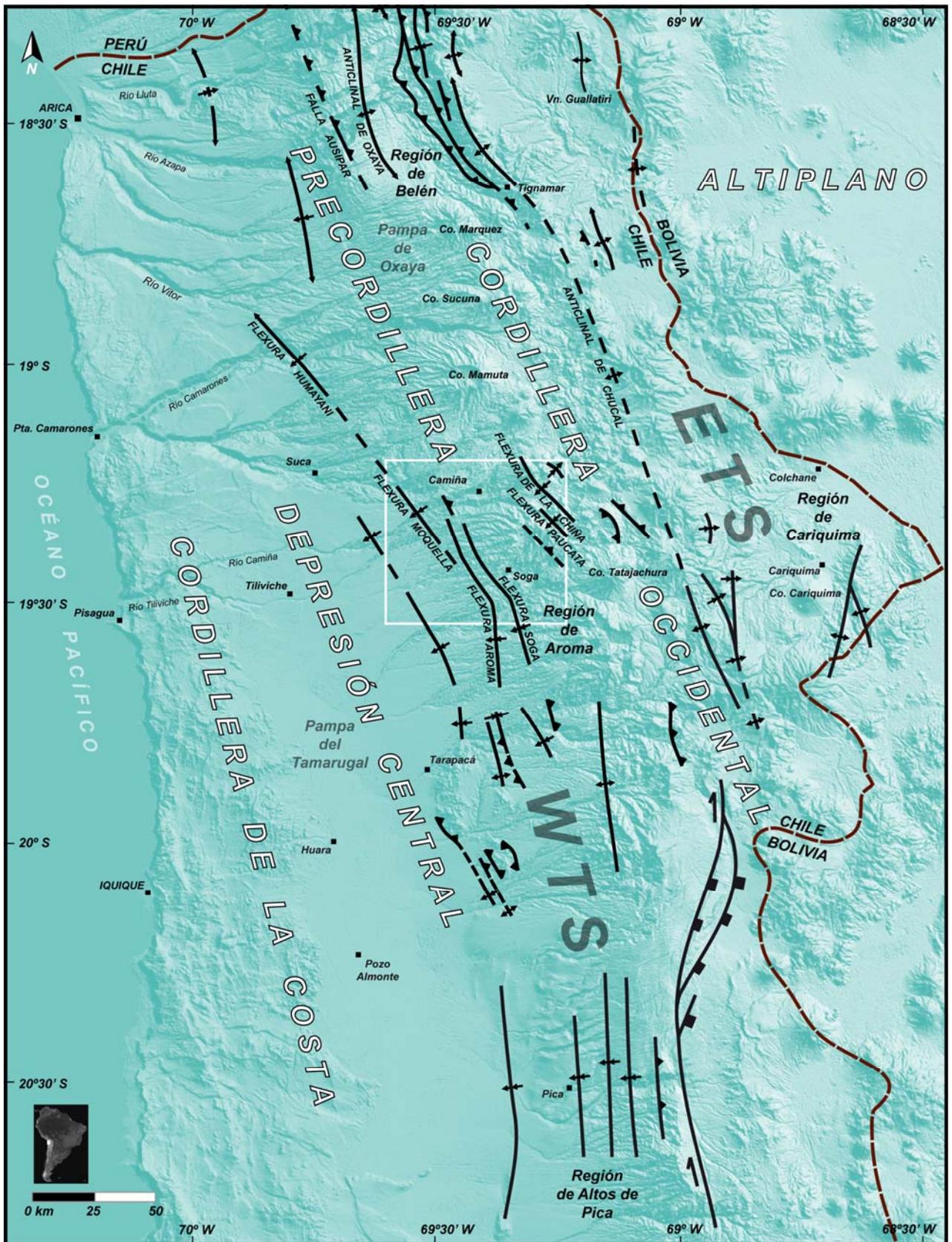


Figura 5.3. Configuración estructural en superficie del margen occidental del Altiplano entre los 18°30' y 20°30' S, considerando los resultados del presente trabajo. Se destacan las zonas estudiadas de los sistemas estructurales WTS (regiones de Belén, Camiña, Aroma, Quebrada Tarapacá y Altos de Pica) y ETS (Región de Cariquima (modificado de Cortés, 2011 y Cortés et al., 2012a, a partir de Muñoz y Sepúlveda, 1992; Muñoz y Charrier, 1996; SERNAGEOMIN, 2003; García et al., 2004; Pinto et al., 2004; García y Hérial, 2005; Farías et al., 2005, Muñoz-Tolorza, 2007; Pinto et al., 2008; García et al., 2011). El área de estudio se enmarca en el cuadrángulo blanco. Simbología en Fig. 1.1.

Desde un enfoque estructural a escala cortical, el WTS en el área de Camiña se encontraría enraizado en despegues en forma de rampas de alto ángulo que mantean al este, y que van aumentando su inclinación hacia la Cordillera Occidental. Estos son responsables de la continua deformación en superficie desde, al menos, tiempos oligo-miocenos (Victor et al., 2004; Farías et al., 2005), y que se desarrollan como consecuencia de la respuesta frágil de un ante-arco rígido bajo la Precordillera frente a flujo de material mantélico dúctil desde el oeste bajo la corteza, a lo largo del ALVZ (*Altiplano Low-Velocity Zone*), y hacia porciones superiores de la corteza a través del QBBS (*Quebrada Blanca Bright Spot* (ANCORP, 2003; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005; Charrier et al., 2012). Cortés (2011) y Cortés et al. (2012a) consideraron al QBBS como una zona dúctil desde donde ambos sistemas que alzan el flanco occidental del Altiplano, WTS y ETS, se comienzan a desarrollar sincrónicamente.

Se puede inferir directamente que las estructuras del área de Camiña tienen una misma génesis, resultando en un relieve característico de la Precordillera y ante-arco en el norte y extremo-norte de Chile, y que las estructuras de la Cordillera Occidental a las mismas latitudes (Cortés et al., 2012b) también podrían originarse desde estos despegues profundos (Fig. 5.4).

Tomando en cuenta lo último, e incorporando como concepto hipotético que las estructuras que componen al WTS en el área de estudio, en porciones someras de la corteza, tienen algún tipo de relación con estructuras heredadas pre-existentes del substrato y basamento, no se descarta que las rampas originadas desde el QBBS aprovechen una configuración estructural cortical previa. Con esto nos referimos a fallas de borde o de traspaso responsables de la generación de cuencas pre-cenozoicas que hayan formado el substrato para la cobertura oligo-miocena, y también, a posibles estructuras características de inversión de cuencas.

Finalmente, agregando los resultados de este trabajo, la configuración del WTS a lo largo de la Pre-cordillera se modifica en las latitudes del área de Camiña, y la incorporación de nuevas estructuras aportan a la cuantificación del alzamiento y acortamiento del sistema estructural al alzamiento del borde occidental del Altiplano (Fig. 5.3).

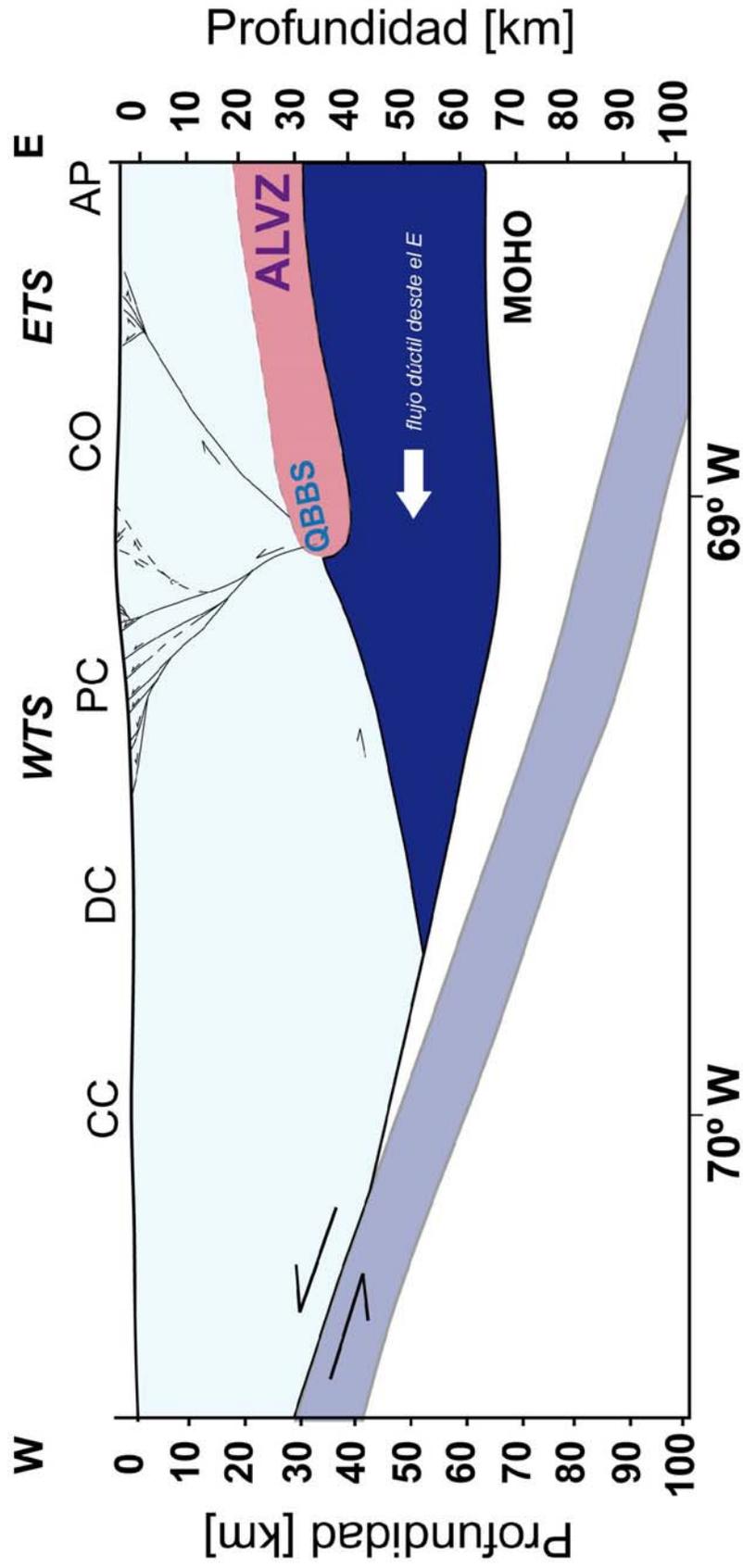


Figura 5.4. Configuración esquemática del WTS a escala cortical para los 19°30' S. La geometría y profundidad de las zonas de despegue cuya actividad da origen al WTS y ETS, QBBS (*Quebrada Blanca Bright Spot*) y ALVZ (*Altiplano Low Velocity Zone*), está basada en los estudios de ANCORP (2003) y Victor et al. (2004). La geometría del WTS en porciones someras de la corteza está basada en la interpretada por Victor et al. (2004), Farías et al. (2005) y este trabajo, y para el ETS, basada en Cortés (2011).

VI. CONCLUSIONES

La configuración estructural del WTS en el área de Camiña está caracterizada por una serie de estructuras contraccionales, cuyas características permiten establecer un dominio estructural principal que exhibe pliegues monoclinales y fallas inversas de reducido rechazo, que en conjunto muestran un estilo estructural de escama gruesa y vergencia principal al WSW, y un dominio estructural nororiental, que muestra pliegues suaves de vergencia al WSW y retro-corrimientos asociados a su estructura principal, manifestados en forma de anticlinales y monoclinales de menor envergadura con vergencia opuesta. En conjunto, estos dominios deforman un substrato pre-Oligoceno cubierto por un grupo de formaciones de edad Oligoceno superior al Mioceno superior, que a la vez muestran un desarrollo sintectónico en unidades sedimentarias detríticas.

Las estructuras que componen ambos dominios muestran variaciones y discontinuidades en la expresión superficial de sus rumbos, a causa la configuración propia de la arquitectura en profundidad del substrato pre-oligoceno. Estas heterogeneidades son producto de corrimientos de ángulo variable, escalonados o discontinuos, que separados por zonas de traspaso no evidencian el desarrollo de corrimientos a lo largo de fallas de rumbo, al menos durante el Neógeno.

La cronoestratigrafía asociada a la deformación en el área de Camiña ha permitido relacionar los eventos compresivos principales que han afectado a la Precordillera del norte y extremo norte de Chile. La compresión continua, pero en menor magnitud de la Fase Incaica durante el Eoceno da origen a los primeros plegamientos que afectan a la Fm. Chusmiza en la porción oriental del área de Camiña. Durante el Neógeno, el primer evento fuerte de deformación que afectó a la zona se correlaciona con el *peak* de deformación del Oligoceno superior – Mioceno inferior, generando plegamientos en las Formaciones Chusmiza, Altos de Pica y dando origen a la Fm. El Diablo; el segundo evento fuerte de deformación toma lugar durante el Mioceno superior. Este último evento importante vuelve a deformar las unidades mencionadas, además de la Formación Lupe, y productos volcánicos del Mioceno superior, en forma de corrimientos y plegamientos fuera de secuencia. De esta forma, se releva la deformación desde un “bloque” estructural a otro; en este caso, del dominio estructural principal al dominio estructural nororiental.

Por último, las estructuras de WTS en el área de Camiña, a modo de primera aproximación cuantitativa, han generado un acortamiento mínimo de 650 m, equivalente a un 6,8%, y un alzamiento relativo mínimo de 1950 m para el dominio estructural principal, y de 750 m para el dominio estructural oriental, desde el Oligoceno superior hasta tiempos actuales. Sin embargo, se sugiere la utilización de métodos más precisos de restauración para lograr una mejor aproximación de estos parámetros de deformación, y de la misma manera, constreñir con mayor exactitud la cronología y magnitud de la deformación en la zona de estudio. Las magnitudes calculadas permiten establecer una estimación de tasas de alzamiento medias de ~0,12 mm/a entre ca. 24 Ma y ca. 8.2 Ma, y ~0,107 mm/a desde los ca. 7 Ma hasta el Presente, para el dominio principal y nororiental, respectivamente.

VII. REFERENCIAS

- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. M. & Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano - Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, p 139–174.
- ANCORP WORKING GROUP. 2003. Seismic imaging of a convergent margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7): doi: 10.1029/2002JB001771.
- Argandoña, R., 1984. Geología del cuadrángulo Cerro Socora y características generales del área geotermal de Puchuldiza. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Arriagada, C., Cobbold, P. R., & Roperch, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*, 25, T C10 08, doi: 10.10 29/2004TC001770.
- Baby P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail, G.. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the Back Arc of the Central Andes. *Geology*, v. 25; no. 10; p. 883-886.
- Barazangi, M. & Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, v. 4, p. 686–692.
- Brüggen, J., 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Inst. Geog. Militar, Stgo., Chile.
- Cardozo, N., Bhalla, K., Zehnder, A., Allmendinger, R.. 2003. Mechanical models of fault propagation folds and comparison to the trishear kinematic model. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p 1 – 18.
- Cardozo, N., Jackson C., Whipp, P..2011. Determining the uniqueness of best-fit trishear models. *Journal of Structural Geology*, v. 33, p 1063 – 1078.
- Charrier, R.; Hérail, G.; Flynn, J.J.; Riquelme, R.; García, M.; Croft, D.; Wyss, A.R. 2000. El Cordón Chapiquiña-Belén en el borde occidental del Altiplano chileno: significado paleogeográfico y contexto tectónico regional. Trabajo presentado en el IX Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 763-767. Puerto Varas.
- Charrier, R., Chávez, A., Elgueta, S., Hérail, G., Flynn, J., Croft, D., Wyss, A., Riquelme, R., García, M. 2005. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v 19, p. 35-54.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. p. 21 – 114.

Charrier, R., Farías, M., MaksaeV, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 5 – 35.

Charrier, R., Hérail, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, M., Muñoz, N. 2012. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*. DOI 10.1007/s00531-012-0801-4.

Cortés, J., 2011. Evolución depositacional y tectónica neógena del Altiplano Chileno entre los 19°22'S y 19°42'S Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 94 p.

Cortés, J., Farías, M., Comte, D., Charrier, R., 2012a, Estructuras y depósitos neógenos de la región de Cariquima (Altiplano chileno): Implicancias en el origen de la Cordillera occidental a los 19°30's. Trabajo presentado en el XIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, Chile.

Cortés, J., Del Real, I., Pinto, L., Farías, M., Herrera, S., Castruccio, A., 2012b, Primeros resultados de la geología regional de la Precordillera y Cordillera Occidental entre los 19°15' y 19°30'S (I Región de Tarapacá, Chile). Trabajo presentado en el XIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, Chile.

Cristallini, E., & Allmendinger, R.. 2001. Pseudo 3-D modeling of trishear fault – propagation folding. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p 1883 – 1899.

Davis, K., Burbank, D., Fisher, D., Wallace Sh., Nobes D., 2005. Thrust - fault growth and segment linkage in the active Ostler fault zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, v. 27, p 1528 – 1546.

Dingman, R.J., 1963. Cuadrángulo Tulo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 11, p 35.

Dingman, R.J., 1967. Geology and groundwater resources of the northern part of The Salar de Atacama, Antofagasta Province, Chile. *United States Geological Survey, Bulletin*, No. 1219, p 78

Erslev, E., 1991. Trishear fault – propagation folding. *Geology*, v. 19, p. 617 – 620.

Evenstar, L., Hartley, A., Stuart, F. Mather, A., Rice., C. & Chong, G. 2009. Multiphase development of the Atacama Planation Surface recorded by cosmogenic ³He exposure ages: Implications for uplift and Cenozoic climate change in western South America, *Geology*, 37, 27-30.

Farías, M., 2003. Evolución morfo-tectónica Cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S–19°45'S. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

- Fariás, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., and Hérail, G., 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S), *Tectonics*, v. 24, TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.
- Fischer, M. & Keating, D., 2005. Photogrammetric techniques for analyzing displacement, strain, and structural geometry in physical models: Application to the growth of monoclinial basement uplifts. *Geological Society of American Bulletin*, v. 117, p 369 – 382.
- Galli, C., 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de La Puna de Atacama, sector Pica, Tarapacá. *Inst. Ing. Min. Chile, Minerale*, N°56, pp. 14-18.
- Galli, C., Dingman, R. J., 1962. Cuadrángulo Pica, Alca, Matilla y Chacarilla con un estudio sobre los recursos de agua subterránea, Provincia de Tarapacá. *Carta Geológica de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas. Cartas No. 7-10*, 125 p.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes, *J. Geol. Soc. London*, 129, p. 93 – 131.
- García, M., Hérail, G., Charrier, R., 1996. The Cenozoic Forearc Evolution in the Northern Chile: The Western Border of the Altiplano of Belen (Chile). *Third ISAG, St. Malo (France)*, 17-19/9/1996.
- García, M., 2002. Évolution oligo-néogène del'Altiplano Occidental (Arc et Avant-Arc du Nord du Chili, Arica): Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation, *Tesis de Doctorado., Univ. Joseph Fourier, Grenoble, Francia*. 117 p.
- García, M. y Hérail, G., 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology* 65 (2005). p. 279 – 300.
- García, M., Riquelme, R., Fariás, M., Hérail, G. y Charrier, R., 2011. Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile; tectonic or climatic forcing? *Bulletin Geological Society, London* v. 168, p. 1047-1070.
- Gephart, J. W., 1994, Topography and subduction geometry in the central Andes: Clues to the mechanics of a non-collisional orogen, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,279 – 12,288
- Gold, R., Cowgill, E., Wang, X., Chen, X., 2006, Application of trishear fault-propagation folding to active reverse faults: examples from the Dalong Fault, Gansu Province, NW China. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 200–219
- Gregory-Wodzicki, K., 2000, Uplift history of central and northern Andes: A review, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.112, p 1091 – 1105.
- Harambour, S., 1990. Geología pre-cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales. I Región. *Memoria de Título. Universidad de Chile. Departamento de Geología*. 228 p.

Hilley, G.E., Coutand, I., 2009, Links between topography, erosion, rheological heterogeneity, and deformation in contractional settings: Insights from the central Andes. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2009.06.017

Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, 93, p. 3211 – 3231.

Johnson, K., & Johnson, A., 2002, Mechanical models of trishear – like folds. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 277 - 287

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V., and Ando, C.J.. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 94, p 341 – 361.

Keating, D., Fischer, M., Blau, H., 2012. Physical modeling of deformation patterns in monoclines above oblique – slip faults. *Journal of Structural Geology*, doi:10.1016/j.jsg.2012.03.008.

Ladino, M. 1998. Geología de la parte occidental de los cuadrángulos Quebrada Chug-Chug y Cerros de Montecristo, Región de Antofagasta. Tesis (Memoria de Título) (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 138 p.

Lamb, S., and Hoke, L., 1997, Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America, *Tectonics*, v. 16, p. 623 – 649.

Lahsen, A. 1973. Evaluación de los resultados de la exploración del campo geotérmico de Puchuldiza, I región Tarapacá. CORFO - Comité para el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica, Santiago. Informe Inédito. 82 p.

Legrand, D., Delouis, B., Dorbath, L., David, C., Campos, J., Marquéz, L. Thompson, J., Comte, D. 2007. Source parameters of the $M_w = 6.3$ Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence. *Journal of South American Earth Sciences* 24 p. 58–68.

McQuarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S., De Celles, P.,G., 2005 Lithospheric evolution of the Andean fold–thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics*, v.399. p 15 – 37

Mortimer, C., Farrar, E., Saric, N., 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geologische Rundschau*, Vol. 63, No. 2, p. 484-490.

Muñoz, N., y Sepúlveda, P., 1992. Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, norte de Chile (19°15'S), *Rev. Geol. Chile*, 19, p. 241 – 247.

Muñoz, N., y Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile, *J. S. Am. Earth Sci.*, 9, p. 171 – 181.

- Muñoz Tolorza, V., 2007. Evolución morfoestructural del piedemonte altiplánico chileno durante el Cenozoico Superior entre la quebrada de Tarapacá y la quebrada de Sagasca (19°45'S–20°15'S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Naranjo, J.A. y Paskoff, R., 1985. Evolución Cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°–21° S), trabajo presentado en el 4° Congreso Geológico Chileno, Dep. de Geocienc., Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6, p. 233 – 248.
- Parraguez, G., 1998. Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica Cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región Tarapacá, Chile. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Pinto, L. 1999. Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación Cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'–19°27'S (Región de Tarapacá, Chile). Tesis (Memoria de Magíster), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 125 p.
- Pinto, L., Hérail, G., Charrier, R., 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras Neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella (19°15'S, norte de Chile), *Rev. Geol. Chile*, 31, p. 19–44.
- Roznovsky, T. & Aydin, A. 2001. Concentration of shearing deformation related to changes in strike of monoclinial fold axes: the Waterpocket monocline, Utah. *Journal of Structural Geology*, v. 23 p 1567 – 1579
- Salvini, F., Storti, F., 2002. Three-dimensional architecture of growth strata associated to fault-bend, fault-propagation, and decollement anticlines in non-erosional environments. *Sedimentary Geology* v. 146, p 57– 73
- Sayés, J., 1978. Cuadrángulo Guaviña. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.
- Seguel, J.E., Lahsen, A., Vergara, M., 1991. Contribución al conocimiento del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane, Pre-Cordillera de Iquique, Región de Tarapacá: un Complejo Volcánico del Mioceno Medio a Superior. En Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas, Vol. 1, p. 368-372.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión1.0, 2003). Santiago.
- Schmidt, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments; recommendations of the IUGS subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, Vol. 9, No. 1, p. 41-43.

- Shamir, G. & Eyal, Y., 1995, Elastic modelling of fault – driven monoclinial fold patterns. *Tectonophysics*, v. 245, p 13 - 24
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallones) South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andes region, *J. S. Am. Earth Sc.*, 11, p. 211 – 215.
- Streckeisen, A., 1978. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, Vol. 8, No. 10, p. 26-30.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283: 684-721.
- Tassara, A. 2005, Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15 –34 S), *Tectonophysics*, 399, 39 – 57. (doi:10.1016/j.tecto.2004.12.014)
- Tindall, S. & Davis, G.H., 1999, Monocline development by oblique – slip fault- propagation folding: the East Kaibab monocline, Colorado Plateau, Utah. *Journal of Structural Geology*, v. 21, p 1303 - 1320
- Tindall, S., 2000, The Cockscomb Segment of the East Kaibab Monocline: Taking the Structural Plunge. *Utah Geological Association Publication*, v. 28, p 1 - 15
- Tobar, A., Salas, I. & Kast, R. 1968. Cuadrángulos Camaraca y Azapa. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile*, 19–20.
- Tomlinson, A.J.; Martin, M.W.; Blanco, N.; Pérez de Arce, C., 2001. U-Pb and K-Ar Geochronology from the Cerro Empexa Formation, 1st and 2nd Regions, Precordillera, Northern Chile. In *Proceedings of South American Symposium on Isotope Geology*, No. 3, Extended Abstract Volume (CD), *Sociedad Geológica de Chile, Santiago*. p. 632-635.
- Twiss, R. J.; Moores, E. M. 1992. *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company. 532 p.
- Vergara, H.; Thomas, A. 1984. *Hoja Collacagua, Región de Tarapacá*. 79 p.
- Victor, P. 2000. Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und Krustenverdickung in N-Chile (20–21°S). Tesis (PhD), *Freie Universität Berlin, Berlin*.
- Victor, P., O. Oncken, y J. Glodny, 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile), *Tectonics*, 23, TC4004, doi:10.1029/2003TC001519.
- Vögel, S., Vila, T. 1980. Cuadrángulos Arica y Poconchile, Región de Tarapacá, *Carta Geol. Chile*, 35, 24 p.