



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

**GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA PRECORDILLERA ALTIPLÁNICA ENTRE  
19°45'S Y 20°00'S, REGIÓN DE TARAPACÁ, CHILE**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA  
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FELIPE EDGARDO GALLARDO CERÓN

PROFESOR GUÍA:  
MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA  
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

SANTIAGO DE CHILE  
2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE: Geólogo y grado de Magister  
en Ciencias con Mención en Geología  
POR: Felipe Edgardo Gallardo Cerón  
FECHA: 30/07/2015  
PROFESOR GUÍA: Marcelo Farías Thiers**

## **GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA PRECORDILLERA ALTIPLÁNICA ENTRE 19°45'S Y 20°00'S, REGIÓN DE TARAPACÁ, CHILE**

El proceso de construcción de los Andes Centrales, en cuanto a la temporalidad, estilo de deformación y contribución de la deformación pre-neógena, aún es tema de debate. La quebrada de Tarapacá, ubicada en la Precordillera de la Región de Tarapacá, es un lugar idóneo para estudiar lo anterior debido al afloramiento de secuencias mesozoicas y cenozoicas que dan cuenta de la coexistencia de una deformación joven, con la que se podría explicar el alzamiento de la cordillera, con un acortamiento no menor ocurrido previo al Neógeno. Numerosos estudios han abordado el aporte de la deformación neógena a la construcción del orógeno en esta latitud, sin embargo, no existe un modelo estructural mediante el cual se haya cuantificado el acortamiento tectónico acomodado desde el establecimiento de las condiciones contraccionales ni su aporte a la construcción de los Andes en esta región.

El presente trabajo tiene como objetivo principal determinar y describir los eventos de deformación que han ocurrido desde el Mesozoico en la Precordillera de la Región de Tarapacá y, con ello, determinar la contribución de los periodos compresivos a la construcción orogénica de los Andes altiplánicos en la región. Para ello, será necesario construir un modelo estructural balanceado y estimar el acortamiento tectónico.

Se definieron tres dominios estructurales, de orientación aproximadamente norte-sur, en los que se identificó una migración continua de la deformación hacia el este, desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno, y, a partir del Neógeno, una propagación de ésta hacia el oeste. Se reconoce un primer periodo extensional, en el Jurásico Superior, seguido por un gap temporal hasta el Cretácico Superior, expresado en un contacto angularmente discordante entre las unidades de dichos periodos. Esta discordancia estaría asociada a deformación producto de la Fase Peruana, evento que prevalecería durante el depósito de las unidades del Cretácico Superior. Durante este periodo, además, se desarrollaron depósitos lacustres asociados a un régimen extensional local, el que pudo ser debido a un colapso post-orogénico luego de una de las etapas de deformación de la Fase Peruana, o a extensión en un antepaís proximal. Las condiciones contraccionales se establecerían, finalmente, en el Maastrichtiano con el depósito de las secuencias del techo de la Formación Cerro Empexa. La discordancia angular entre estas unidades y la Formación Icanche, del Eoceno Superior, marca un nuevo gap depositacional. El Paleoceno, de hecho, habría sido un periodo de inactividad magmática durante el cual la deformación continuó migrando hacia el este. Las rocas del Eoceno Medio-Superior, por su parte, dan cuenta de una tectónica contraccional durante su depósito. La deformación, que había sido predominantemente de vergencia este, se acomoda a partir del Neógeno a través de fallas profundas, de alto ángulo y vergencia oeste, generando flexuras y depósitos sintectónicos. Entre el Cretácico Superior y el Neógeno ocurrieron ~12 km de acortamiento (19%), aun cuando dicha deformación fue principalmente acomodada entre el Cretácico Superior y el Eoceno.

*“We've always defined ourselves by the ability to overcome the impossible. And we count these moments. These moments when we dare to aim higher, to break barriers, to reach for the stars, to make the unknown known. We count these moments as our proudest achievements. But we lost all that. Or perhaps we've just forgotten that we are still pioneers. And we've barely begun. And that our greatest accomplishments cannot be behind us, because our destiny lies above us.”*

*(Cooper, Interestellar)*

## Agradecimientos

Más allá de lo vivido particularmente durante el desarrollo de este trabajo, los <no pocos> años de universidad fueron, sin duda, una gran etapa. Y como aquellos grandes momentos y experiencias no se viven solo, y más que por ser una tradición, por ser necesario que quede registro de ello, aprovecharé estas líneas para agradecer a todas aquellas personas que acompañaron este camino universitario, y sobre todo que ayudaron a sacar adelante este trabajo. Leerán muchas veces la palabra *gracias*; ojalá tuviera espacio para repetirla más.

Agradezco a CONICYT por financiar mis estudios con la Beca de Magister, y al Proyecto de Cartografía 1:100.000 de la Carta Geológica Guaviña, del SERNAGEMIN y a cargo del Depto. de Geología, en el que se enmarca esta tesis.

Agradezco también a mi profesor guía, Marcelo, por haber compartido su sabiduría, por su apoyo no solo durante el desarrollo de esta tesis sino que en general a lo largo de la carrera, por su constante buena onda y, por supuesto, por haber confiado en mí para realizar este trabajo, que salió un poco más tarde de lo previsto, sí, pero por fin salió. También agradezco enormemente a los miembros de la comisión, Reynaldo y César, por compartir su conocimiento a lo largo de todos estos años de formación, puntualmente en esta última etapa con la que se cierra el ciclo: gracias por sus valiosísimos comentarios para mejorar este trabajo. Agradezco también a Alfonso Rubilar por el reconocimiento de los restos fósiles hallados durante la realización de esta tesis.

En una de las tantas idas a terreno nos quedamos en Paguanta, en un campamento minero donde compartimos con Robert, Daniel y Rodrigo. Agradezco mucho su tremenda disposición y buena onda, y agradezco a *Herencia Resources* por permitirnos hacer uso del campamento.

Infinitas gracias también a la Javi!: grandísimos terrenos los que compartimos y cuántas cosas aprendí, desde describir una roca hasta cocinar. Muchas gracias por todo! Agradezco mucho también al Tapia, a quién molesté más de una vez para resolver algún problema geológico y con quien compartí muchos terrenos, ayudantías y libros. Gracias! Y no puedo olvidar a todos quienes fueron alguna vez a terreno y ayudaron, de una u otra manera, a que esto tomara forma: Feñi, Dani, Venao, Andrés, Feña Soto. Gracias!!

No puedo dejar de mencionar a las personas que molesté incansablemente en el departamento de Geología: William, Verito, Rosita, Quilo, MaryRose, Blanca, Maritza, Carlos G., Carlos A., Roberto, Julio....a todos ustedes muchas gracias por ayudarme a resolver todos los problemas habidos y por haber, y por siempre hacerse un tiempo para conversar y distraerse algunos minutos.

Y, por supuesto, a todos con quienes he pasado un sinnúmero de grandes momentos, con quienes compartí desde el primer día en que puse un pie en esta universidad o que también conocí a lo largo del camino: a todos los grandes amigos que, de una u otra forma, están representados en el espíritu de esta tesis:

Carlitos, Chiri, Félix, Natio y Tomy, gracias más que infinitas por su incondicional amistad e incontables risas e historias!, sin ustedes todos estos años habrían sido extremadamente aburridos. Créanme, ¡son los mejores! Babi, mil gracias por tu compañía, eres siempre un gran apoyo, dispuesta a escuchar y discutir de la vida, de política y de todo lo que se nos ocurra (incluido Marvel)! Y para conformar el mejor equipo de terreno, almuerzos, pelambres y demases, sumo a mis agradecimientos a Coni NdR; te extrañaremos mujer! Gracias, desde ya, por recibirnos cuando vayamos a verte!. No podría no mencionar a Cata C.C.; muchas gracias por todo el ki cargado de buenas vibras que siempre transmites y que, por sólo poner tu nombre, recarga también este texto. Agradecimientos especiales a Vale, Quiroga y Turko por su gran apoyo en el último tiempo; sin su ayuda esto no habría resultado.

Finalmente, agradezco de todo corazón a mis padres y hermana, con quienes comparto cada día, en las buenas y en las malas, y a quienes debo todo lo que soy, y a mi tía-madrina que siempre está presente y dispuesta a darlo todo por su sobrino. Gracias familia por acompañarme (y soportarme) en este proceso!

Compañer@s de curso de geo, pandilla sana <y no tan sana>, a todos los amigos del postgrado y en general de Geología y Universidad, compañeros del CEI (Dani, Rucio, Marti, Félix, Guille).....sabrán ustedes que mis agradecimientos traspasan las dimensiones y les llegan directamente. ¡Gracias a todxs!

## **Tabla de Contenido**

<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>1.1. Antecedentes generales y planteamiento del problema</b>	<b>1</b>
<b>1.2. Hipótesis de trabajo</b>	<b>5</b>
<b>1.3. Objetivos</b>	<b>5</b>
1.3.1.    Objetivo General	5
1.3.2.    Objetivos Específicos y Metodología Asociada	5
<b>1.4. Método de trabajo</b>	<b>6</b>
<b>2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO</b>	<b>8</b>
<b>2.1. Ubicación y Acceso</b>	<b>8</b>
<b>2.2. Marco Geológico y Tectónico</b>	<b>11</b>
<b>2.3. Marco Geomorfológico</b>	<b>18</b>
<b>3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ</b>	<b>20</b>
<b>3.1. Introducción</b>	<b>20</b>
<b>3.2. Estratigrafía de la zona de estudio</b>	<b>23</b>
3.2.1.    Estratos de Poroma (Paleozoico Superior)	23
3.2.2.    Formación Duplijsa (Caloviano –Titoniano Inferior)	24
3.2.3.    Formación Copaquire (Caloviano – Kimmeridgiano)	27
3.2.4.    Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior)	31
3.2.4.1.    Miembro A – volcánico	33
3.2.4.2.    Miembro B – volcanoclástico	34
3.2.4.3.    Miembro C – arenoso	38
3.2.4.4.    Miembro D – conglomerádico	43
3.2.4.5.    Observaciones generales respecto a la Formación Cerro Empexa	46
3.2.5.    Formación Icanche	46
3.2.6.    Cobertura oligo-neógena	48
3.2.6.1.    Definición	48
3.2.6.2.    Formación Altos de Pica	48
3.2.6.3.    Formación El Diablo	50
3.2.6.4.    Unidades del Mioceno-Plioceno	50
3.2.6.5.    Observaciones generales respecto a las unidades Oligo-Neógenas	51
<b>3.3. Unidades Intrusivas</b>	<b>51</b>
<b>4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ</b>	<b>54</b>
<b>4.1. Introducción</b>	<b>54</b>
4.2.    Dominio I	57

4.2.1.	Descripción General	57
4.2.2.	Bloque El Tranque	58
4.2.2.1.	Falla Quicane	58
4.2.2.2.	Anticlinal Chilispaya	58
4.2.2.3.	Otras estructuras de primer orden: monoclinales	59
4.2.3.	Bloque Pachica	59
4.2.4.	Sección en superficie Dominio I	61
<b>4.3.</b>	<b>Dominio II</b>	<b>63</b>
4.3.1.	Descripción General	63
4.3.2.	Anticlinal de Sibaya	64
4.3.3.	Deformación de piel fina	65
4.3.4.	Sección Esquemática Dominio II	66
<b>4.4.</b>	<b>Dominio III</b>	<b>69</b>
4.4.1.	Descripción General	69
4.4.2.	Zona de Falla Pillani (ZFP)	69
4.4.3.	Anticlinal Luja	71
4.4.4.	Sistema de Corrimientos Paguanta	72
4.4.5.	Otras estructuras desarrolladas en el Dominio III	73
4.4.5.1.	Falla Laguani	73
4.4.5.2.	Falla Jellajellane	74
4.4.5.3.	Sinclinal Huarallapo	74
4.4.6.	Sección Esquemática Dominio III	74
<b>4.5.</b>	<b>Cronología de la deformación</b>	<b>77</b>
<b>4.5.1.</b>	<b>Historia general de depósito y deformación para el área de estudio</b>	<b>77</b>
<b>4.5.2.</b>	<b>Detalle de la historia de deformación por dominio</b>	<b>79</b>
<b>4.5.2.1.</b>	<b>Evolución Geológica y Deformación – Dominio I</b>	<b>79</b>
<b>4.5.2.2.</b>	<b>Evolución Geológica y Deformación – Dominio II</b>	<b>81</b>
<b>4.5.2.3.</b>	<b>Evolución Geológica y Deformación – Dominio III</b>	<b>82</b>
<b>5.</b>	<b>MODELO ESTRUCTURAL</b>	<b>85</b>
<b>5.1.</b>	<b>Estructura en superficie</b>	<b>85</b>
<b>5.2.</b>	<b>Estructura en profundidad</b>	<b>87</b>
<b>5.2.1.</b>	<b>Dominio I</b>	<b>87</b>
<b>5.2.2.</b>	<b>Dominios II y III</b>	<b>90</b>
<b>5.3.</b>	<b>Sección Estructural Balanceada</b>	<b>93</b>
<b>6.</b>	<b>DISCUSIÓN</b>	<b>95</b>
<b>6.1.</b>	<b>Historia de la deformación</b>	<b>95</b>

<b>6.1.1. Mesozoico</b>	<b>95</b>
<b>6.1.2. Cenozoico</b>	<b>98</b>
<b>6.2. Estilo de deformación, inversión de estructuras y acortamiento tectónico</b>	<b>100</b>
<b>7. CONCLUSIONES</b>	<b>103</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>105</b>
<b>ANEXOS</b>	<b>114</b>
<b>A1 – Dataciones</b>	<b>114</b>

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Acortamiento del margen occidental de Sudamérica, entre los 15°S y 21°S, calculado por varios autores. Se señala el acortamiento por unidad morfoestructural si el estudio lo detalla: PC: Precordillera; COc: Cordillera Occidental; COr: Cordillera Oriental; ZI: Zona Interandina; ZS: Zona Subandina. ....	102
---	-----

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Contexto morfotectónico del margen occidental de Sudamérica. ....	2
Figura 2: Trazas de diversas secciones estructurales que se han realizado en los Andes Centrales en las que se ha medido el acortamiento tectónico. ....	4
Figura 3: Principales rasgos morfológicos y estructurales de los Andes Centrales, entre los 18°S y los 21°S. Basado en Farías et al. (2005), Charrier et al. (2007) y Muñoz (2007). El cuadro rojo corresponde a la región de estudio. ....	9
Figura 4: Rutas, localidades y poblados principales, y vías de acceso de la zona de estudio. ....	10
Figura 5: Correlación de unidades descritas en la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá, aproximadamente entre los 19°S y 21°S. ....	12
Figura 6: Contexto tectónico del margen occidental de Sudamérica, tasa de convergencia en el tiempo y correlación con eventos tectónicos mayores. ....	15
Figura 7: Correlación de unidades Cenozoicas y eventos tectónicos definidos en el norte de Chile y Argentina, y sur de Bolivia. Modificada de Charrier et al. (2009). ....	16
Figura 8: Mapa geológico del área de estudio, confeccionado en el presente trabajo. Para mayor detalle, revisar mapa fuera de texto. ....	21
Figura 9: Afloramiento más oriental de los Estratos de Poroma, en evidente discordancia erosiva y angular subyaciendo al Miembro B de la Formación Cerro Empexa. ....	24
Figura 10: Afloramientos y rocas de la Formación Duplijsa. ....	26
Figura 11: Niveles de slumpings en la Formación Copaquire. Fotografía tomada en la ladera sur de la quebrada de Tarapacá, inmediatamente al oeste de Pachica. ....	28
Figura 12: Afloramientos occidentales de la Formación Copaquire, en las cercanías del pueblo Pachica. ....	29
Figura 13: Exposición más oriental de la Formación Copaquire, en el sector de Collarapo. ....	30
Figura 14: Pliegue anticlinal desarrollado en el Miembro A de la Formación Cerro Empexa, en la Qda. Linga. ....	34
Figura 15: Afloramientos del miembro volcanoclástico de la Formación Cerro Empexa. ....	35
Figura 16: Columnas estratigráficas esquemáticas de depósitos de abanicos aluviales tipo flujo de detritos, <i>sheetflood</i> y <i>stream-channel</i> . Modificado de Nichols, G. (2009) ....	37
Figura 17: Imágenes de afloramientos del Miembro C de la Formación Cerro Empexa. ....	38
Figura 18: Columna estratigráfica esquemática representativa del Miembro C de la Formación Cerro Empexa. La columna fue levantada en la quebrada de Tarapacá, inmediatamente al norte de Guaviña. ....	39
Figura 19: Fallas normales en el Miembro C de la Formación Cerro Empexa, expuestas en los afloramientos ubicados al este de Guaviña. Las fallas son de escala métrica y se reconocen únicamente en los niveles medios de la unidad. ....	40
Figura 20: Quebrada Tarapacá, vista hacia el SW, inmediatamente al oeste del pueblo Guaviña. ....	43
Figura 21: Afloramientos del Miembro D de la Formación Cerro Empexa. ....	45
Figura 22: Vista panorámica hacia la quebrada Tarapacá desde el sector de Paguanta. ....	47



Figura 23: Dominios estructurales que se definen en la zona de estudio. ....	55
Figura 24: Dominio estructural I y los bloques que lo componen. ....	56
Figura 25: Sección esquemática de la zona central del Dominio I, abarcando el área entre Carora y el límite oriental de la Falla Infiernillo, a lo largo de la quebrada de Tarapacá. La figura no se encuentra a escala. La base del perfil representa, de manera aproximada, la base de la quebrada de Tarapacá. ....	57
Figura 26: Falla Quicane, inmediatamente al sur de Pachica, vista hacia el sur. ....	58
Figura 27: Quebrada Tarapacá, vista panorámica hacia el norte desde la cuesta Pachica. ....	61
Figura 28: Sección en superficie, del Dominio I. Se presenta la disposición de las estructuras y los datos de manto de éstas. La sección representa parte de la traza A-A' que se muestra en la Figura 22. La escala vertical es igual a la horizontal. ....	62
Figura 29: Dominio estructural II. Se señalan las estructuras presentes, datos de rumbo y manto, y localidades referenciales. ....	63
Figura 30: Ladera sur de la quebrada Tarapacá, al oeste de Poroma. Vista hacia el sur a fallas normales que afectan a la Formación Altos de Pica. Imagen tomada por M. Farías. ....	65
Figura 31: Zona con deformación de piel fina en la quebrada de Coscaya, frente al pueblo homónimo, vista al sur. ....	66
Figura 32: Sección en superficie del Dominio II. Se presenta la disposición de las estructuras y los datos de manto de éstas. La sección representa parte de la traza B-B' que se muestra en la Figura 22. La escala vertical es igual a la horizontal. ....	67
Figura 33: Mapa del Dominio III. Se señalan las estructuras presentes, rumbos y mantos, y localidades referenciales. ....	68
Figura 34: Vista desde la Quebrada de Coscaya hacia el sur, inmediatamente al este de la Zona de Falla Pillani. ....	70
Figura 35: Zona de Falla Pillani en la quebrada de Pillani, vista al norte. ....	71
Figura 36: Anticlinal Luja y Zona de Falla Pillani, vista hacia el norte y hacia el sur. ....	73
Figura 37: Sección en superficie del Dominio III. Se presenta la disposición de las estructuras y los datos de manto de éstas. La sección representa la parte oriental de la traza B-B' que se muestra en la Figura 22. La escala vertical es igual a la horizontal. ....	75
Figura 38: Síntesis cronoestratigráfica de las unidades geológicas presentes en el área de estudio, los principales rasgos estructurales y los eventos de deformación reconocidos en este trabajo y por otros autores (ver Figura 5). ....	76
Figura 39: Sección de los dominios I, II y III construidas utilizando el método Kink a partir de los datos de manto en superficie y el espesor estimado de las unidades presentes. La interpretación en profundidad corresponde a una primera aproximación. ....	86
Figura 40: Sección estructural balanceada del Dominio estructural. La ubicación de la traza de esta sección se muestra en la Figura 24. Se indica el estado previo a la deformación y la situación final. ....	88
Figura 41: Sección estructural balanceada de los dominios II y III. ....	91
Figura 42: Sección estructural balanceada de la zona de estudio. ....	94
Figura 43: Etapas de deformación de la Fase Peruana, definidas por Jaillard (1994). ....	96

---

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. Antecedentes generales y planteamiento del problema

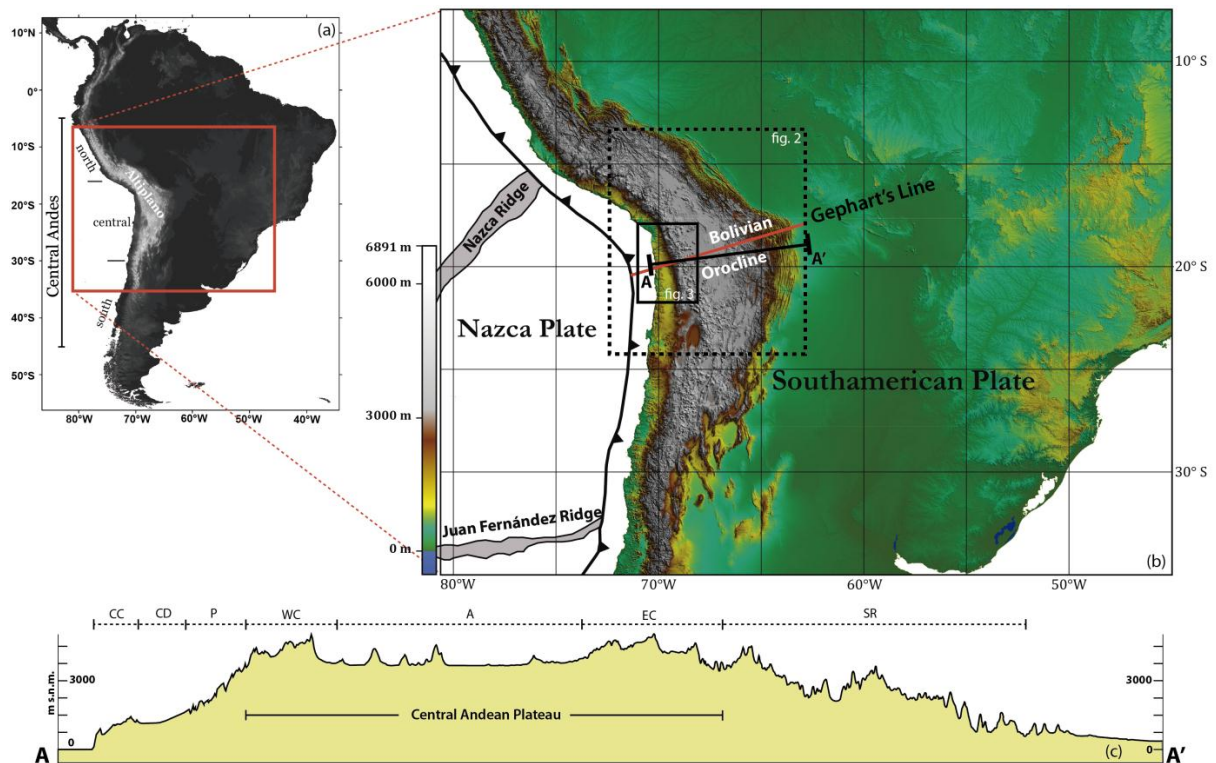
El margen occidental de Sudamérica corresponde a una zona de convergencia de placas en la que la placa oceánica Nazca subducta bajo el continente sudamericano. Este sistema ha evolucionado continuamente desde el Jurásico temprano hasta la actualidad a lo largo del denominado Ciclo Andino (Coira et al., 1982; Jordan et al., 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2009). Producto de esta dinámica de placas es que hoy existe un rasgo tan sobresaliente como la Cordillera de los Andes.

La Cordillera de los Andes, cordón montañoso de más de 7000 km de extensión y altura promedio de 4000 m s.n.m., es el resultado de la extensa evolución geológica del continente sudamericano. Esta cordillera ha sido objeto de numerosos estudios geológicos, siendo de gran interés y debate comprender qué factores han sido predominantes en su formación. En particular, el *Plateau* Andino Central (Figura 1), que involucra a la Cordillera Occidental, el Altiplano-Puna y la Cordillera Oriental (Allmendinger et al., 1997; Jordan et al., 2010), es una región de los Andes Centrales donde la elevación y el espesor cortical superan los 3000 m s.n.m. y los 60 km, respectivamente (Beck et al., 1996; Lamb et al., 1997). En términos generales, para los Andes Centrales se ha postulado que el acortamiento tectónico y el consecuente engrosamiento cortical sería el motor principal del alzamiento (Isacks, 1988; Sheffels, 1990; Schmitz, 1994; Allmendinger et al., 1997; McQuarrie, 2002).

En relación a lo anterior, se ha determinado que el acortamiento tectónico sería responsable de al menos un 50-55% del espesor cortical actual (Giese et al., 1999), alcanzando un 70-80% (Sheffels, 1990; Schmitz, 1994; Allmendinger et al., 1997; Kley y Monaldi, 1998) o incluso siendo superior al acortamiento necesario para generar el espesor cortical existente (McQuarrie, 2002). En ese sentido, existe aún discusión respecto a la influencia de otros factores que permitan explicar la falta o el exceso de acortamiento tectónico que se requiere para engrosar la corteza hasta su espesor actual. El *underplating* de material del margen continental que es tectónicamente removido por erosión por subducción (Schmitz, 1994; Baby et al., 1997; Kley y Monaldi, 1998; Giese et al., 1999) o procesos de adición magmática en la base de la corteza (Allmendinger et al., 1997; Lamb y Hoke, 1997; Haschke y Günther, 2003) permitirían explicar la falta espesor cortical en relación al generado por el acortamiento tectónico estimado. Su contribución, de todas formas, sería mínima: no más de un 4,5% la primera (Giese et al., 1999) y 1,5% la segunda (Allmendinger et al., 1997). Por su parte, en los casos en que existe un exceso de acortamiento se ha propuesto la presencia de flujos corticales longitudinales que transporten material desde zonas con exceso hacia zonas con déficit (Kley y Monaldi, 1998; McQuarrie, 2002) o la ocurrencia de delaminación de la corteza (Beck y Zandt, 2002; McQuarrie, 2002) que favorecería, además, el alzamiento debido a la consecuente compensación isostática. Se ha discutido, asimismo, la influencia que puede tener el clima y la erosión (Lamb y Davis, 2003; Meade y Conrad, 2008), el modelo de transferencia de la deformación que se utilice (Giese et al., 1999; Farías et al., 2010) o los efectos del *underthrusting* del Cratón Brasileño bajo la Cordillera Oriental (Baby et al., 1997; Beck y Zandt, 2002; McQuarrie et al., 2005).

## 1. INTRODUCCIÓN

Siendo el acortamiento tectónico el mecanismo de primer orden que ha controlado el desarrollo de los Andes Centrales, es fundamental tener claridad respecto al momento en que éste habría comenzado, de modo que la estimación del espesor cortical generado por el acortamiento medido sea correcta y el planteamiento de las posibles razones por las que pueda existir un déficit o un exceso de espesor cortical tenga sentido. Al respecto, algunos autores han propuesto que el desarrollo de este sector de los Andes habría ocurrido esencialmente durante el Cenozoico, particularmente en el Neógeno o a partir de los 30 Ma (Isacks, 1988; Sempere et al., 1990; Sheffels, 1990; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1997; Victor et al., 2004). Otros trabajos, sin embargo, plantean una evolución de mayor duración que comenzaría en el Cretácico Tardío (Schmitz, 1994; Horton y DeCelles, 1997; Sempere et al., 1997; Arriagada et al., 2000; Horton et al., 2001; McQuarrie, 2002; Arriagada et al., 2006; Amilibia et al., 2008; Martínez et al., 2013), periodo que coincide con la deformación atribuida a la Fase Tectónica Peruana (Steinmann, 1929), la cual está ampliamente reconocida en Perú y Ecuador (Jaillard et al., 2005) y que presentaría varios pulsos de deformación. Eventos de deformación de edad Cretácico Tardío han sido también documentados en algunas zonas del norte de Chile, por ejemplo en la cuenca del Salar de Atacama (Arriagada et al., 2006), en la Cordillera de Domeyko (Arriagada et al., 2000; Amilibia et al., 2008) y en la Precordillera de la región de Copiapó (Martínez et al., 2013). Cabe mencionar, además, la importancia de las estructuras extensionales previas que facilitan la propagación de la deformación contraccional (v.g. Amilibia et al., 2008; Martínez et al., 2013).



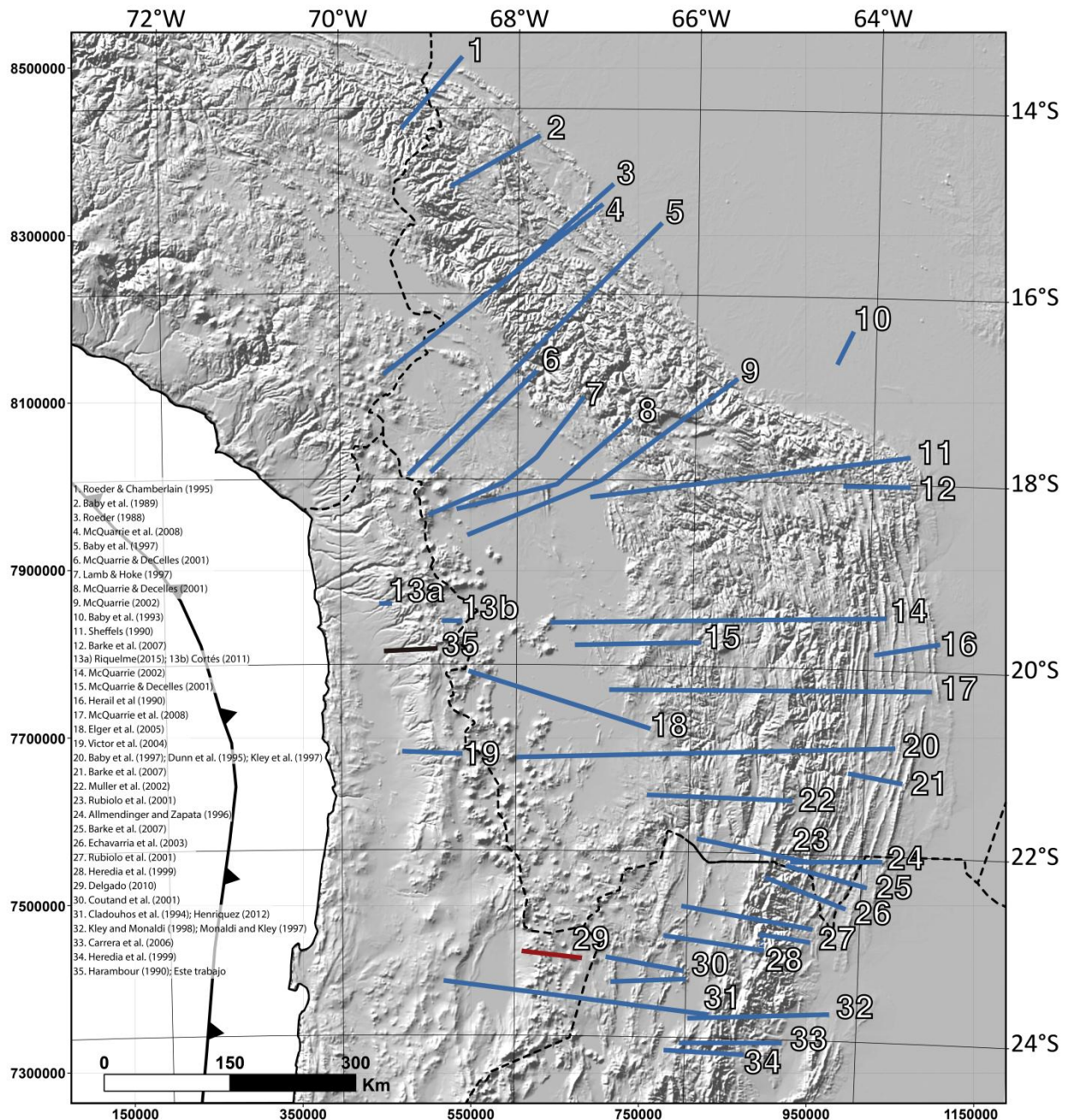
**Figura 1:** Contexto morfotectónico del margen occidental de Sudamérica.

(a) DEM de Sudamérica (Muñoz et al., 2006). Se indica la zona que abarca los Andes Centrales y sus subdivisiones: norte, centro y sur. La región de estudio (cuadro rojo) se ubica en la parte central de los Andes Centrales. (b) Imagen de relieve sombreado en la que se muestra el contexto tectónico del margen occidental de Sudamérica, entre los 10°S y 35°S. La zona de estudio se ubica en el norte de Chile, donde el perfil A-A' muestra los rasgos mayores del relieve: CC – Cordillera de la Costa; DC – Depresión Central; PC – Precordillera; WC – Cordillera Occidental (*Western Cordillera*); A – Altiplano; EC – Cordillera Oriental (*Eastern Cordillera*); SS – Sierras Subandinas. Los cuadros en negro de línea segmentada y continua señalan la ubicación de las figuras 2 y 3, respectivamente.

El proceso de construcción de los Andes Centrales, en particular cuándo habría comenzado, cuánto contribuye la deformación pre-neógena y cómo ha sido el proceso en sí, por ejemplo en relación al tipo, la temporalidad y el estilo estructural de las estructuras desarrolladas, aun es tema de debate. Los eventos de deformación que ocurrieron antes del Neógeno, especialmente durante el Mesozoico, son de gran importancia no sólo por el aporte directo que puedan entregar al engrosamiento cortical, sino que también por el desarrollo de estructuras que posteriormente faciliten la propagación de la deformación en etapas más recientes. Para profundizar respecto a estas interrogantes es necesario, por ende, contar con un registro pre-neógeno suficientemente amplio y que idealmente coexista con los depósitos neógenos. En ese sentido, la Quebrada Tarapacá, ubicada en la región homónima, es un lugar idóneo para resolver estas interrogantes por ser uno de los lugares del norte de Chile donde existe un afloramiento casi continuo de secuencias Mesozoicas, las que presentan ciertas limitantes respecto a su edad absoluta pero han sido muy bien descritas estratigráficamente por Harambour (1990) y por otros autores que han trabajado en la región (Pérez, 1972; Sayés, 1978), en donde también se han realizado estudios enfocados en la evolución neógena (Pinto, 1999; Farías, 2003; Victor et al., 2004; Muñoz, 2007), observándose la coexistencia de una deformación joven, con la que se podría explicar el alzamiento de la cordillera, con un acortamiento no menor ocurrido previo al Neógeno (Harambour, 1990).

Considerando lo expuesto, este trabajo de tesis tiene por objetivo establecer la evolución tectónica mesozoica en la quebrada de Tarapacá mediante la caracterización de los eventos de deformación ocurridos y la construcción de una sección estructural balanceada, y, con esto, estimar el acortamiento tectónico y la contribución de éste al espesor cortical y a la construcción de la Cordillera de los Andes. Cabe señalar que no existen trabajos recientes que se hayan enfocado en la evolución geológica pre-Cenozoica de la región de estudio. Por otro lado, existen varios trabajos que han estimado el acortamiento tectónico en el Altiplano, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas, no obstante es poco lo que se conoce al respecto en zonas más occidentales, ya sea en la Precordillera o la Cordillera Occidental (Figura 2).

Esta tesis, por su parte, se enmarca en el desarrollo de la Carta Guaviña (Morandé et al., en edición) y recurre a datos obtenidos en el marco de dicho trabajo. En ese sentido, la geología de la región de estudio es también parte de la problemática que, indirectamente, se aborda en esta tesis. En efecto, a partir del registro fósil y de las relaciones de contacto entre las unidades estratigráficas y cuerpos intrusivos adyacentes, Pérez (1972) y Sayés (1978) describen y definen unidades, asignándolas a determinados periodos de tiempo. En particular, las unidades del Jurásico que fueron definidas por dichos autores se encuentran espacialmente acotadas a zonas puntuales de los extremos oriental y occidental de la región de estudio. Harambour (1990), por su parte, redefine varias unidades antes descritas y asigna al Jurásico una parte importante de lo que se había asignado previamente al Cretácico (v.g. Fm. Quebrada Coscaya); sin embargo, este autor considera exclusivamente relaciones litoestratigráficas y la presencia de restos fósiles de difícil determinación bioestratigráfica, con énfasis en los restos hallados en trabajos previos, y no cuenta con dataciones radiométricas que permitan dar certeza absoluta a la redefinición realizada. Sumado a lo anterior, los nombres que utiliza no responden a una formalidad que considere las unidades definidas previamente en otras zonas. Por ello, de modo que sea posible interpretar correctamente la evolución tectónica de la zona de estudio, es crucial clarificar lo anterior y tener total certeza de la edad y ambiente de depósito de las unidades.



**Figura 2:** Trazas de diversas secciones estructurales que se han realizado en los Andes Centrales en las que se ha medido el acortamiento tectónico.

La sección en rojo (29) corresponde a un perfil gravimétrico. La traza en negro (35) corresponde a la sección que se desarrollará en este trabajo, a lo largo de la cual Harambour (1990) realizó dos secciones de menor extensión, en los extremos oriental y occidental. Es importante notar la escasa información que existe en el sector de la Precordillera y la Cordillera Occidental, a diferencia de lo que ocurre en el Altiplano y toda la zona al oriente. Modificado de Arriagada et al. (2008).

### 1.2. Hipótesis de trabajo

La deformación de las secuencias mesozoicas presentes en la quebrada de Tarapacá se debe a un primer evento extensional seguido por uno contraccional caracterizado por la inversión tectónica de las estructuras preexistentes y la consecuente propagación parcial en escama fina, lo que registraría el comienzo del acortamiento tectónico en la región en el Cretácico Tardío. Este acortamiento reflejaría la existencia de un evento orogénico antiguo, cuyo orógeno resultante habría sido fuertemente erodado en el Cenozoico durante un extenso periodo de pedimentación y que, asociado también a las estructuras preexistentes desarrolladas durante el Mesozoico, facilitaría la propagación de la deformación y el consecuente alzamiento Neógeno hasta la actual condición de la cadena montañosa.

### 1.3. Objetivos

#### 1.3.1. Objetivo General

Determinar la contribución de los periodos compresivos, identificados en la región de estudio, a la construcción orogénica de los Andes altiplánicos en la Precordillera de la Región de Tarapacá, entre 19°45'S y 20°00'S.

#### 1.3.2. Objetivos Específicos y Metodología Asociada

1. Caracterizar los eventos de deformación ocurridos en la zona de estudio, en cuanto a la temporalidad, estilo de deformación, unidades geológicas involucradas y estructuras desarrolladas.
2. Cuantificar la magnitud de cada uno de los eventos tectónicos.

En relación al objetivo específico 1, se propone la siguiente metodología de trabajo:

- i. Caracterizar la geología de la región, en particular los rasgos estructurales, que incluya:
  - a. Determinar la disposición espacial, ambientes de depósito y relaciones de contacto de las unidades mesozoicas.
  - b. Determinar la extensión y disposición espacial de las unidades cenozoicas, y su relación de contacto con el sustrato.
  - c. Caracterizar geométrica y espacial y cronológicamente las estructuras tectónicas presentes y determinar las unidades geológicas que se ven involucradas en su desarrollo.
  - d. Reconocer y describir la geometría de las secuencias sintectónicas y de las estructuras que las generan.

- e. Identificar y caracterizar las estructuras que presentaron actividad durante el mesozoico y fueron reactivadas en el cenozoico.

En relación al objetivo específico 2, se propone abordarlo siguiendo la siguiente metodología:

- ii. Calcular el acortamiento tectónico de la región, para lo cual se requiere:
  - a. Establecer la evolución tectónica de la región, considerando la cronología de depósito y de la deformación
  - b. Elaborar un modelo estructural balanceado que integre la información compilada.

### 1.4. Método de trabajo

Para lograr los objetivos expuestos, se proponen las siguientes actividades:

- i. Trabajo de preparación
  - a. Revisión de la información bibliográfica que tenga relación con la región de estudio y con los objetivos que se proponen en este trabajo. En particular, aquellas que contengan aportes referidos a la geología y la evolución tectónica de la región, la relación entre el alzamiento de la cordillera, el espesor cortical y el acortamiento, y modelos estructurales de esta y otras zonas.
  - b. Revisión estudios previos realizados en la región de estudio, con especial énfasis en la descripción de unidades geológicas y la geología estructural.
  - c. Recopilación de las imágenes satelitales que sirvan de apoyo para el trabajo de terreno y el mapeo geológico de la zona. Se requerirán imágenes satelitales a escala 1:50.000, imágenes obtenidas de *Google Earth* a escala 1:25.000 y otras imágenes que puedan apoyar el estudio remoto de la región. Asimismo, el trabajo con el modelo numérico de elevación y la construcción de modelos numéricos de terreno son de suma importancia para un análisis más claro de los rasgos que presenta la región de estudio.
- ii. Trabajo de Terreno
  - a. Levantamiento geológico de la información litológica y estructural de la zona de estudio, con especial énfasis en la toma de datos de rumbo y manto de las unidades y estructuras presentes.
  - b. Obtención de muestras litológicas para datación y descripción petrográfica.

- iii. Trabajo de Gabinete
  - a. Confección de un mapa geológico a escala 1:50.000 de la zona de estudio, en el que se compile la información obtenida durante el trabajo de terreno.
  - b. Datación de las unidades sintectónicas para constreñir la edad de la deformación.
  - c. Confección de secciones estructurales balanceadas a lo largo de las quebradas estudiadas.
  - d. Restauración de las secciones realizadas y cálculo del acortamiento tectónico



---

## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

### 2.1. Ubicación y Acceso

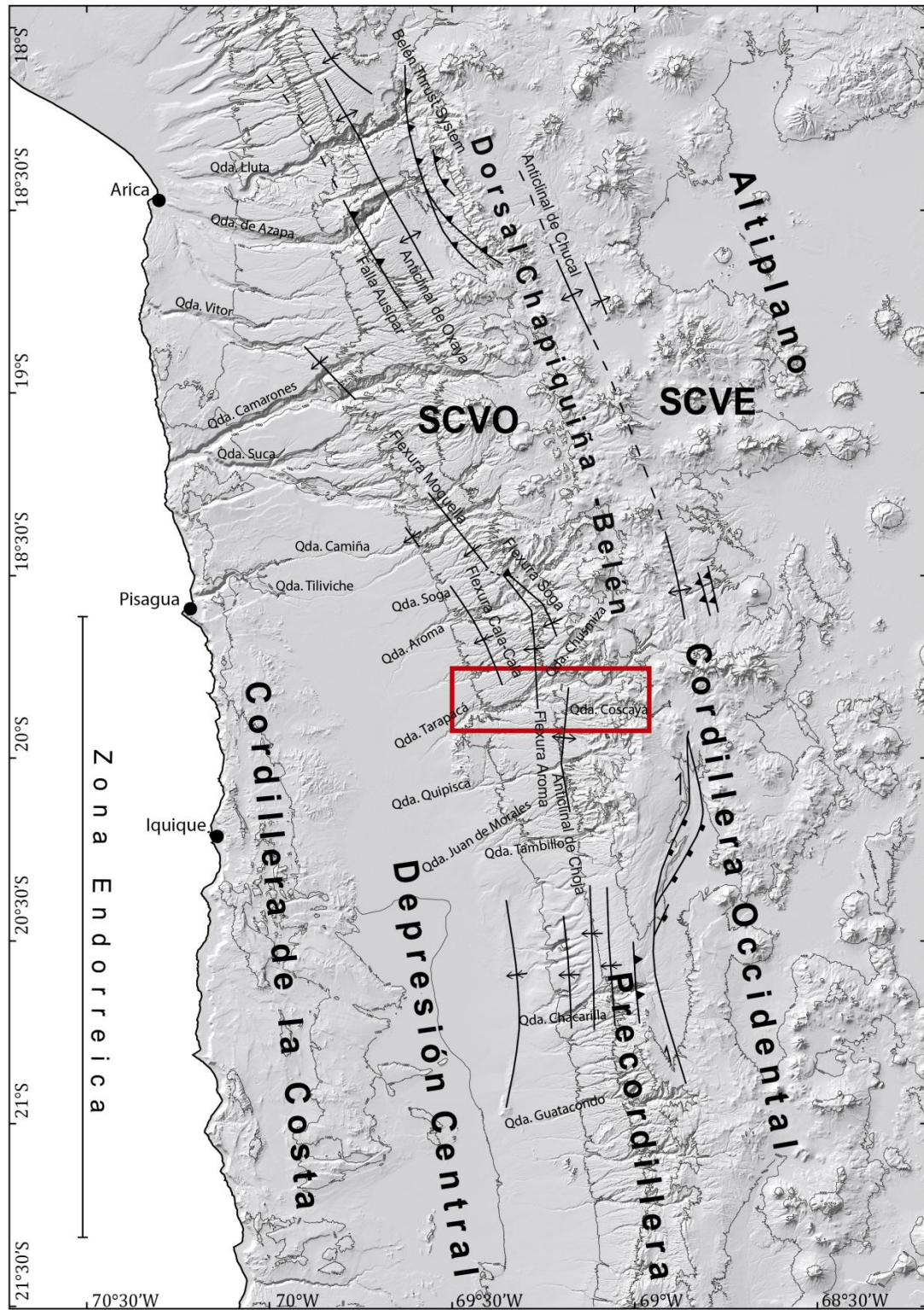
La región de estudio está ubicada en la comuna de Huara, provincia de Iquique, Primera Región de Tarapacá, en el sector comprendido entre la Precordillera y la Cordillera Occidental (Figura 3), más específicamente en los cuadrángulos 1:50.000 Mocha y Guaviña. Estos cuadrángulos, que son parte de la Carta Geológica Guaviña (v), se sitúan entre los 19°45'S-20°00'S, y los 69°00'W-69°30'W, abarcando un área de aproximadamente 1500 km<sup>2</sup>.

En particular, son de interés para este estudio las Quebradas Tarapacá y Coscaya (Figura 3) y las quebradas menores afluentes, donde se encuentran las localidades de Tarapacá, Pachica, Laonzana, Mocha, Guaviña, Poroma, Coscaya, Noasa y Sibaya (Figura 4).

El acceso a la región de estudio se realiza por la Panamericana Norte o ruta 5, desde la cual se toma el camino internacional CH-15 (Figura 4) que une la localidad de Huara con el paso Colchane-Pisiga y permite el acceso a todos los pueblos mencionados anteriormente. También es posible acceder, más al sur, por la ruta A-65, la que une Pozo Almonte con la Quebrada Parca y permite acceder a las zonas más orientales. Un camino más largo, que llega hasta Pampa Lirima y a la localidad homónima, es el A-97, al que se accede desde la ruta A-687 que une Pozo Almonte con el Salar del Huasco.

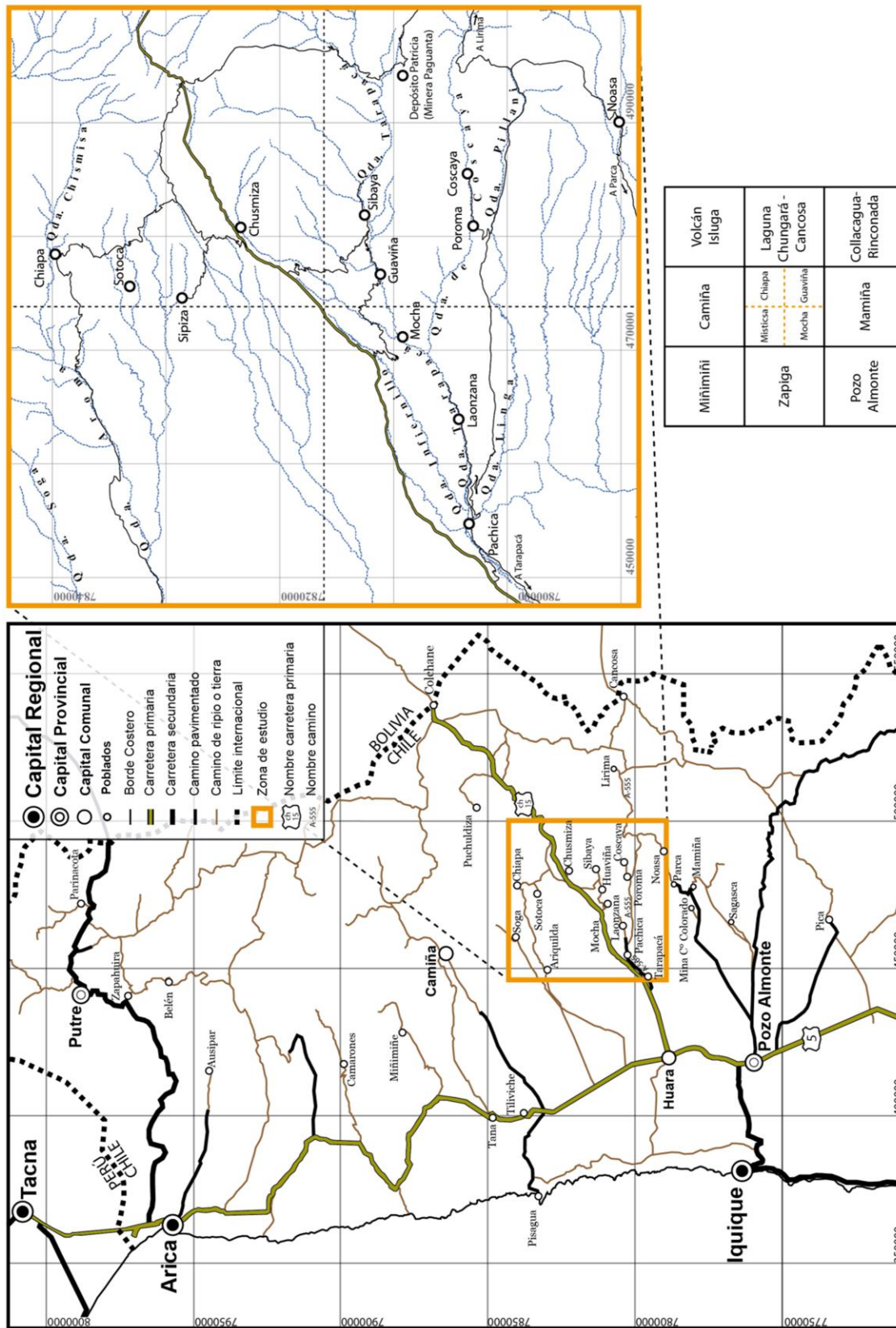
Todas las rutas mencionadas se encuentran pavimentadas, no así los caminos internos que acceden a los pueblos menores (rutas A-555, A-563, A-639, A-515, A-525, entre otras; (Figura 4), los que son transitables con vehículos que idealmente posean tracción. Es importante tener esto en consideración ya que, además, en la época de verano es muy probable que las lluvias generadas por el invierno altiplánico generen cortes en los caminos.

## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO



**Figura 3:** Principales rasgos morfológicos y estructurales de los Andes Centrales, entre los 18°S y los 21°S. Basado en Farías et al. (2005), Charrier et al. (2007) y Muñoz (2007). El cuadro rojo corresponde a la región de estudio.

## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO



**Figura 4:** Rutas, localidades y poblados principales, y vías de acceso de la zona de estudio. Se indican también las quebradas más importantes. El cuadro naranja representa el área que abarca la Hoja Guaviña, la cual se subdivide en los cuadrángulos Mistica, Chiapa, Mocha y Guaviña.

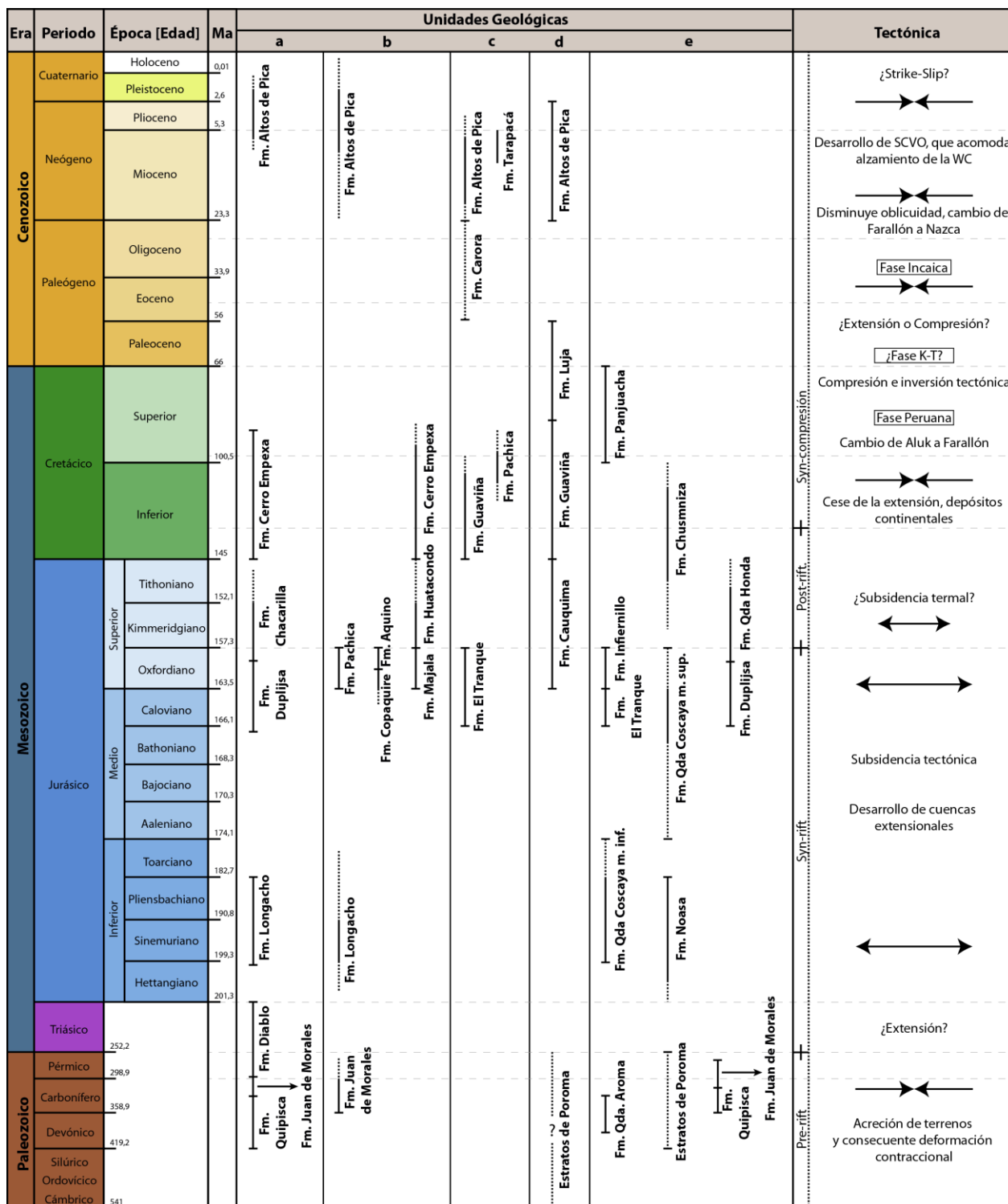
### 2.2. Marco Geológico y Tectónico

El registro geológico en el norte de Chile ha permitido subdividir la evolución tectónica de la región en tres periodos mayores: un periodo Protero-Paleozoico, que incluye los ciclos Pampeano, Famatiniano y Gondwánico; uno esencialmente Triásico, que corresponde al Ciclo Pre-Andino; y un tercero que abarca desde el Jurásico hasta el Presente, el que se ha definido como Ciclo Andino (Charrier et al., 2007). Cada uno de estos ciclos posee rasgos tectónicos distintivos vinculados, en un primer orden, al movimiento e interacción de las placas tectónicas y los efectos de esta dinámica en el desarrollo de los continentes, reflejando una evolución de gran complejidad y variabilidad temporal y espacial.

Particularmente en la región de Tarapacá, varios estudios han permitido generar un amplio registro de las unidades allí presentes y de la historia geológica, a distintas escalas temporales, de éstas (v.g. Galli y Dingman, 1962; Galli, 1968; Pérez, 1972; Sayés, 1978; Harambour, 1990; Muñoz y Charrier, 1993; Kossler, 1998; Pinto, 1999; Victor et al., 2004; Farias et al., 2005; entre otros), lo que ha permitido dar cuenta de una extensa evolución geológica, que en dicha región representa el periodo comprendido entre el Paleozoico y el Presente. En términos generales, la Figura 5 sintetiza la información geológica que se ha documentado en la zona de estudio.

Durante el Paleozoico, la tectónica del actual margen occidental del continente sudamericano estuvo controlada principalmente por la acreción de terrenos y el consecuente desplazamiento al oeste del arco volcánico (Charrier et al., 2007). A grandes rasgos, la evolución Paleozoica consistió en un primer periodo de extensión hasta aproximadamente el Ordovícico medio, pasando posteriormente a una tectónica predominantemente compresiva -el ciclo tectónico Gondwánico- vinculada a una subducción activa y la colisión continua de terrenos, culminando esto con la amalgamación del supercontinente Gondwana en el Pérmico. Las secuencias más antiguas reconocidas en el área de estudio representarían los depósitos de antearco del ciclo Gondwánico. Ellas afloran en sectores puntuales de la Precordillera y del borde oriental de la Depresión Central, y están constituidas por rocas volcánicas ácidas, sedimentarias continentales y marinas, y metasedimentarias, agrupadas principalmente en las formaciones Quebrada Aroma (Devónico superior – Carbonífero inferior; Harambour, 1990), Quipisca (Carbonífero inferior a medio; Galli, 1968) y Juan de Morales (Carbonífero superior – Pérmico inferior; Galli, 1968). En la quebrada de Coscaya se ha reconocido, además, una secuencia de posible edad Paleozoico superior denominada **Estratos de Poroma** (Fuenzalida, 1972; Sayés, 1978; Harambour, 1990), que podría correlacionarse litológicamente con la Formación Quebrada Aroma (Harambour, 1990). Estas dos unidades representarían un proceso de sedimentación por medio de corrientes de turbidez, encontrándose la Formación Quebrada Aroma en una posición más distal a la fuente de aporte que los Estratos de Poroma (Harambour, 1990). Todas las rocas paleozoicas subyacen discordantemente a las rocas mesozoicas y cenozoicas.

## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO



**Figura 5:** Correlación de unidades descritas en la Precordillera y Cordillera Occidental de la región de Tarapacá, aproximadamente entre los 19°S y 21°S.

Se toman como referencia los trabajos de (a) Galli y Dingman (1962), Thomas (1967), Galli (1957) y Galli (1968); (b) García (1967), (c) Pérez (1972), (d) Sayés (1978) y (e) Harambour (1990). El periodo de tiempo que abarca cada unidad se muestra con líneas segmentadas cuando no es posible acotar con exactitud su techo y/o su base, o existe incerteza del rango comprendido. Se indican, a su vez, los rasgos tectónicos más relevantes desde el Paleozoico hasta el Presente, principalmente sobre la base de lo señalado por Charrier et al. (2007).

## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

El registro Mesozoico se encuentra ampliamente distribuido en la región, no obstante se encuentra restringido al Jurásico y Cretácico, no habiéndose descrito hasta el momento unidades previas vinculadas al ciclo Pre-Andino. De acuerdo con la información existente en zonas más al sur de la región de estudio, el ciclo Pre-Andino se habría caracterizado por ser un periodo de quiescencia tectónica, durante el cual la subducción fue inexistente o muy lenta, y en el que el magmatismo no estuvo asociado a la formación de un orógeno ni se desarrolló un arco volcánico (Charrier et al., 2007). La formación del supercontinente Gondwana y las condiciones antes mencionadas, habrían favorecido la acumulación de calor en el manto superior y la consecuente fusión de la corteza inferior (Mpodozis y Kay, 1990), lo que trajo consigo la generación de grandes volúmenes de magmas, la prevalencia de condiciones extensionales y el desarrollo de cuencas de orientación NNW-SSE características de este periodo (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007). Las estructuras mayores que dan origen a estas cuencas coinciden con zonas de debilidad cortical que habrían correspondido a las suturas de los terrenos acrecionados durante el paleozoico (Ramos, 1994; Charrier et al., 2007).

A partir del Jurásico Temprano superior comienza nuevamente la subducción y, con ello, el desarrollo del magmatismo de arco que ha perdurado hasta la actualidad (Mpodozis y Ramos, 1989; Oliveros et al., 2006; Charrier et al., 2007). Desde ese momento, y hasta el Cretácico Temprano, las condiciones tectónicas fueron predominantemente extensionales y, a partir del registro estratigráfico de los depósitos de trasarco, se ha definido un primer ciclo transgresión-regresión durante este periodo (Charrier et al., 2007). El magmatismo se desarrolló inicialmente en lo que hoy corresponde a la Cordillera de la Costa, encontrándose allí secuencias de edad Jurásica representadas por las rocas volcánicas de la Formación Oficina Viz (Triásico - Jurásico Medio; Thomas, 1970; Kossler, 1998) y las sucesiones marinas y volcanoclásticas del Jurásico Medio a Tardío depositadas en lo que habría correspondido al trasarco de dicho periodo, que corresponden, de base a techo, a las formaciones Caleta Ligate (Bajociano - Batoniano; Cecioni y García, 1960), de carácter principalmente volcanoclástico; El Godo (Bajociano - Oxfordiano; Cecioni y García, 1960; Kossler, 1998), la cual contiene pelitas, lavas y depósitos volcanoclásticos; y Huantajalla (Thomas, 1970; Kossler, 1998), predominantemente calcárea. Asimismo, en esta zona existen cuerpos intrusivos Jurásico-Cretácicos (batolitos Punta Negra y Huara-Pozo Almonte) y Cretácico-Terciarios, y unidades sedimentarias Cretácicas (SERNAGEOMIN, 2002) que se correlacionan con las formaciones Atajaña y Suca definidas por Cecioni y García (1960) más al norte.

En el actual sector precordillerano las rocas mesozoicas afloran principalmente en las grandes quebradas y corresponden a rocas volcanoclásticas, volcánicas y sedimentarias marinas y continentales. Particularmente en la zona de estudio, de acuerdo a lo señalado por Harambour (1990), el registro Jurásico corresponde a las formaciones **Noasa** (Triásico? - Jurásico Inferior; Harambour, 1990), secuencia granocreciente que aflora en el sector más oriental de la zona de estudio y que está compuesta principalmente por ortocuarcitas; **Quebrada Coscaya** (Sinermuriano - Oxfordiano; Harambour, 1990), la cual ha sido dividida en un Miembro Inferior constituido por aglomerados y conglomerados arenosos, y uno Superior compuesto por areniscas, fangolitas, calizas y conglomerados, mostrando toda la secuencia la profundización de la cuenca que alberga estos depósitos; **El Tranque** (Caloviano; Pérez, 1972; Harambour, 1990), definida como una alternancia de fangolitas, areniscas cuarcíferas y calizas que afloran en el sector más occidental de la zona de estudio y que también reflejan un ascenso relativo del nivel del mar; e

## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

**Infiernillo** (Oxfordiano; Harambour, 1990), la cual aflora justo al este de la Formación El Tranque y está compuesta por calizas y fangolitas calcáreas fosilíferas que representan un ambiente de aguas más profundas. No se registran contactos entre las formaciones El Tranque, Infiernillo y Quebrada Coscaya. El Miembro Superior de esta última, por su parte, se encuentra localmente discordante sobre la Formación Noasa (Harambour, 1990).

En el Cretácico inferior, a diferencia de lo que ocurre al sur de Antofagasta donde se ha reconocido un segundo ciclo transgresión-regresión entre el Oxfordiano y el Aptiano-Albiano, los depósitos de trasarco en la región de estudio dan cuenta de la ocurrencia de un segundo ciclo, post-oxfordiano, de carácter continental (Charrier et al., 2007). Entre estos dos ciclos, además, se observa un leve desplazamiento del arco magmático hacia el este (Kossler, 1998; Kramer et al., 2005; Franz et al., 2006; Charrier et al., 2007).

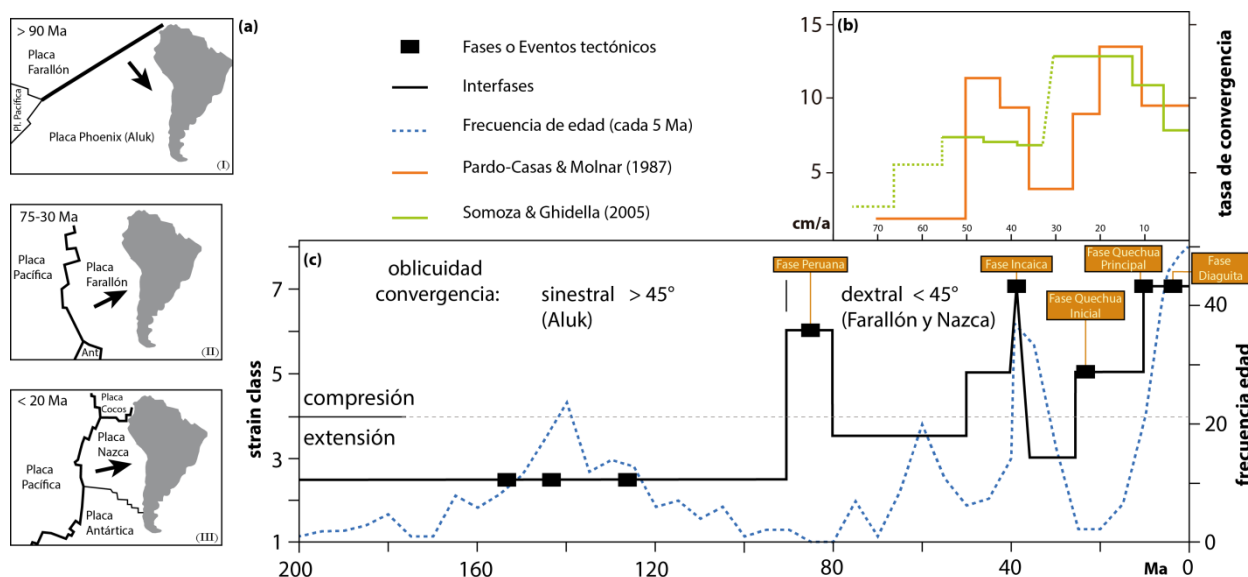
Entre el Cretácico Temprano tardío y comienzos del Cretácico Tardío se reconoce un periodo de actividad tectónica mayor en el que los depósitos preexistentes fueron deformados, alzados y erodados. A este episodio se le conoce como **Fase Peruana** (Steinmann, 1929) y se habría generado debido a la reorganización de las placas tectónicas, pasando a interactuar el continente sudamericano con la Placa Farallón (Figura 6). La convergencia de esta placa habría sido de menor oblicuidad que la anterior y en dirección noreste, generando desplazamientos dextrales (Scheuber et al., 1994). Los depósitos en el trasarco, por su parte, fueron invertidos por un sistema de fajas plegadas y corridas de vergencia predominantemente al este (Charrier et al., 2007).

Dos unidades de edad Cretácica han sido descritas en la zona de estudio, encontrándose ambas en contacto erosivo sobre las secuencias marinas Jurásicas. Ellas corresponden a la **Formación Chusmiza** (Jurásico superior – Cretácico inferior; Charrier et al., 2005), definida como una agrupación de areniscas, conglomerados volcanoclásticos y niveles tobáceos y lávicos, que se encuentra dispuesta en discordancia de erosión sobre el Miembro Superior de la Formación Quebrada Coscaya y sobre la Formación Noasa; y la **Formación Panjuacha** (Cretácico Superior; Espiñeira et al., 1984; Harambour, 1990), la cual corresponde a rocas volcánicas (dacitas, riolitas y andesitas) y sedimentarias volcanoclásticas (conglomerados y areniscas) que sobreyacen en discordancia de erosión a las formaciones El Tranque e Infiernillo.

Posterior a la Fase Peruana, en el periodo comprendido entre el Cretácico Tardío temprano y el Paleógeno Temprano, el arco magmático se ubicó en una posición bastante más al este y se formó una cuenca de antepaís continental y una cuenca de antearco en la posición donde se ubicaba el arco previo (Scheuber et al., 1994; Charrier et al., 2007). Dos eventos tectónicos mayores, compresivos, se reconocen en este periodo, situándose el primero aproximadamente en el límite Cretácico – Terciario (Orogenia K-T o Fase Incaica I *sensu* Cornejo et al., 2003; Charrier et al., 2007) y el segundo en el Eoceno (Fase Incaica II o Fase Incaica principal *sensu* Cornejo et al., 2003; Charrier et al., 2007), coincidiendo con un aumento en la tasa de convergencia y una disminución en el ángulo de oblicuidad (Charrier et al., 2007). Debido a este último evento, el antepaís se deformó fuertemente y se desarrolló la Cordillera Incaica. Durante la Orogenia incaica se reactivaron las antiguas estructuras que estuvieron asociadas a la formación de las cuencas triásicas y de trasarco jurásicas y cretácicas, invirtiéndose aquellas que

## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

fueron previamente extensionales (Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2009). Al menos entre los 21° y 27° S, a lo largo del arco magmático de ese entonces, el patrón estructural quedó determinado por el sistema de fallas de Domeyko. El relieve Incaico, cuya formación estuvo controlada por estructuras de orientación NNE-SSW, fue el rasgo paleo-geográfico más importante y a partir del cual, debido a la erosión de las zonas alzadas, se generaron los depósitos en ambos flancos del relieve.



**Figura 6:** Contexto tectónico del margen occidental de Sudamérica, tasa de convergencia en el tiempo y correlación con eventos tectónicos mayores.

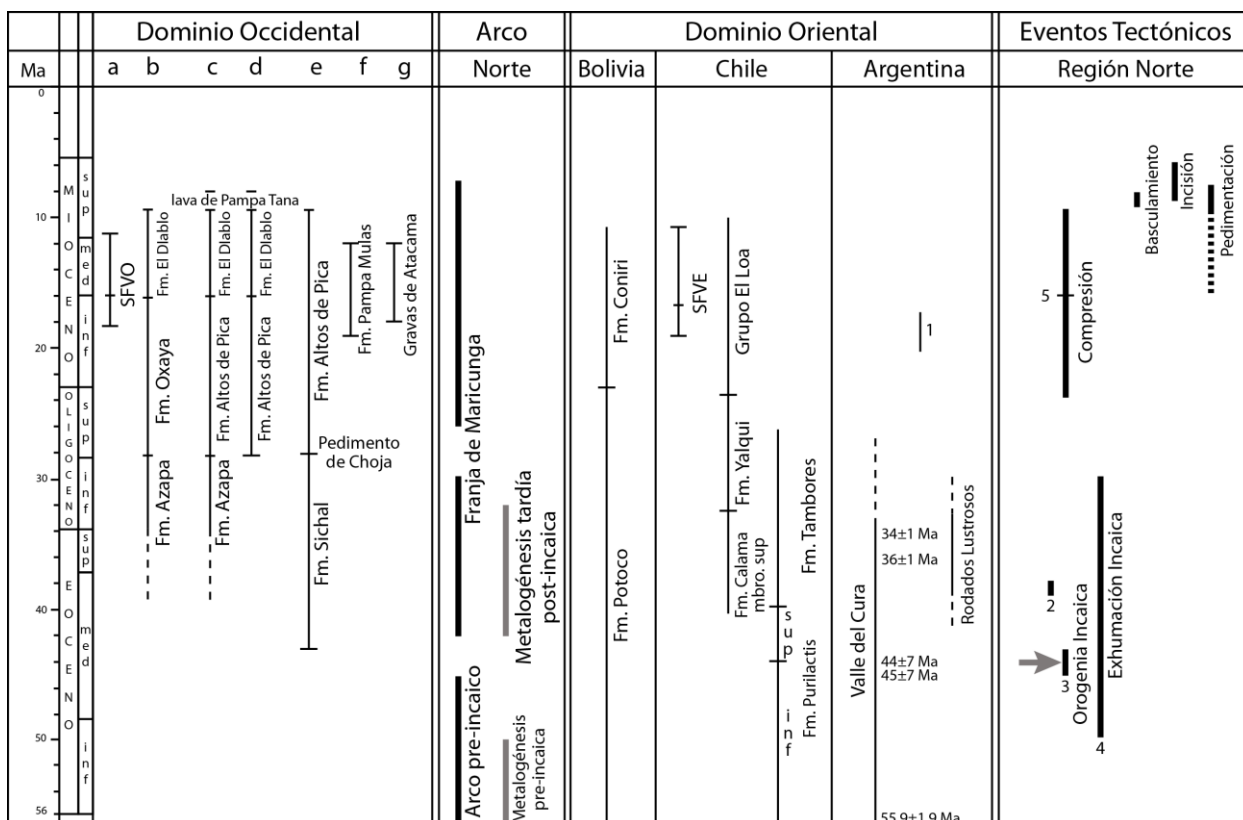
(a) Geometría de placas para el (I) Cretácico Tardío temprano, (II) Cretácico Tardío al Oligoceno Temprano, y (III) Mioceno Temprano al Presente, modificado de Charrier et al. (2007). (b) Tasas de convergencia entre la placa Nazca (previamente Farallón) y Sudamérica desde finales del Cretácico, según lo publicado por Pardo-Casas y Molnar (1987) y Somoza y Ghidella (2005). La escala horizontal representa los Ma y es la misma que en (c). (c) Modificada de Scheuber et al. (1994). Evolución tectónica de los Andes del norte de Chile de acuerdo a la clase de *strain* (*sensu* Scheuber et al., 1994) y la frecuencia de edades. Se separan dos periodos tectónicos distintos: (i) antes de los 90 Ma, periodo durante el cual la oblicuidad de convergencia es mayor a 45°, sinistral, y (ii) después de los 90 Ma, en el que la oblicuidad es menor a 45° y de tipo dextral. Lo mismo queda representado gráficamente en la geometría de placas de (a). Durante el periodo (I) la deformación es extensional a transensional en las fases e interfaces, mientras que el periodo (II) presenta compresión a transpresión en las fases y quiescencia tectónica a extensión en las interfaces.

En el intervalo comprendido entre los eventos tectónicos mencionados se ha sugerido que la tectónica fue predominantemente extensional (Mpodozis y Allmendinger, 1992; Charrier et al., 2007) probablemente debido a una baja tasa de convergencia y a los efectos de la apertura del océano Atlántico, formándose depósitos en cuencas controladas por fallas. No obstante lo anterior, no hay estudios suficientes que permitan asegurar esto en la región de estudio. En efecto, otros autores han propuesto que a comienzos del Cretácico Tardío, aproximadamente a los 90 Ma, la tectónica pasaría a ser predominantemente contraccional (Harambour, 1990; Arriagada et al., 2006; Amilibia et al., 2008), lo que coincide con lo expuesto en varios trabajos para la historia de la deformación y acortamiento en la Cordillera Oriental (Schmitz, 1994; Sempere et al., 1997; McQuarrie et al., 2005), o que hubo periodos de quiescencia tectónica entre los eventos de mayor deformación (Scheuber et al., 1994; Figura 6). Cabe señalar que en la zona de estudio no existe registro de unidades atribuidas al Cenozoico temprano.



## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

A partir del Paleógeno tardío, particularmente en los últimos 30 m.a., el margen occidental de Sudamérica comienza a tomar la forma que posee actualmente, generándose el alzamiento definitivo de Los Andes, el desarrollo de las unidades morfoestructurales actuales y el emplazamiento del arco en su posición actual (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997). La tectónica de este periodo ha estado controlada por la subducción de la placa Nazca bajo el continente sudamericano (Figura 6), movimiento que ha tenido variaciones en la tasa y ángulo de convergencia, generando cambios en el régimen tectónico, consecuente alzamiento y deformación contraccional, extensional y de rumbo, sincrónicas en el antearco (Hartley et al., 2000).



**Figura 7:** Correlación de unidades Cenozoicas y eventos tectónicos definidos en el norte de Chile y Argentina, y sur de Bolivia. Modificada de Charrier et al. (2009).

Se muestra (1) la correlación que existe entre los depósitos ubicados al oeste de la Cordillera Incaica (Dominio Occidental), (2) la actividad volcánica y metalogénica (Arco) y (3) la correlación de los depósitos ubicados al este en el antepaís (Dominio Oriental). Se agregan, además, los eventos tectónicos, deducidos a lo largo del orógeno, ocurridos durante el Cenozoico en la región norte de Chile. En el Dominio Occidental se sintetiza la geología a distintas latitudes: **a)** Eventos tectónicos en el Sistema de Corrimientos de Vergencia Oeste (SCVO) en la Precordillera de la región de Arica (18°30'S); **b)** Sucesión estratigráfica en la Depresión Central de la región de Arica (18°30'S); **c)** Sucesión estratigráfica en la Depresión Central y Precordillera a los 19°S; **d)** Sucesión estratigráfica en la Precordillera a los 19°30'S; **e)** Sucesión estratigráfica en la Precordillera a 21°30'-22°S; **f)** Depósitos a 25°S; **g)** Depósitos entre 26° y 27°S. Se señalan, a su vez, otras observaciones relevantes: **1)** Depósitos de antepaís en la Cordillera Frontal. Depresión de Barreal-Iglesias, Precordillera y en las cuencas de Cuyo y Río Grande; **2)** Edad de la orogenia incaica en el norte de Chile, según Hammerschmidt et al. (1992); **3)** Edad de la orogenia incaica en el norte de Chile, según Tomlinson y Blanco (1997); **4)** Exhumación incaica en el norte de Chile, según Makshev y Zentilli (1999); **5)** Inicio del depósito de la Formación El Diablo.

## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

Luego del desarrollo de la Cordillera Incaica ocurrieron varios pulsos tectónicos que rejuvenecieron constantemente el relieve (Charrier et al., 2009). El aumento en la tasa de convergencia entre el Oligoceno Tardío y comienzos del Mioceno Tardío (Figura 6) estaría íntimamente ligado al episodio de deformación compresiva ocurrido en dicho periodo (Charrier et al., 2009). Este episodio se manifestó en varios pulsos (fases Quechua inicial y principal; Figura 6) y tuvo un efecto a nivel regional (Charrier et al., 2009). Cabe señalar que en el Mioceno Temprano, aproximadamente a los 22 Ma, la dorsal de Juan Fernández habría colisionado con el margen continental en el sur de Perú y norte de Chile (Yáñez et al., 2002).

Asociado al primer pulso de deformación en el Oligoceno Tardío, la sedimentación en la región de estudio habría comenzado con los depósitos de la **Formación Altos de Pica**, de edad Oligoceno superior – Mioceno inferior (Galli y Dingman, 1962; Farías et al., 2005; Figura 5 y Figura 7), la cual se dispone discordante sobre el sustrato Paleozoico y Mesozoico. De acuerdo a lo señalado por Farías et al. (2005) para la región de Aroma, esta unidad corresponde a una alternancia de ignimbritas y sedimentitas volcanoclásticas continentales que pueden dividirse en un Miembro Inferior conglomerádico, que marcaría el comienzo del alzamiento en el flanco occidental del altiplano (Victor et al., 2004; Farías et al., 2005), y un Miembro Superior equivalente a los miembros 2, 3 y 4 de la definición original de Galli y Dingman (1962), que consiste en una alternancia de tobas soldadas de ceniza y conglomerados y areniscas volcanoclásticas.

Como señala Charrier et al. Charrier et al. (2009), el siguiente pulso de deformación marcaría el inicio del depósito de la **Formación El Diablo** (Tobar et al., 1968; Farías et al., 2003; Pinto et al., 2004; Farías et al., 2005; Muñoz, 2007; Figura 5 y Figura 7), unidad de edad Mioceno medio a superior que en la región de Aroma es equivalente al miembro 5 de la Formación Altos de Pica (sensu Galli y Dingman, 1962). Ella corresponde a una secuencia de conglomerados fluvio-aluviales y areniscas que actualmente constituyen la cubierta sedimentaria en la Precordillera y la Depresión Central y dan forma al Pedimento de Tarapacá (Charrier et al., 2009). En la zona de estudio se puede dividir en dos miembros: un Miembro Inferior (16-12 Ma; Farías et al., 2005) compuesto por conglomerados, brechas y capas con fragmentos ignimbríticos y areniscas, y un Miembro Superior (12-8 Ma; Farías et al., 2005) correspondiente a una secuencia de conglomerados medianamente consolidados intercalados con areniscas y lentes locales de fangolita. Este último tiene una composición clástica asociada a la interdigitación al este con las andesitas negras de las **Lavas de Sotoca** (Farías, 2003) ubicadas más al este. El cese de la sedimentación habría ocurrido a comienzos del Mioceno Tardío (8-9 Ma), lo cual queda en evidencia por las lavas que cubren a la Formación El Diablo, las que poseen dicha edad (Farías et al., 2005; Charrier et al., 2009).

La evolución paleogeográfica de este tiempo, junto con el alzamiento del Altiplano y la consecuente sedimentación, está íntimamente ligada a la acción de dos sistemas de corrimientos que tienen vergencia en direcciones opuestas: el Sistema de Corrimientos de Vergencia Oeste (SCVO o WTS por sus siglas en inglés; Figura 3), el cual es un sistema de orientación NNW-SSE, de alto ángulo y de propagación al oeste, desarrollado principalmente en la Precordillera (Muñoz y Charrier, 1996; Farías, 2003; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005; Charrier et al., 2007), y el Sistema de Corrimientos de Vergencia Este (SCVE o ETS por sus

## **2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO**

siglas en inglés; Figura 3), también de orientación NNW-SSE pero de vergencia al este y ubicado al este del SCVO, entre la Cordillera Occidental y el Altiplano (Riquelme, 1998; Charrier et al., 2005). El SCVO es muy importante en la región de estudio, estando representado por fallas inversas de alto ángulo que cortan a través del sustrato Paleozoico y Mesozoico, y pliegan la cobertura cenozoica, formando flexuras (Figura 3) y el depósito sintectónico de la Formación Altos de Pica (Maksaev et al., 2003; Victor et al., 2004; Farias et al., 2005).

Las rocas intrusivas que afloran en el área de estudio han sido separadas en dos grupos de acuerdo a sus características litológicas y a la relación de contacto con las unidades estratificadas (Harambour, 1990). En general conforman cuerpos de grandes dimensiones, cuyos afloramientos se ordenan en franjas longitudinales ubicadas principalmente al sur de la quebrada Tarapacá. La relación espacial de estos cuerpos con los sistemas estructurales presentes, además de la disposición de los afloramientos, sugiere un control tectónico importante para su emplazamiento (Muñoz, 2007).

La franja occidental corresponde a cuerpos dioríticos a graníticos de grano grueso, de disposición tabular y elongación predominantemente norte – sur, que intruyen a las secuencias estratificadas del mesozoico y paleozoico. Esta franja está representada por los intrusivos Tarapacá II, Cerrillos, Juan de Morales, Mocha, Cerro Colorado y Cerro Choja, entre otros (Harambour, 1990).

Los cuerpos plutónicos de la franja oriental, por su parte, corresponden principalmente a porfidos dacíticos que afloran en las localidades de Coscaya, Sibaya, Sotoca y Chiapa, entre otras, que se encuentran alineados en la norte – sur. Estos cuerpos alcanzan a intruir la base de la cubierta ignimbrítica cenozoica y se observa también cómo los niveles superiores de ésta se depositan en contacto erosivo sobre los cuerpos intrusivos.

Edades radiométricas y la relación de contacto que presentan las unidades mencionadas permiten asociarles una edad entre el Cretácico superior y el Eoceno superior. Esto se corrobora por edades K-Ar tomadas por Harambour (1990) en rocas de los intrusivos Mocha, Parca y Pucará (34,5 Ma), Chulluncane ( $46,3 \pm 1,3$  Ma, en biotita) y Magi (53,7 Ma) sumado a dataciones Ar-Ar en biotita de sienogranodioritas y gabros alcalinos del intrusivo Cerro Colorado, que entregan edades de  $68,08 \pm 0,36$  y  $67,99 \pm 0,36$  Ma (Wörner et al., 2000).

### **2.3. Marco Geomorfológico**

A la latitud de la Región de Tarapacá, los Andes Centrales están conformados por siete dominios morfoestructurales mayores, los que de oeste a este corresponden a la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera, la Cordillera Principal, el Altiplano, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas (Figura 1 y 3).

## 2. ANTECEDENTES DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

---

La zona de estudio se ubica en la Precordillera (Figura 3), dominio que se encuentra en la transición entre la Depresión Central, relieve bajo ubicado al oeste, y el Altiplano, región de mayor elevación ubicada al este. Al sur de los 20°S la Precordillera da lugar a la Cordillera de Domeyko, la cual está limitada al este por la Depresión Preandina.

La Cordillera de la Costa se encuentra limitada al oeste por el Gran Escarpe Costero, rasgo que tiene una extensión de más de 800 km y una altura promedio de 700 m, encontrándose desniveles que superan los 1000 m, y al este por la Depresión Central. Esta cordillera nace al sur de Arica y se extiende por más de 3000 km a lo largo del margen chileno, alcanzando alturas de casi 2500 m s.n.m. en la Región de Antofagasta. En la región, tan solo tres cursos de agua que nacen en la Cordillera de los Andes son capaces de atravesar la Cordillera de la Costa (Figura 3), y no es hasta el río Loa, varios kilómetros más al sur de Iquique, en que esto vuelve a ocurrir.

La Depresión Central es una zona deprimida que presenta un relleno neógeno, principalmente aluvial, de más de 1000 m de espesor, cubriendo las secuencias mesozoicas subyacentes. En la región, se denomina a esta zona Pampa del Tamarugal (Figura 3). Al norte de los 19°30'S la Depresión Central es incidida por tres cursos de agua que nacen en la Cordillera de los Andes y que desembocan en el mar, atravesando la Cordillera de la Costa (Quebradas Vitor, Camarones y Tana; Figura 3), mientras que al sur, hasta los 21°30'S, la región constituye una zona endorreica en que las profundas quebradas que se desarrollan en el sector Precordillerano desaparecen al llegar a la Depresión Central formando abanicos aluviales.

El Altiplano es un rasgo característico de los Andes Centrales, el cual se extiende entre aproximadamente los 15°S y 27°S, conformando esencialmente una cuenca endorreica limitada por la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental. Es un *plateau* que tiene una altura promedio de 3800 m s.n.m., el más alto formado en un margen no-colisional, cerca de 200 km de ancho y es una zona donde el espesor cortical alcanza los 70-75 km (Isacks, 1988; Zandt et al., 1994; Beck et al., 1996; Baby et al., 1997; Lamb et al., 1997; Schmitz et al., 1999; Yuan et al., 2000).

La Cordillera Occidental es donde se desarrolla el actual arco volcánico, presentando alturas que superan los 6000 m s.n.m. Por su parte, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas corresponden a zonas fuertemente deformadas, donde el acortamiento ha permitido el alzamiento de la primera y el desarrollo de una faja plegada y corrida, de vergencia oriental, en la segunda.

En la región de estudio existen numerosos depósitos de remoción en masa, a distinta escala, cuya génesis estaría asociada no solamente a la desestabilización de las laderas sino que también, gran parte de ellas, a la actividad tectónica de la región (Maksaev, 1978; Farias et al., 2005; Pinto et al., 2008). Los patrones de drenaje, por su parte, han permitido dar cuenta de la actividad tectónica durante el neógeno, asociado a la formación de diversas flexuras en la región (García y Herail, 2005). La presencia de estos rasgos es relevante ya que dejan en evidencia, además, los efectos del clima hiperárido de la región, el que ha permitido preservarlos.

---

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

#### 3.1. Introducción

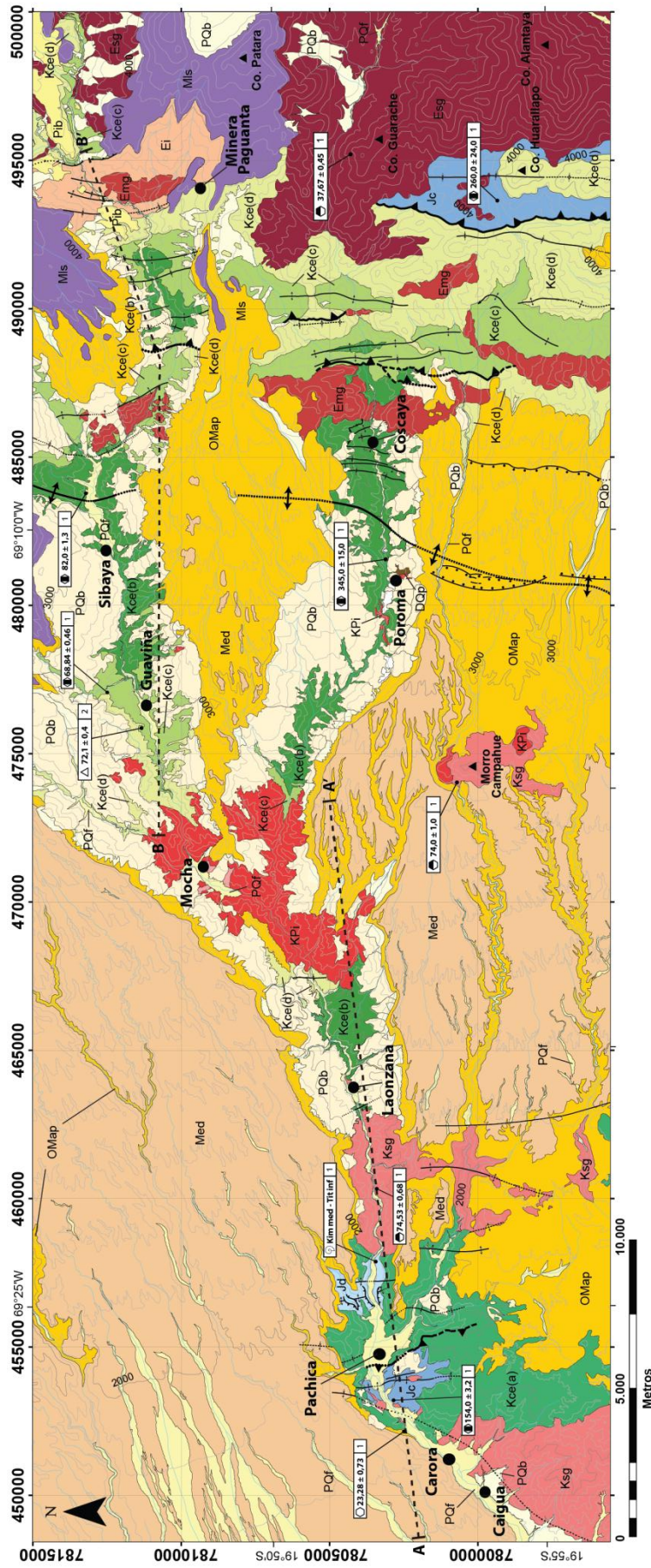
La zona de estudio se caracteriza por la presencia de afloramientos de rocas estratificadas pre-cenozoicas expuestas en el fondo de las grandes quebradas. Estas rocas se encuentran afectadas por numerosos pliegues y fallas, y se disponen discordantes bajo la cobertura sub-horizontal a levemente inclinada, y localmente poco deformada, de edad cenozoica. Además de rocas estratificadas, numerosos cuerpos intrusivos se reconocen en esta área, los que se encuentran alineados en franjas de elongación NW a NS de acuerdo a la edad de cada uno de ellos, disminuyendo ésta hacia el este.

En términos generales, las rocas estratificadas mesozoicas que afloran en la zona de estudio son de edad jurásica a cretácica, alcanzando algunas de las unidades incluso una edad paleocena inferior. Las rocas cenozoicas, por su parte, son principalmente de edad eocena y oligo-miocenas, observándose también rocas más jóvenes, plio-pleistocenas, vinculadas al volcanismo de dicho periodo.

Numerosos estudios han descrito la geología de la región, no obstante, no existe una continuidad en los nombres de unidades ni claridad respecto a las edades. Las técnicas de datación actuales han permitido establecer edades más certeras, lo que, en consecuencia, ha significado redefinir ciertas unidades. Similarmente, los esfuerzos por homogenizar la nomenclatura de las unidades entre regiones adyacentes ha significado utilizar nuevos nombres en la zona de estudio, respetando aquellos que ya se han utilizado más al sur. En particular, los nombres de las unidades descritas por (Harambour, 1990) no son utilizadas en este trabajo debido a discrepancias en cuanto a su edad y correlación con otras previamente definidas por otros autores, lo que obviamente no quita relevancia al minucioso trabajo estratigráfico realizado por dicho autor.

A continuación se describen las características litoestratigráficas de las rocas que se encuentran en la zona de estudio. Considerando el objetivo del presente trabajo, se da énfasis en la descripción de las secuencias estratificadas, siendo ellas las que reflejan de mejor forma los distintos eventos de deformación ocurridos a lo largo del tiempo. Respecto a ellas, se señalan sus características litológicas principales, su relación de contacto con las unidades adyacentes y algunos antecedentes obtenidos a partir de trabajos anteriores. La descripción de unidades aquí expuesta toma como base la información recopilada y dataciones realizadas por Morandé et al. (en edición), sin embargo, dados los objetivos planteados en el presente estudio, no es una caracterización detallada. Las distintas localidades a las que se hace referencia en el texto se señalan en el mapa geológico de la zona (mapa fuera de texto) y en las Figuras 3 y 4.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 8:** Mapa geológico del área de estudio, confeccionado en el presente trabajo. Para mayor detalle, revisar mapa fuera de texto.

## LEYENDA

- Formación Cerro Empexa**
- Kce(d)** Miembro D - conglomerádico (Maastrichtiano)  
Conglomerados volcanoclasticos fluvio-aluviales.
- Kce(c)** Miembro C - arenoso (Campaniano - Maastrichtiano)  
Lutitas y areniscas de origen lacustre.
- Kce(b)** Miembro B - volcanoclastico (Campaniano)  
Aglomerados volcanoclasticos, conglomerados brechosos y areniscas gruesas.
- Kce(a)** Miembro A - volcanoclastico (Campaniano)  
Andesitas y brechas volcanoclasticas.
- Jd** Formación Duplijsa (Caloviano - Titoniano inferior)  
Calizas fosilíferas, lutitas fisibles, calcilitas y yeso subordinado.
- Jc** Formación Copaqueire (Caloviano - Kimmeridgiiano)  
Areniscas cuarcíferas, niveles de fangolita silicea y lutita, caliza ocasional.
- DCp** Estratos de Poroma (Devónico superior - Carbonífero)  
Areniscas cuarcíferas intercaladas con limolitas grises.

- PQb** Bloques deslizados y depósitos coluviales
- PQf** Depósitos fluviales y aluviales
- Pib** Ignimbrita Bisluri (Plioceno)  
Depósito proclástico; toba de lapilli con cristales de biotita y cuarzo.
- Mls** Lavas de Sotoca (Mioceno superior)  
Lavas andesíticas y basálticas.
- Med** Formación El Diablo (Mioceno medio - superior)  
Conglomerados y areniscas fluvio-aluviales, subordinadas tobas de ceniza y lentes de fango.
- OMap** Formación Altos de Pica (Oligoceno - Mioceno inferior)  
Ignimbritas e intercalaciones de sucesiones clásticas continentales.
- Ei** Formación Icanche (Eoceno superior)  
Principalmente plutones y stocks monzo a granodioríticos, y Gabros y Dioritas de anfibola

- Eng** Granitoides del Eoceno medio
- Esg** Granitoides del Eoceno superior

- Ksg** Granitoides del Cretácico Superior
- KPI** Intrusivos hipabisales de Qda. Tarapacá

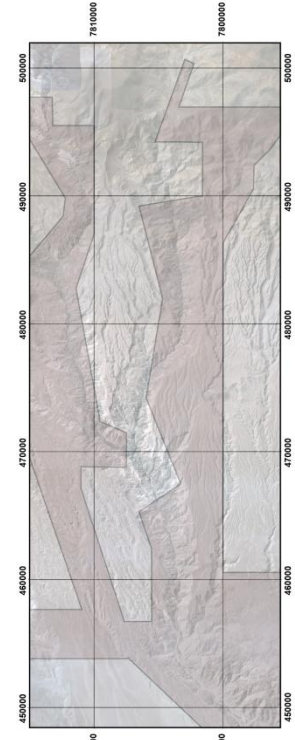
## SIMBOLOGÍA

- Falla Normal Observada e Inferida
- Falla Inversa Observada, Inferida y Cubierta
- Plegue Anticlinal Observado, Inferido y Cubierto
- Plegue Sinclinal Observado, Inferido y Cubierto
- Plegue Monoclinal Observado e Inferido
- Plegue Anticlinal Volcado Inferido
- Lineamiento
- Curvas de Nivel (cada 100 m)
- Red de Drenaje
- Rumbo y Manteo
- Estratificación subhorizontal
- Estratificación subvertical
- Poblados

- DATEACIONES RADIOMÉTRICAS (Ma ± 2σ)**
- U-Pb (LA-ICP-MS) en circones
- Edad emplazamiento
- Edad max. depósito (circones detriticos)
- Edad depósito volcánico
- U-Pb (TIMS) en circones
- △ Edad depósito volcánico

- FUENTE DATEACIONES RADIOMÉTRICA**
- 1 Este trabajo en el contexto de la Carta Guayvita (Morandé et al., en edición)
- 2 Villeneuve et al., 2002
- MATERIAL FOSILIFERO**
- Invertebrados Marinos
- FUENTE DE LA INFORMACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA**
- 1 Este trabajo. Identificadas por Alfonso Rubilar R. (Informe Paleontológico No. 2013-04; SNGM1974 a 1976)

## Zonas Recorridas en Terreno



(Figura 8 cont.)

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

#### 3.2. Estratigrafía de la zona de estudio

##### 3.2.1. Estratos de Poroma (Paleozoico Superior)

Secuencia de areniscas cuarcíferas negro-rojizas intercaladas con niveles centimétricos de limolitas grises, que afloran inmediatamente al este de la localidad de Poroma (Figura 9). Fue descrita por primera vez por Fuenzalida (1972) y Sayés (1978), quienes mencionan la presencia de metamorfismo, y posteriormente enmendada por Harambour (1990).

Se reconocen únicamente dos afloramientos de esta unidad, ambos ubicados inmediatamente al este del pueblo Poroma, separados 200 m entre ellos por una zona cubierta por un deslizamiento. El afloramiento más occidental es el de mayor extensión, no obstante se encuentra muy alterado, posiblemente por la presencia del cuerpo intrusivo adyacente. Debido a esto, la descripción litológica de estas secuencias se basa en el afloramiento ubicado más al este.

El afloramiento oriental corresponde a una franja donde quedan expuestos alrededor de 40 m de espesor de la unidad. Allí subyace en discordancia erosiva y angular al Miembro B de la Formación Cerro Empexa, y su base y techo no se encuentran expuestos (Figura 9). Consiste en una intercalación de bancos centimétricos de limolitas micáceas, en general fisibles y de coloración grisácea, y areniscas cuarcíferas de color pardo rojizo en afloramiento y negro-rojizo en sus caras frescas, presentes en bancos centimétricos a métricos (Figura 9). En corte transparente los cristales de cuarzo (45%) se observan subredondeados a subangulosos. Se reconocen, a su vez, cristales de feldespatos potásicos (30%) subangulosos, fuertemente alterados a minerales de arcilla, fragmentos de rocas volcánicas subordinados y una matriz compuesta por mica blanca (sericita), minerales de arcilla y algunos óxidos de hierro. Los estratos están dispuestos con un manteo promedio de 50°E. Se reconocen calcos de carga y marcas de corriente (flautas) en las areniscas; estas últimas permiten inferir una dirección de aporte S45°E.

Las características de esta alternancia sugieren un origen asociado a corrientes de turbidez, siendo posible relacionar los niveles de arenisca y limolita a las divisiones Tb y Td de la serie de Bouma (1962), respectivamente. La presencia de calcos de carga y marcas de corriente es consistente con ello. La ausencia de niveles de tamaño de grano más grueso sugiere que se encontrarían en una posición posiblemente medial. Similarmente, Fuenzalida (1972) y Harambour (1990) atribuyen un carácter turbidítico a estas secuencias, a la vez que este último sugiere un aporte de fuentes cratónicas, lo cual es consistente con la mineralogía de las areniscas.

Una datación U-Pb en circones detríticos de una muestra de arenisca cuarcífera (GV0304) arrojó una edad de  $345 \pm 15$  Ma. Esta edad, que correspondería a una edad máxima de depósito, es más joven que la edad Devónico Superior propuesta por Harambour (1990) para la Formación Quebrada Aroma, que correlaciona con los Estratos de Poroma, pero es consistente con la edad propuesta por Bahlburg et al. (2009) para el reinicio de la subducción en el Carbonífero Inferior.



### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

Considerando las características litológicas y la edad de los Estratos de Poroma, junto con el contexto y edad de las unidades mencionadas por Bahlburg et al. (2009) y Morandé et al. (en edición), es posible correlacionar los Estratos de Poroma con las formaciones El Toco (Devónico Superior) y Las Tórtolas (Carbonífero Inferior), y con el Complejo Metaturbidítico Quebrada Aroma (Devónico Superior – Carbonífero Inferior).



**Figura 9:** Afloramiento más oriental de los Estratos de Poroma, en evidente discordancia erosiva y angular subyaciendo al Miembro B de la Formación Cerro Empexa.

#### 3.2.2. Formación Duplijsa (Caloviano –Titoniano Inferior)

Fue definida por Galli (1968), en la quebrada Juan de Morales, y en la zona de estudio aflora inmediatamente al este del pueblo Pachica, en las quebradas Tarapacá e Infiernillo. Consiste en una serie de rocas calcáreas bien estratificadas que conforman una columna de ~200 m de espesor. Esta columna es interrumpida en su parte media por un despegue de vergencia al este que superpone niveles de calizas de estratificación maciza sobre calcilutitas negro-grisáceas de estratificación más fina (Figura 10A). Harambour (1990) denominó este despegue como Falla Infiernillo.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

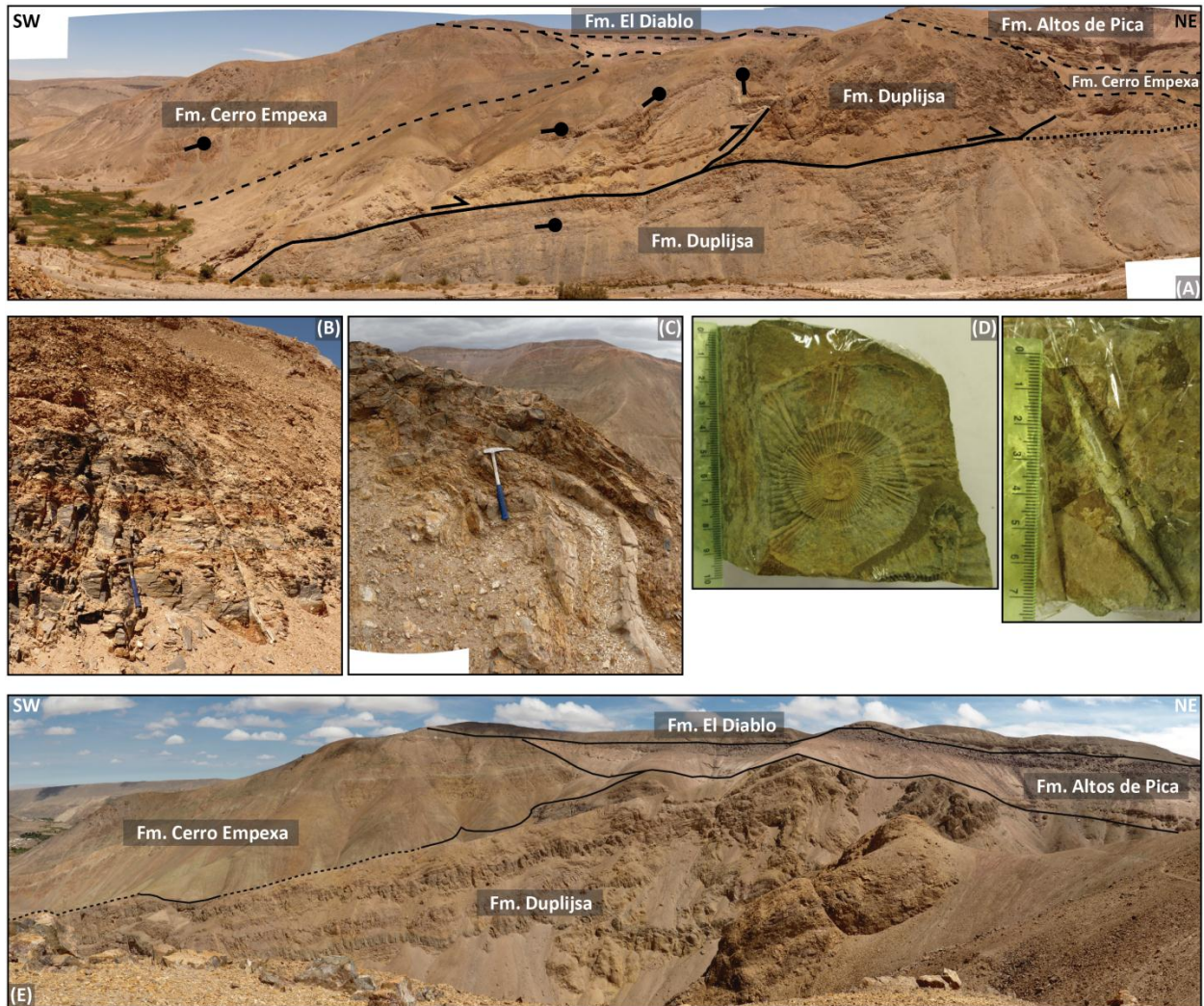
La base de esta unidad no está expuesta en la zona de estudio y hacia el techo se encuentra cubierta en discordancia erosiva por la Formación Altos de Pica. El miembro volcánico de la Formación Cerro Empexa también sobreyace a la Formación Duplijsa pero la relación de contacto varía según la zona donde sea este revisado. Al este de la Falla Infiernillo la relación de contacto es paraconcordante. Sobre el despegue, por su parte, el contacto es angularmente discordante en las zonas donde la Formación Duplijsa se encuentra más deformada, mientras que sobre el *flat* de la Falla Infiernillo, justo al este la zona anterior, el contacto es desde paraconcordante a levemente discordante angularmente. En su extremo oriental se encuentra en contacto por intrusión con un cuerpo plutónico del Cretácico Superior. No se conocen más afloramientos de esta unidad en la zona de estudio.

Las rocas de esta unidad que afloran en la quebrada Tarapacá fueron originalmente incluidas en la Formación El Tranque de Pérez (1972) y posteriormente definidas como Formación Infiernillo por Harambour (1990) debido a la diferencia en edad y facies respecto a las rocas ubicadas al oeste de Pachica. No obstante, la correlación que existe entre la Formación Infiernillo y la Formación Duplijsa, y la precedencia de este último nombre, sugieren denominar a estas rocas como Formación Duplijsa.

En la ladera sur de la quebrada Tarapacá (Figura 10A) afloran los niveles que se encuentran bajo la Falla Infiernillo, mientras que en la ladera norte quedan mejor expuestas las secuencias que sobreyacen dicha estructura. En la ladera sur, de base a techo, los estratos corresponden a intercalaciones decimétricas bien estratificadas de lutitas calcáreas grises, fisibles, con niveles centimétricos de arenisca calcárea fina de color pardo-amarilla (Figura 10B), que gradan a niveles más competentes de calizas macizas, pardas en afloramiento y negro-grisáceas en muestra fresca, dispuestas en bancos centimétricos a decimétricos, con intercalaciones centimétricas de lutita, para luego volver a gradar a niveles predominantemente de lutita calcárea. En estos últimos se hallaron restos fósiles de amonites y belemnites (Figura 10D). En la ladera norte, los estratos corresponden casi exclusivamente calizas macizas, de color amarillo-grisáceo en afloramiento y negro-azulado en muestra fresca, que se encuentran muy deformadas internamente (Figura 10C). En ellas se reconocen pliegues de limbos verticales, *duplexes* a escala métrica e imbricaciones menores en las trazas de los pliegues que Harambour (1990) describe como *out of syncline thrusts*.

La edad de la Formación Duplijsa ha sido constreñida por el registro fósil existente en ella. En la quebrada Juan de Morales, Galli (1968) encontró restos de *Rhynconella* sp., *Macrocephalites (kamptokephalites?)* sp., *Reineckeia?* Sp. y *Perhisphinctes (Arisphinctes?)*, los que le permiten concluir que la parte inferior de la secuencia sería de edad caloviana y la parte media y superior de edad oxfordiana. En la quebrada Tarapacá, por otro lado, Pérez (1972) asignó estas rocas al Oxfordiano a partir de *Perisphinctes (Arisphinctes)*. Asimismo, Espiñeira et al. (1984) documentan la presencia de *Macrocephalites (?)*, *Inoceramus Galoi*, *Perisphinctes*, *Perisphinctes Arisphinctes* y *Discosphinctes (?)* en la parte basal de la secuencia, los que son atribuidos al Caloviano - Oxfordiano. Harambour (1990) obtuvo muestras de *Perisphinctes* s.l. sp., que indicaría el Oxfordiano inferior y *Perisphinctes* indet. (*Idoceras?*), que indicaría el Oxfordiano superior.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 10:** Afloramientos y rocas de la Formación Duplijsa.

(A) Ladera norte de la quebrada Tarapacá, al oeste de Pachica, donde se observa la Formación Duplijsa, el despegue intraformacional que la afecta (Falla Infiernillo) y la deformación que afecta a las rocas ubicadas sobre la falla. (B) Afloramientos de lutitas calcáreas negro grisáceas, ladera sur de la quebrada Tarapacá. (C) Deformación interna en calizas ubicadas sobre la Falla Infiernillo. (D) Fósiles de amonite (izquierda; SNGM-1974a) y belemnite (derecha; SNGM-1975). (E) Deformación interna en las rocas ubicadas sobre la Falla Infiernillo, en la ladera norte de la quebrada Infiernillo.

En el presente trabajo se recolectaron restos fósiles de la zona basal de los afloramientos expuestos más al este, cuya identificación y edad fueron determinadas por Rubilar (2013). Dicho estudio permitió determinar que los restos colectados corresponden a *Subplanites* sp. (SNGM-1974a), *Hinolithes?* sp. (SNGM-1975) y *Liostrea aff. Boniae* (Sauvage y Rigaux; SNGM-1976) los que indican una edad indeterminada entre el lapso Kimmeridgiano Medio – Titoniano Inferior. Considerando esto y los trabajos anteriores, el intervalo de depósito de esta formación quedaría acotado entre el Caloviano y el Titoniano Inferior.

Considerando lo expuesto, se interpreta un ambiente de depósito marino somero, plataformal, con dominancia de niveles carbonáticos. Estos niveles se distribuyen entre aquellos desarrollados en una zona más profunda, donde se depositan las secuencia calcáreas basales, probablemente en

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

el quiebre entre la plataforma continental y el talud, y una zona más somera, donde es posible depositar las unidades estratigráficamente superiores. La Formación Duplijsa representaría el ambiente general, plataformar, dominante en el sector durante este periodo, en el cual se intercalan los depósitos arenosos turbidíticos que se incluyen en la Formación Copaquire, cuya edad es equivalente a la de la Formación Duplijsa.

#### 3.2.3. Formación Copaquire (Caloviano – Kimmeridgiano)

Aflora en los extremos occidental y oriental de la zona de estudio (Figura 8). En términos generales, está constituida por areniscas cuarcíferas de tamaño de grano variable, niveles de fangolita silíceas y lutitas, niveles de caliza ocasionales, intercalaciones de conglomerado brechoso y subordinados lentes de chert. Fue definida por García (1967) en la quebrada Guatacondo (Figura 3), donde, sin estar expuesta su base, alcanza un espesor de 650 m.

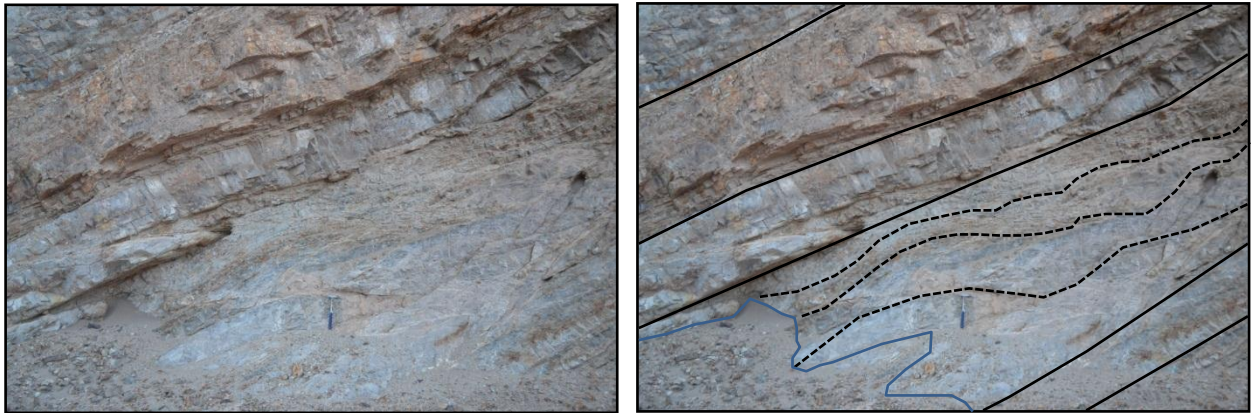
Los afloramientos que se consideran en este trabajo corresponden a aquellos denominados previamente como Formación El Tranque (Pérez, 1972; Harambour, 1990) y Formación Noasa (Harambour, 1990). Esta última fue incluida en las formaciones Chacarilla por Thomas (1967) y Cauquima por Sayés (1978). En el presente trabajo, se denomina Formación Copaquire debido a sus características litoestratigráficas y a la continuidad con afloramientos asignados a la misma formación descritos más al sur (v.g. Blanco et al., 2012).

Al oeste del pueblo Pachica (Figura 12A) se exponen alrededor de 170 m de una secuencia bien estratificada compuesta por bancos centimétricos a métricos de areniscas finas a medias, en general cuarcíferas, cuya coloración es variada –verde, gris, negro y pardo-rojizo–, intercaladas con paquetes hasta métricos de limolitas negras, finamente laminadas, presentes en bancos no mayores a 30 cm, y niveles de caliza y fangolita ocasionales. Algunas areniscas presentan estratificación cruzada y ondulitas. Existen también niveles de arenisca calcárea con presencia de restos fósiles indeterminables (Figura 12B), aparentemente correspondientes a bivalvos. La secuencia se caracteriza, además, por presentar niveles de *slumpings* ocasionales (Figura 11). Petrográficamente las areniscas corresponden a wackas cuarcíferas, caracterizadas por ser monomíticas, bien seleccionadas y presentar abundantes cristales anhedrales de cuarzo (80%) inmersos en una matriz (20%) de sericita, arcillas y óxidos de hierro.

La presencia dominante de areniscas cuarcíferas, junto con la aparición de niveles de calcáreos y las estructuras sedimentarias reconocidas, sugiere un origen marino somero para estos niveles. En particular, estarían vinculados al desarrollo de deltas, posiblemente representando alternancias entre depósitos del frente del delta y del prodelta (considerando la descripción para este tipo de ambientes realizada por Nichols (2009). El abandono de los lóbulos deltaicos permitiría depositar calizas y limolitas sobre las secuencias preexistentes, hasta que un nuevo lóbulo se desarrolle en el aquel sector. Lateralmente, los lóbulos deltaicos engranarían con las secuencias carbonatadas que componen la Formación Duplijsa dada su proximidad y correlación cronoestratigráfica. Por lo demás, es común el desarrollo de *slumpings* y fallas normales durante el proceso de formación de los lóbulos deltaicos.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

En este sector, la base de la Formación Copaquire no se encuentra expuesta mientras que hacia el techo las rocas volcánicas de la Formación Cerro Empexa la sobreyacen en discordancia angular, muy evidente al oeste donde el manteo de la primera, al encontrarse en uno de los limbos de un pliegue anticlinal (Anticlinal Chilispaya), alcanza los  $60^{\circ}W$  (Figura 12C y D). Un poco más al este, sobre la charnela del anticlinal (Figura 12A), el contacto con las unidades antes mencionadas es paraconcordante. Inmediatamente al este de este anticlinal, la Formación Copaquire se encuentra en contacto por falla (Falla Quicane) cabalgando a la Formación Cerro Empexa. Además del pliegue monoclinal que es observado en la ladera sur y del par anticlinal-sinclinal que se reconoce en la ladera norte, la Formación Copaquire se encuentra muy deformada internamente en el núcleo del anticlinal Chilispaya (Figura 12E).

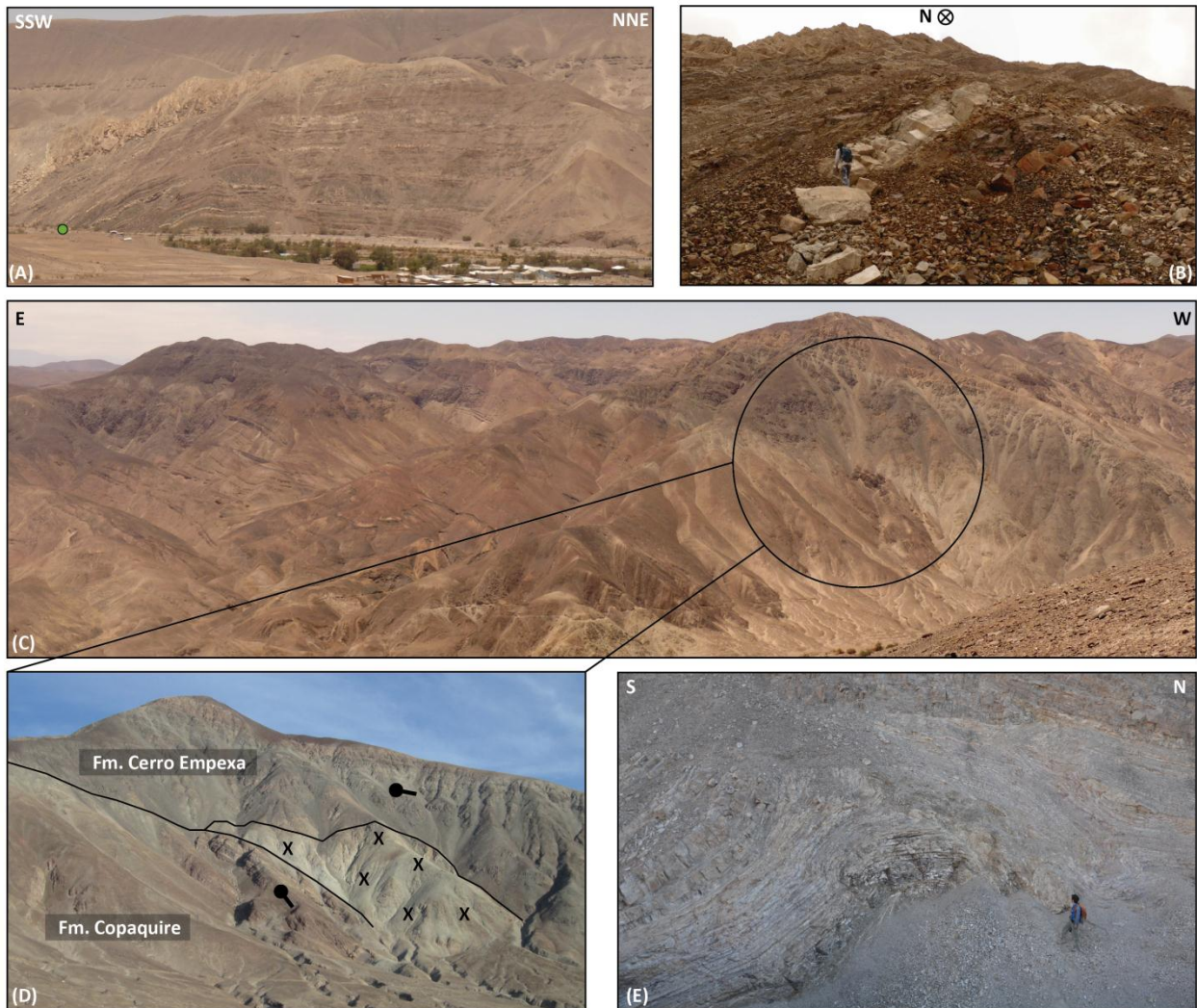


**Figura 11:** Niveles de slumpings en la Formación Copaquire. Fotografía tomada en la ladera sur de la quebrada de Tarapacá, inmediatamente al oeste de Pachica.

En la zona oriental del área de estudio, en la quebrada de Pillani al este del sector de Collarapo, se encuentran los afloramientos más orientales de esta unidad (Figura 13). Allí, su distribución es mucho más amplia respecto a su exposición occidental, reconociéndose una franja de extensión kilométrica y orientación aproximadamente N-S que aflora entre las quebradas Noasa y Laguani. Allí, las rocas se disponen formando un sinclinal cuyo limbo occidental posee un manteo de  $\sim 80^{\circ}E$ .

Las rocas observadas en este sector consisten en alternancias grano crecientes-decrecientes de areniscas cuarcíferas, medias a gruesas, que gradan a areniscas conglomerádicas y conglomerados brechosos, para posteriormente disminuir el tamaño de grano, pasando a areniscas conglomerádicas, areniscas cuarcíferas medias a finas, y niveles de fangolita morada de espesor variable, entre centimétrico y métrico. Se reconocen intercalaciones de chert, de espesor centimétrico, el cual está también presente como clastos en las areniscas conglomerádicas. Los niveles de fangolita suelen dominar hacia la base de la secuencia, mientras que hacia el techo son dominantes los niveles de grano más grueso. Los conglomerados brechosos poseen una matriz principalmente de arena gruesa, varían entre matriz y clasto soportados, y ocasionalmente poseen clastos redondeados a angulosos de arenisca blanquecina y son interrumpidos por lentes de arenisca. Las areniscas, por otro lado, se caracterizan por presentar estratificación planar y lentes centimétricos de fango y chert en artesa, y en ocasiones se encuentran silicificadas.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 12:** Afloramientos occidentales de la Formación Copaquire, en las cercanías del pueblo Pachica. (A) Anticlinal de Chilispaya formado en los estratos de la Formación Copaquire, en la ladera norte de la Quebrada de Tarapacá, frente al pueblo Pachica. El punto de color verde señala la ubicación de (B), donde se reconoce un nivel métrico de arenisca calcárea fina, de color blanco, que posee restos orgánicos aparentemente de bivalvos. (C) Formación Copaquire en la ladera sur de la quebrada Tarapacá, vista hacia el sur. Al oeste, donde el manto es de alto ángulo, subyace discordantemente a la Formación Cerro Empexa, mientras que al este el contacto es paraconcordante. (D) Acercamiento a discordancia angular entre la Formación Cerro Empexa y la Formación Copaquire. (E) Deformación interna en la Formación Copaquire en el eje del anticlinal Chilispaya, ladera sur de la quebrada Tarapacá.

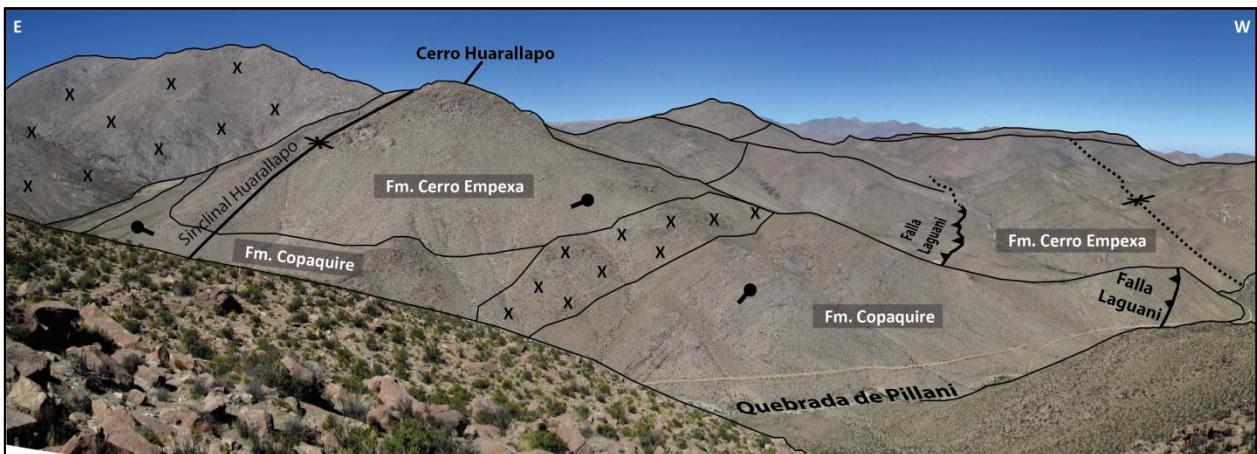
Petrográficamente, en corte transparente, corresponden a grauwacas feldespáticas de grano fino con importante presencia de cristales de cuarzo, y grauwacas líticas con clastos subangulosos a subredondeados de rocas andesíticas, intrusivos granodioríticos y anortosíticos, y ocasionalmente rocas metamórficas ricas en cuarzo y feldespato, de hasta 1-2 cm. Se reconocen, también, arenitas líticas, areniscas cuarcíferas y litarenitas, además de una meta-subarcosa y una meta-arenisca clasificada como *hornfel* granoblástico de estauroлита y andalucita, ambas ubicadas en las cercanías del intrusivo Alantaya.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

Alternancias grano crecientes-decrecientes como las descritas son comunes en ambientes deltaicos, lo cual es consistente también con la litología y el progresivo aumento en el tamaño de grano hacia el techo de estas secuencias. En particular, deltas de tamaño de grano grueso se suelen asociar a la progradación de abanicos deltaicos desarrollados en zonas adyacentes a relieves pronunciados, por ejemplo en márgenes de cuencas de rift (Nichols, G., 2009).

Dada su composición, la proveniencia de las areniscas podría estar asociada a la erosión de sedimentos ricos en cuarzo, rocas volcánicas ácidas o rocas cratónicas. En ese sentido, los líticos presentes en las grauvacas líticas sugieren que el cuarzo podría provenir de cuerpos intrusivos y/o de rocas metamórficas. Por su parte, se suele encontrar chert en abundancia en sedimentos provenientes de orógenos reciclados (Boggs, 2006; de acuerdo con la clasificación de Dickinson et al., 1983). Considerando lo anterior, es posible que la principal fuente de aporte corresponda a rocas del basamento que habrían estado expuestas y, posiblemente, en una ubicación cercana a los depósitos.

La base de la Formación Copaquire tampoco aflora en este sector, mientras que hacia el techo el contacto varía según la localidad: al este del sector de Collarapo está cubierta en discordancia erosiva por el Miembro D de la Formación Cerro Empexa, formando ambas un sinclinal, mientras que, un poco más al oeste, el contacto entre estas unidades es por falla inversa (Figura 13). Al sur del área de estudio, aguas arriba de la localidad de Noasa (Figura 4), Harambour (1990) reconoce al Miembro C de la Formación Cerro Empexa (Miembro superior Formación Quebrada Coscaya, *sensu* Harambour, 1990) cubriendo concordantemente y en contacto transgresivo a la Formación Copaquire (Formación Noasa, *sensu* Harambour, 1990). La observa, además, intruida por cuerpos de edad eocena. En la zona de estudio, en efecto, la franja intrusiva del Eoceno Superior intruye a la Formación Copaquire en su exposición más oriental, generando metamorfismo de contacto.



**Figura 13:** Exposición más oriental de la Formación Copaquire, en el sector de Collarapo.

En la zona central de la figura la Formación Copaquire subyace en discordancia al Miembro D de la Formación Cerro Empexa, donde ambas forman un pliegue sinclinal. Al este, se encuentra en contacto por intrusión con un gran cuerpo intrusivo del Eoceno superior, mientras que al oeste está en contacto por falla inversa con el Miembro D. La base de la Formación Copaquire se encuentra cubierta.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

En la quebrada Guatacondo, García (1967) le asigna una edad Jurásico Superior a esta formación debido a su paso transicional hacia la Formación Aquino, del Oxfordiano. Blanco et al. (2012), por su parte, reconocen *Perisphinctes (Dichotomoceras) aff. andium* (Steinmann) en la naciente de la quebrada Guatacondo, que indican el Oxfordiano superior. En los afloramientos más occidentales, Pérez (1972) menciona la presencia de fauna del Caloviano. Por su parte, Harambour (1990) reconoce fragmentos de pelecípodos y fauna fragmentaria correspondiente a *Pseudolimea sp.*, *Gryphaea (?) sp.*, *Astarte sp.* y *Equinoidea indet.*. Esta fauna es característica del Jurásico Superior, no obstante algunos especímenes podrían extenderse hasta el Cretácico Inferior.

Una muestra obtenida en las cercanías de Pachica, correspondiente a una wacka cuarcífera (GV0703), y otra obtenida en el sector oriental, correspondiente a una cuarzoarenita (GV0606), arrojaron edades U-Pb en circones detríticos de  $154 \pm 3,2$  Ma y  $260 \pm 24$  Ma, respectivamente. Ellas corresponderían a edades máximas de depósito que, sumado a lo descrito previamente, acota la edad la Formación Copaquire al rango Caloviano – Kimmeridgiano, o incluso hasta el Cretácico Inferior.

A grandes rasgos, por lo tanto, se puede inferir un ambiente carbonático general para este periodo, el cual es interrumpido por depósitos deltaicos representados en la Formación Copaquire. Los lóbulos deltáicos engranarían lateralmente con los depósitos carbonáticos adyacentes de la Formación Duplijsa.

La ausencia de afloramientos de la Formación Copaquire en la zona central podría explicarse por la presencia de un relieve relativamente más alto en esa zona, el cual impediría transportar circones más jóvenes hacia el este desde las zonas occidentales. La ausencia de circones más jóvenes en la muestra obtenida al este es consistente con lo anterior. Las rocas orientales, por lo tanto, tendrían únicamente al basamento como fuente de aporte, mientras que la fuente de aporte de los afloramientos occidentales habría correspondido al basamento, por el este, y a las rocas del arco volcánico de aquel entonces, por el oeste. En efecto, la muestra occidental presente una población no menor de circones detríticos de entre 240 y 280 Ma (**Error! No se encuentra el rigen de la referencia.** en Anexo I; muestra GV0703).

#### 3.2.4. Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior)

Fue mencionada por primera vez por **Galli (1957)** y definida formalmente por **Galli y Dingman (1962)** al sur de la zona de estudio, en las cercanías de la localidad de Chacarilla, como una serie sedimentaria y volcánica de 600 m de espesor, subdividida en un miembro inferior sedimentario, compuesto por brechas y conglomerados gris-rojizos; un miembro medio, constituido por areniscas finas y fangolitas rojo-grisáceas, y un miembro superior volcano-sedimentario, compuesto por traquitas grises con intercalaciones de brechas volcánicas. Asimismo, en el cuadrángulo Mamiña, **Thomas (1967)** la define como una secuencia continental formada por un miembro inferior compuesto por alternancias rojizas de aglomerados, conglomerados, areniscas y lutitas, y uno superior constituido por andesitas, tobas andesíticas y algunos bancos verdosos de conglomerados andesíticos y areniscas tobáceas. En el cuadrángulo



### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

Juan de Morales, **Galli (1968)** la define como una secuencia principalmente volcánica compuesta por andesitas, traquitas, latitas, ‘granófiros’, brechas, tobas andesíticas y conglomerados continentales, cuyo espesor mínimo es de 250 m en las cercanías del cerro Violeta. **Blanco et al. (2012)** reconocen esta unidad en la Carta Mamiña (Figura 4) y en la Carta Guatacondo, donde la definen como una unidad volcánica y sedimentaria continental que puede ser subdividida en facies: conglomerádica, arenosa, volcánica y tobácea. A su vez, Pinto (1999), Calisto (2013) y Riquelme (2015) la describen al norte del área de estudio, en el área de Camiña.

En la zona de estudio, la Formación Cerro Empexa ha sido correlacionada con la **Formación Guaviña** (Pérez, 1972; Sayés, 1978), en los cuadrángulos Mocha (cuadrángulo Pachica, *sensu* Pérez, 1972) y Guaviña; la **Formación Luja** (Sayés, 1978), en el cuadrángulo Guaviña; la **Formación Pachica** (Pérez, 1972), en el cuadrángulo Mocha, y la **Formación Chusmiza** (Harambour, 1990), en los cuadrángulos Guaviña y Chiapa (cuadrángulos en Figura 4). Harambour (1990) evita correlacionar la **Formación Panjuacha** (Cretácico Superior) con la Formación Cerro Empexa ya que parte de las rocas que Thomas (1967) atribuyó a esta última fueron reasignadas por Harambour (1990) al Miembro Inferior de la **Formación Quebrada Coscaya**, a la que otorga una edad jurásica. En el presente trabajo se optó por utilizar el nombre **Formación Cerro Empexa** debido a la correlación litoestratigráfica y cronoestratigráfica que presentan con las secuencias definidas en la localidad tipo.

En la zona de estudio, las rocas que se asignan a la Formación Cerro Empexa conforman los afloramientos mesozoicos de mayor extensión, estando expuestas a lo largo de las quebradas de Tarapacá y de Coscaya (Figura 8). En la primera se reconoce esta unidad en los alrededores de los pueblos (1) Pachica, entre los cuerpos intrusivos del Cretácico Superior que afloran al este y oeste de dicha localidad; (2) Laonzana, entre la franja de intrusivos del Cretácico Superior y la del Cretácico superior - Paleoceno; y (3) Guaviña y Sibaya, desde la franja del Cretácico Superior – Paleoceno hacia el este, y hasta el sector al este de Paguanta. En la quebrada de Coscaya, por otro lado, aflora prácticamente de forma continua desde el contacto con la franja de intrusivos expuestos en las cercanías de Mocha hasta la franja de intrusivos más oriental. También se reconoce esta unidad en las quebradas Ocharaza y Pillani, y en otras afluentes.

A diferencia de otras localidades, en esta región es posible definir cuatro sub-unidades para esta formación. Ellas se subdividen en un miembro inferior volcánico –el Miembro A– y tres miembros de carácter volcanosedimentario –B, C y D–. Los miembros A y B son coetáneos, mientras que los miembros B, C y D son consecutivamente más jóvenes. En términos generales, el miembro volcánico se compone de lavas andesíticas, dacíticas y riolíticas intercaladas ocasionalmente con niveles de conglomerado y areniscas. Desde el Miembro B al Miembro D, por su parte, la secuencia consiste en (1) aglomerados y conglomerados arenosos matriz soportado, con clastos principalmente volcánicos, dispuestos en bancos pobremente estratificados que presentan intercalaciones subordinadas de areniscas finas a medias y niveles centimétricos de limolitas, que yacen discordantes bajo (2) intercalaciones decimétricas a métricas de areniscas verdes y fangolitas moradas, en proporciones variables, y niveles ocasionales de conglomerados brechosos arenosos polimícticos, cuya importancia aumenta hacia el techo, encontrándose esto en contacto gradual a discordante bajo (3) niveles de areniscas y conglomerados volcanoclásticos con algunos intercalaciones de lavas, areniscas tobáceas y tobas.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

Se reconocen, además, numerosos pliegues y fallas que dan cuenta del desarrollo de diversos eventos de deformación, de magnitud y estilo variables, observándose también eventos más jóvenes sobreimpuestos a otros de mayor antigüedad.

Debido a las características distintivas de cada sub-unidad, específicamente en relación a los ambientes de depósito, fuentes de aporte y estilo de deformación, y a la definición de éstos en trabajos anteriores como unidades formacionales aisladas, es conveniente describirlos por separado.

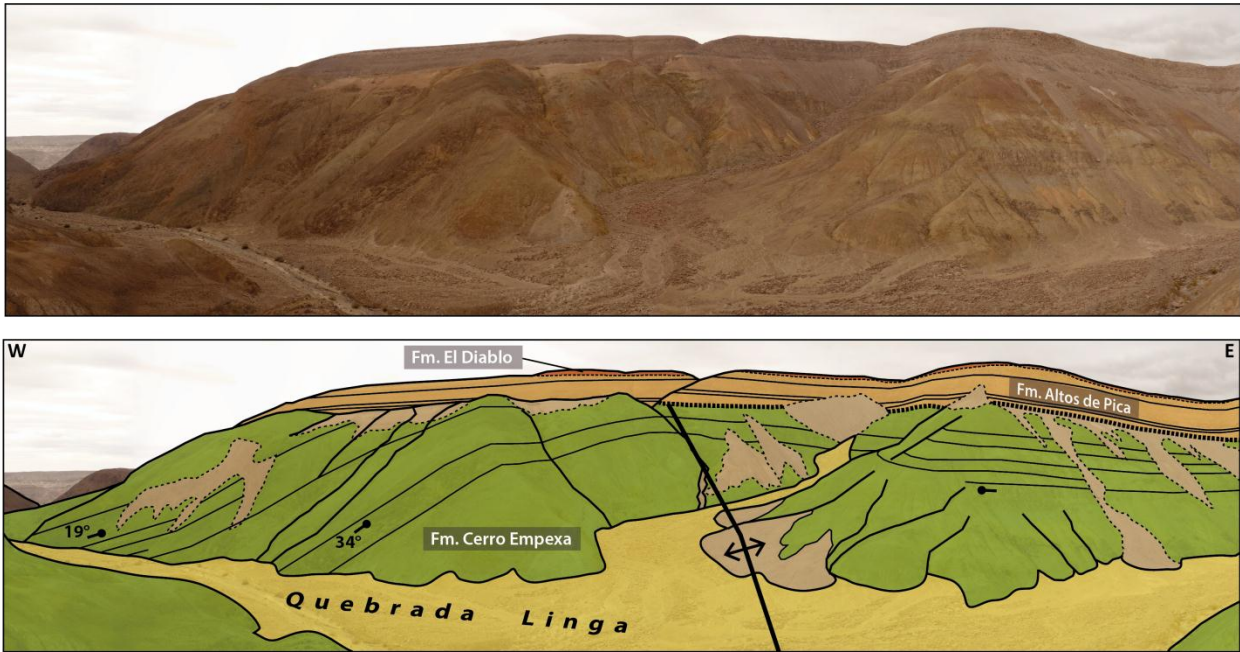
#### 3.2.4.1. Miembro A – volcánico

Corresponde al miembro basal de la Formación Cerro Empexa. Se dispone en discordancia angular y erosiva sobre las formaciones Copaquire (Figura 12D) y Duplijsa (Figura 10A y E), subyace de igual forma a la Formación Altos de Pica y se interdigita con el Miembro B. Consiste en una secuencia continental compuesta casi exclusivamente por rocas volcánicas que afloran en el sector occidental de la zona de estudio, en las cercanías de la localidad de Pachica. Los afloramientos asignados a esta unidad fueron descritos por primera vez por Pérez (1972), quien definió la Formación Pachica como una secuencia volcánica constituida por un miembro basal, suavemente plegado, depositado en discordancia sobre un miembro superior subhorizontal. Posteriormente, Harambour (1990) incluyó estas rocas en la **Formación Panjuacha**, la que describe como una secuencia de 300 metros de dacitas, riolitas, andesitas, conglomerados y areniscas.

Las observaciones realizadas en el presente trabajo permiten describirlo como una sucesión de no más de 300 m de espesor compuesta principalmente por lavas y tobas, y ocasionales niveles sedimentarios. Las lavas corresponden a niveles de andesita porfírica de color negro-rojizo, con fenocristales de plagioclasa subhedrales a euhedrales inmersos en una masa fundamental vítrea; andesita de anfíbola de color negro y grano fino, andesita con líticos de hasta 2-3 cm de otras rocas volcánicas vitrofíricas, y niveles menores de dacita de anfíbola porfírica, con contenido líticos volcánicos. Los niveles tobáceos se reconocen hacia el techo de la secuencia y corresponden a tobas vítreas soldadas de color pardo-rojizo compuestas por abundantes cristales de plagioclasa, ocasionales líticos de color negro y *fiammes* negras centimétricas. Algunos niveles de arenisca de color negro, grano fino y con rasgos de silicificación, interrumpen la secuencia.

En esta unidad se desarrollan pliegues anticlinales y sinclinales en sintonía con el plegamiento de primer orden reconocido en las unidades jurásicas, particularmente en las quebradas Tarapacá (Figura 10A) y Linga (Figura 14). A su vez, su espesor aumenta considerablemente en los pliegues sinclinales, lo que sugiere que su depósito sería sintectónico al desarrollo del plegamiento. No fue posible determinar una edad absoluta para estas rocas, no obstante su relación de contacto con el Miembro B permite inferir una edad de depósito equivalente para ambas sub-unidades, y no puede ser más joven que la franja de intrusivos más occidental.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 14:** Pliegue anticlinal desarrollado en el Miembro A de la Formación Cerro Empexa, en la Qda. Linga. Allí subyace en discordancia a la Formación Altos de Pica que, a su vez, subyace a la Formación El Diablo. La disposición de los limbos sugiere que el pliegue estaría asociado a una estructura vergente al oeste. Notar que en la figura se observa la fotografía original en la parte superior y las observaciones realizadas en la parte inferior.

#### 3.2.4.2. Miembro B – volcanoclástico

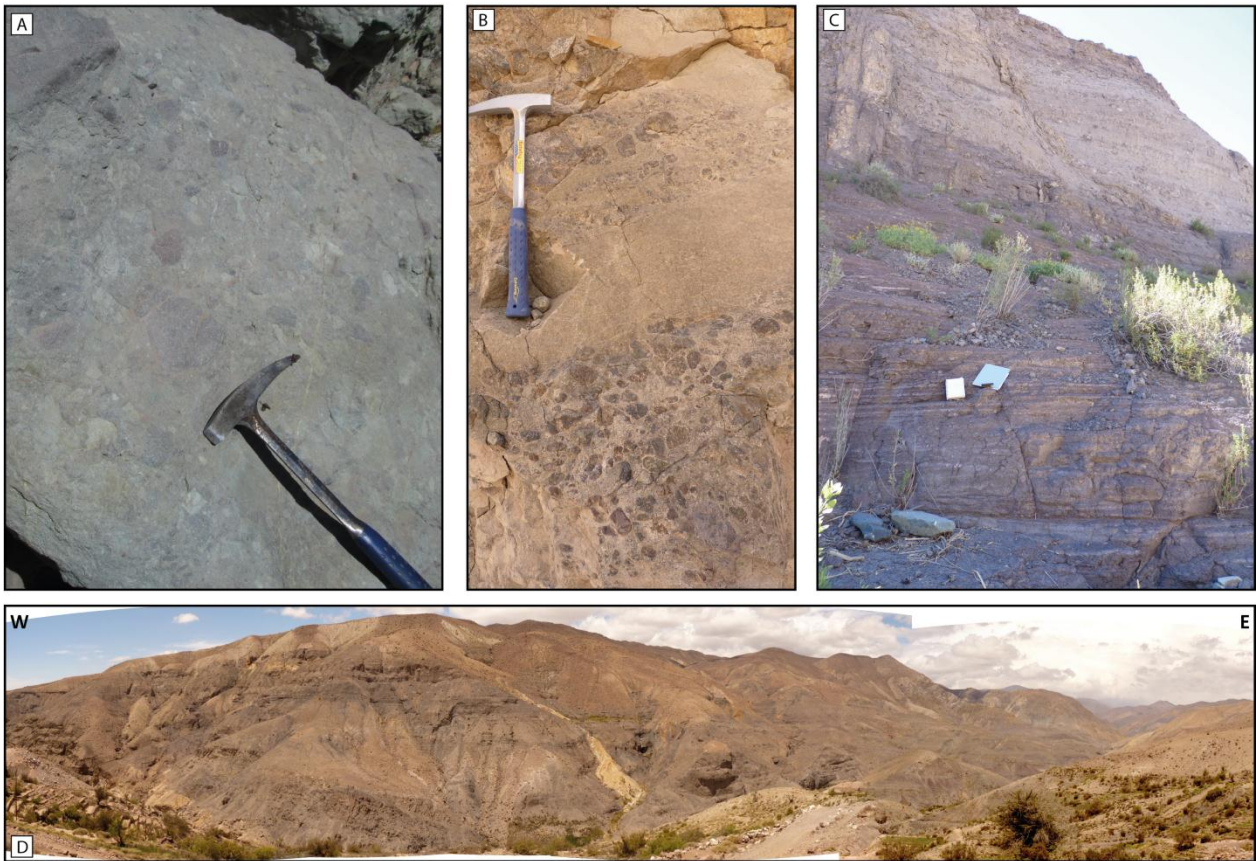
Aflora en la quebrada Tarapacá al este de Laonzana, entre el intrusivo Cerrillos y la franja de intrusivos de Cretácico superior – Paleoceno, y al este de Mocha, en las quebradas Tarapacá y Coscaya, entre los cuerpos intrusivos circundantes a dicha localidad y la franja de intrusivos del Eoceno Medio. Tanto Pérez (1972) como Sayés (1978) asignaron las rocas pertenecientes a este miembro a la Formación Guaviña, del Cretácico, en sus respectivas zonas de estudio. Posteriormente, Harambour (1990) las reasignó al miembro inferior de la Formación Quebrada Coscaya y les atribuyó una edad jurásica.

Su base aflora entre los pueblos de Poroma y Coscaya, donde se encuentra en contacto discordante con los Estratos de Poroma, sobre los cuales se desarrolla un paleorelieve (Figura 9). Por su parte, inmediatamente al este de Guaviña se reconoce su techo, donde está en contacto erosivo con el Miembro C. También lo sobreyacen en paraconcordancia la Formación Altos de Pica y las rocas volcánicas mio-pliocenas del extremo oriental. En las cercanías de Laonzana, engrana lateralmente con las rocas volcánicas del Miembro A. Asimismo, es intruido por los cuerpos del Cretácico Superior y del Cretácico-Paleoceno Inferior en el sector occidental del área de estudio, y del Eoceno Medio en el sector oriental.

En términos generales, está constituido por conglomerados arenosos matriz soportados, pobremente estratificados, mal seleccionados, con presencia de clastos predominantemente volcánicos, desde sub-angulosos a sub-redondeados, que alcanzan tamaños por sobre los 20 cm y que corresponden principalmente a andesitas (Figura 15A), y ocasionalmente clastos

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

sedimentarios y cuarzo-graníticos. Estas secuencias se intercalan con niveles de arenisca fina a media, de color verde, gris y pardo-rojizo, que en ocasiones presentan estratificación marcada (Figura 15C), mientras que en otras la transición hacia los niveles conglomerádicos es continua, sin observarse estratificación (Figura 15B). Niveles de limolita muy ocasionales separan zonas conglomerádicas de niveles arenosos, observándose además estructuras de carga en ellos. Los niveles de arenisca y conglomerados con clastos de menor tamaño son más abundantes y potentes conforme se está más hacia el este en la zona de estudio.



**Figura 15:** Afloramientos del miembro volcanoclástico de la Formación Cerro Empexa.

(A) Conglomerados mal seleccionados, sin estratificación, subredondeados, presentes en el sector de Laonzana. (B) Secuencia no estratificada de areniscas que gradan a conglomerados. En el techo de cada nivel conglomerádico, niveles milimétricos de fangolita interrumpen la secuencia y dan paso nuevamente a areniscas. La matriz de los conglomerados es la misma arenisca. (C) Afloramientos bien estratificados de arenisca con intercalaciones de arenisca conglomerádica en el sector al este de Poroma. Las secuencias blanquecinas que se observan hacia el techo corresponden a conglomerados gruesos pobremente estratificados. (D) Vista panorámica hacia la charnela del Anticlinal de Sibaya, en la quebrada de Coscaya, donde aflora una potente columna del Miembro B de la Formación Cerro Empexa. Un dique de color amarillo lo intruye y es sobreyacido por la Formación Altos de Pica (estratos de coloración café en el techo).

En el sector de Poroma, la base del Miembro B corresponde a un potente nivel no estratificado de conglomerado brechoso, de color gris-verdoso, polimíctico y mal seleccionado, que sobreyace a los Estratos de Poroma (Figura 9). Está constituido por clastos volcánicos de coloración verde-grisácea y gris blanquecina correspondientes a lavas andesíticas, en general vitrofíricas, de tamaños que alcanzan los 15 cm, y por clastos sedimentarios café rojizos correspondientes a

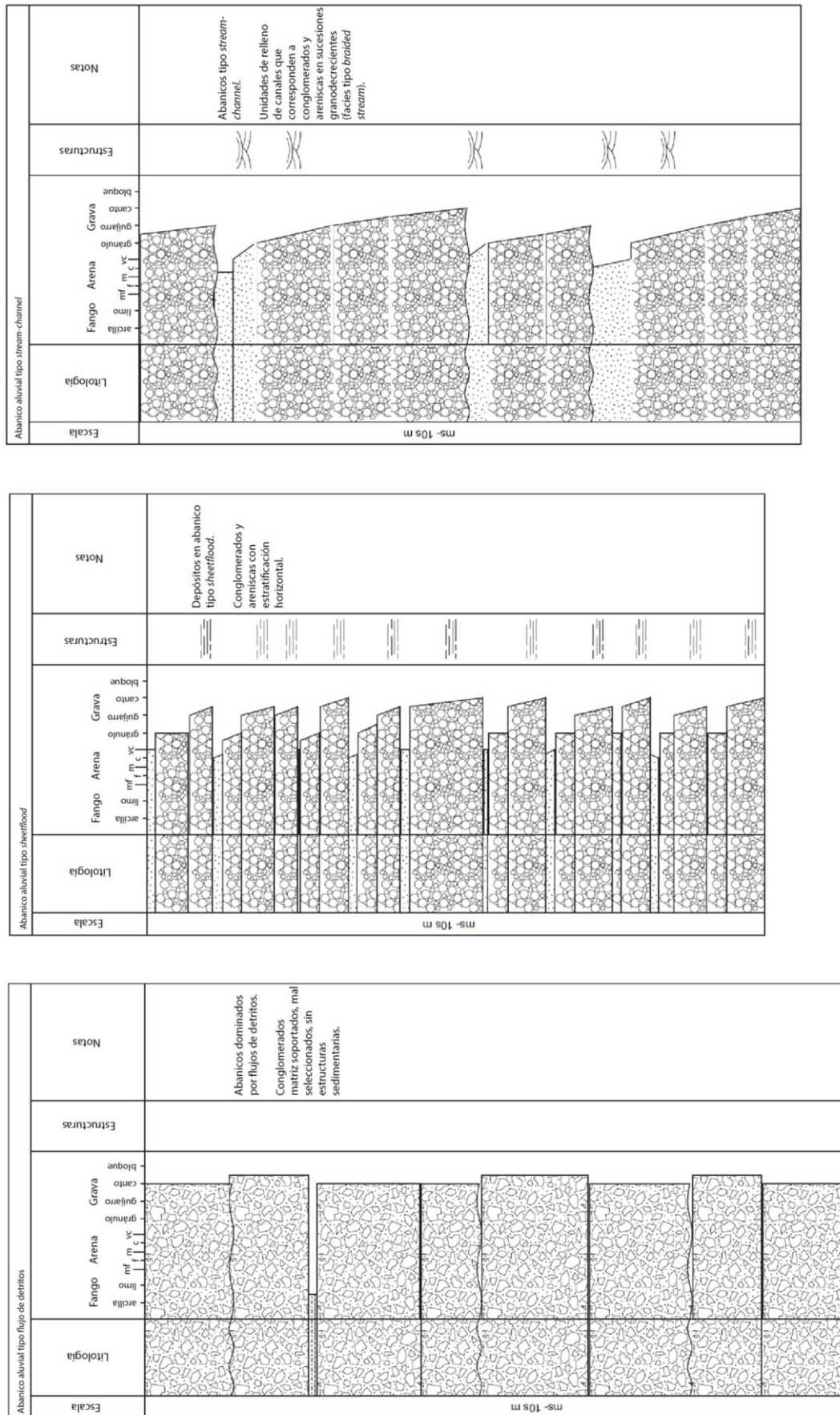
### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

areniscas. La matriz es verde-grisácea, fina a media, y en muestra de mano parece estar compuesta casi exclusivamente por cristales de plagioclasa. En corte transparente, sin embargo, se observa una mineralogía en la que abundan los cristales de cuarzo, presentando, además, fragmentos de rocas porfíricas ricas en plagioclasa, cuarzoarenitas, wackas cuarcíferas y, subordinadamente, limolitas laminadas. Sobre este nivel se observan aproximadamente 30 m de un aglomerado rojizo con algunas intercalaciones centimétricas de arenisca gris. Hacia el techo, en esta misma localidad, aumenta el grado de estratificación de las secuencias, observándose mayor número de niveles de areniscas (Figura 15C), no obstante los niveles conglomerádicos no estratificados siguen siendo dominantes.

El carácter volcanoclástico de este miembro y el aumento en el tamaño de los clastos hacia el oeste, además de la ubicación y litología del Miembro A, sugiere fuertemente la presencia de un arco volcánico ubicado al oeste de la zona de estudio, el cual habría sido la fuente de aporte del Miembro B y, a su vez, el que habría originado las rocas del Miembro A. El Miembro B, en ese sentido, representaría facies aluviales generadas por la erosión de este arco volcánico. Esto es consistente con las características de los conglomerados observados al este de Laonzana, en particular su mala selección y ausencia de estratificación, pudiendo estar asociados a flujos de detritos proximales (Figura 16). Al alejarse de la fuente de aporte, hacia el este, el tamaño de grano y porcentaje de clastos disminuye, lo que es normal que ocurra al alejarse de la cabecera de los abanicos. Los niveles bien estratificados que se observan hacia el este podrían corresponder a abanicos aluviales tipo *sheetflood* (Figura 16), los que se caracterizan por un mayor contenido de agua y se extienden por una distancia mayor. Por otro lado, las secuencias granodecrecientes reconocidas al este de Poroma podrían corresponder a depósitos tipo *stream-channel* (Figura 16), no obstante la presencia de niveles de fango y estructuras de carga en ellos sugiere la interacción con otro ambiente. En ese sentido, el desarrollo de sistemas fluviales o lacustres podría explicar la presencia de estos niveles de grano muy fino, pero también podrían estar asociados a la menor energía de los depósitos formados en el pie de los abanicos. En caso de interactuar con facies lacustres, los depósitos de ese sector podrían corresponder a abanicos submarinos, lo que explicaría el carácter agradacional de las secuencias. La abundante presencia de cristales de cuarzo y wackas cuarcíferas en los niveles basales dispuestos sobre los Estratos de Poroma permite suponer que la erosión de éstos últimos también sirvió como fuente de aporte para el desarrollo del Miembro B en el sector oriental.

La edad de estos depósitos puede ser acotada por su relación de contacto con las unidades adyacentes y por los cuerpos ígneos que la intruyen. En ese sentido, no puede ser de mayor edad que la Formación Duplijsa (Titoniano inferior) ni más joven que las rocas volcánicas de la Formación Icanche, del Eoceno. En una muestra del Intrusivo Cerrilos (GV0103), cuerpo plutónico ubicado justo al oeste de Laonzana que intruye a la Formación Cerro Empexa, se obtuvo una edad de emplazamiento de  $74,53 \pm 0,68$  Ma (U-Pb LA-ICP-MS en circones). Por otro lado, una muestra del Miembro B del núcleo del Anticlinal de Sibaya arrojó una edad máxima de depósito de  $82,0 \pm 1,3$  Ma (U-Pb LA-ICP-MS en circones; GV0632). Con esto, la edad del Miembro B queda restringida al Campaniano.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



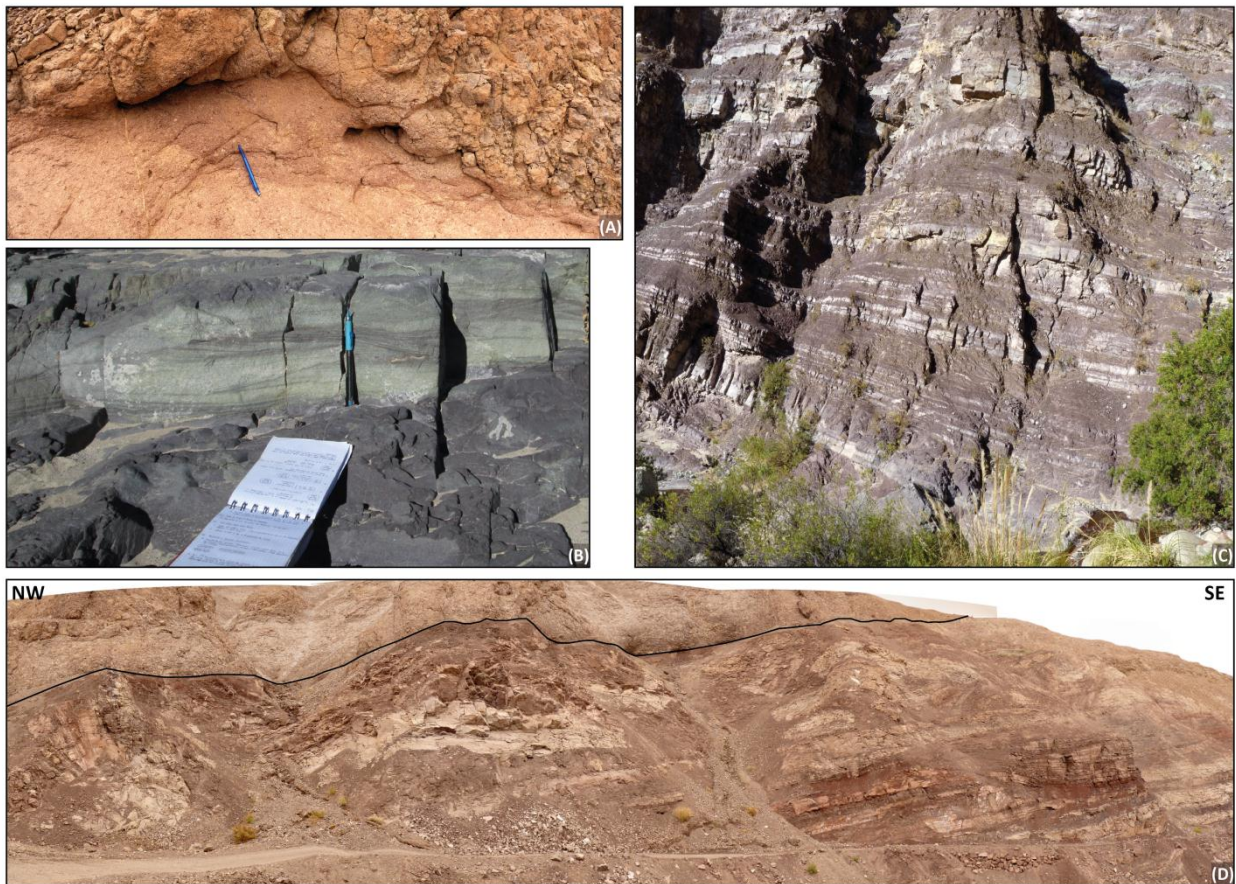
**Figura 16:** Columnas estratigráficas esquemáticas de depósitos de abanicos aluviales tipo flujo de detritos, *sheetflood* y *stream-channel*. Modificado de Nichols, G. (2009)

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

#### 3.2.4.3. Miembro C – arenoso

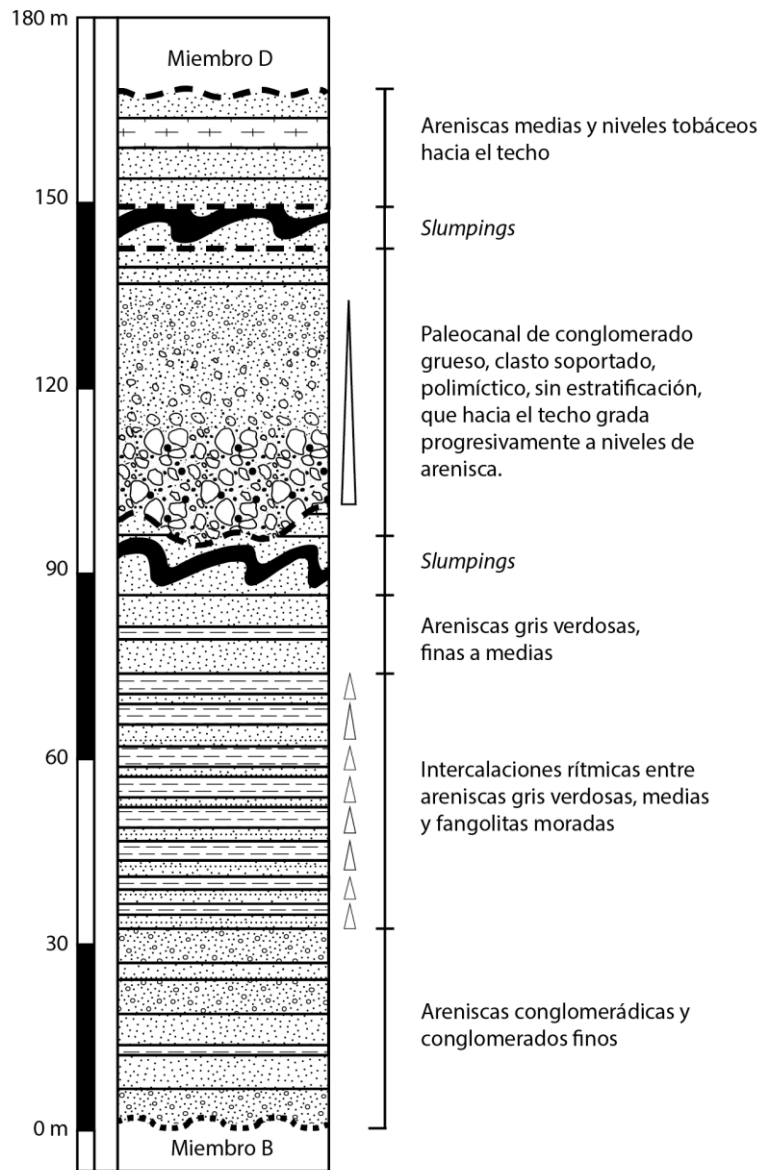
Aflora en la mitad oriental de la zona de estudio, particularmente en las cercanías de Guaviña y al este de Sibaya y Coscaya. Las rocas que afloran en el sector de Guaviña fueron asignadas por Sayés (1978) a la Formación Guaviña, mientras que aquellas que afloran más al este fueron consideradas por el mismo autor como rocas de edad jurásica, considerándolas dentro de la Formación Cauquima. Harambour (1990), por su parte, incorporó todos estos afloramientos en el miembro superior de la Formación Quebrada Coscaya, otorgándoles también una edad jurásica.

Esta subunidad sobreyace en discordancia erosiva al Miembro B y al Miembro D, y se encuentra en contacto por falla con ambos miembros. En el sector de Guaviña se observa intruida por diques, mientras que al este de Sibaya los cuerpos de la franja del Eoceno Inferior la intruyen y deforman localmente. De acuerdo con las observaciones realizadas en el presente trabajo, junto con lo señalado previamente por otros autores, el espesor de esta unidad no superaría los 250 m.



**Figura 17:** Imágenes de afloramientos del Miembro C de la Formación Cerro Empexa.

(A) Nivel tobáceo que subyace conglomerados, ambos pertenecientes a este miembro, en las cercanías de Guaviña. (B) Intercalaciones de areniscas verdes medias con fangolitas y areniscas finas moradas, en la quebrada de Pillani. Se observa estratificación cruzada en las areniscas verdes. (C) Intercalaciones rítmicas de areniscas y fangolitas en la quebrada de Coscaya, al este de la ZFP. Se reconocen al menos dos niveles de fangolita morada con deformación interna. (D) Nivel de slumpings de escala métrica, frente a la localidad de Guaviña. Un nivel de conglomerado grueso lo sobreyace en discordancia erosiva. Para efectos de escala, notar la huella del camino vehicular.

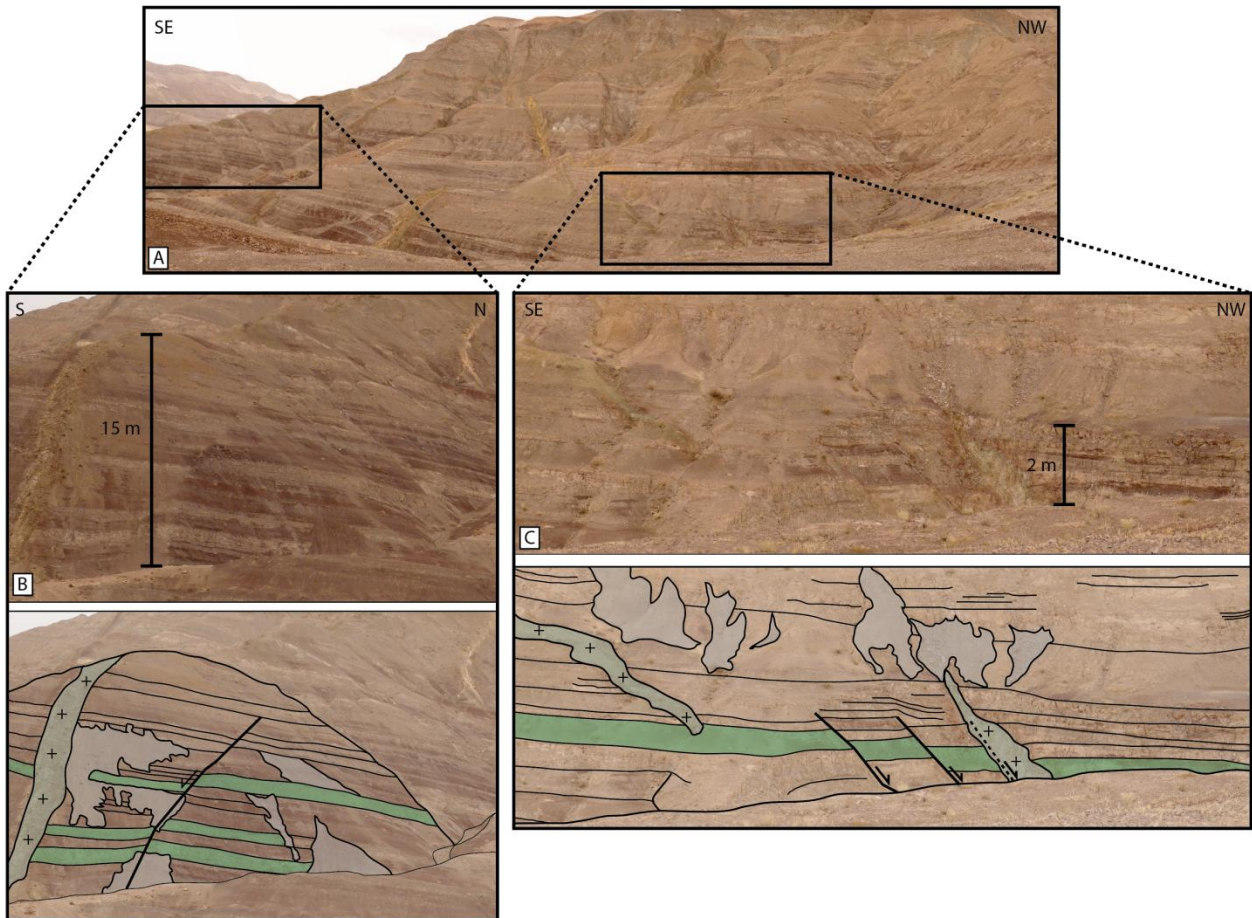


**Figura 18:** Columna estratigráfica esquemática representativa del Miembro C de la Formación Cerro Empexa. La columna fue levantada en la quebrada de Tarapacá, inmediatamente al norte de Guaviña.

Consiste principalmente en una sucesión de areniscas medias a finas, de color verde, verde-grisáceo, gris y gris-blancuecino, intercaladas en forma rítmica con fangolitas de color morado-rojizo (Figura 17B y C). El espesor de los niveles de arenisca y de fangolita es variable, siendo más abundantes las primeras hacia el techo y base de la columna, y las segundas en la zona central. Se reconocen niveles ocasionales de conglomerado dispuestos en forma de lentes centimétricos o formando grandes paquetes métricos que interrumpen completamente la secuencia (Figura 17D). Este miembro se caracteriza por la presencia de niveles de *slumpings* de espesor métrico y fallas normales sindepositacionales que presentan desplazamientos de escala métrica (Figura 19). El espesor de esta sucesión, además, no es constante. En particular, al este de Coscaya se observan estratos de crecimiento en dirección oeste, hacia la Zona de Falla Pillani, donde además se encuentra muy deformada (Figura 34). Similarmente, en el sector de Guaviña el espesor de este miembro es mayor respecto a los afloramientos presentes al este de Sibaya.



### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 19:** Fallas normales en el Miembro C de la Formación Cerro Empexa, expuestas en los afloramientos ubicados al este de Guaviña. Las fallas son de escala métrica y se reconocen únicamente en los niveles medios de la unidad.

En la Figura 18 se representa una columna estratigráfica de aproximadamente 170 m de espesor que fue levantada en las cercanías de Guaviña, la cual es representativa del sector indicado en la Figura 20. La columna en detalle, de base a techo, se describe a continuación:

- En la base de la columna se reconoce el contacto erosivo entre los miembros B y C, e inmediatamente sobre el contacto aflora una sucesión de bancos decimétricos de areniscas de coloración oscura, matriz soportadas, que presenta cristales de cuarzo y feldespato potásico. Estos niveles se intercalan con bancos centimétricos de fangolita morada. Esta secuencia basal alcanza un espesor de ~4 m.
- Al subir en la columna el tamaño de grano aumenta, reconociéndose conglomerados finos y areniscas conglomerádicas, de coloración grisácea, mal seleccionados, matriz soportados, con clastos volcánicos y sedimentarios subredondeados que alcanzan los 7 cm. Los niveles de fangolita están prácticamente ausentes en esta sección.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

---

- A continuación, el tamaño de grano disminuye nuevamente, observándose niveles métricos de arenisca fina a media, de coloración grisácea a gris-rojiza, con ocasionales lentes conglomerádicos gruesos de espesor centimétrico. Las areniscas presentan estratificación planar bien desarrollada. Se reconoce un aumento progresivo de las intercalaciones de niveles de fangolita rojiza.
- A partir de los 30 m de columna comienza una intercalación rítmica de arenisca gris verdosa, de grano medio, y fangolita rojiza. Esta alternancia es característica en este miembro. Las areniscas se disponen en contacto nítido y erosivo sobre las fangolitas, mientras que el paso de las areniscas a estas últimas es gradacional, siendo en conjunto, por lo tanto, una alternancia de niveles granodecipientes. Las areniscas, en este nivel, aún presentan lentes centimétricos de conglomerado. Esta sucesión tiene un espesor aproximado de 50 m.
- A partir de los 80 m comienzan a dominar nuevamente los niveles de arenisca, los que están presentes en bancos de 20 cm a 3 m. Son en general de grano medio a grueso, coloración blanquecina a grisácea y presentan clastos volcánicos ocasionales. Se intercalan con areniscas muy finas de color café rojizo y potencia decimétrica.
- La sucesión anterior es interrumpida por un nivel de *slumping* de espesor métrico. A este nivel lo sobreyace en discordancia erosiva un potente nivel no estratificado de conglomerado grueso (Figura 17D), clasto soportado, mal seleccionado y polimíctico. Los clastos son redondeados, de hasta 50 cm., predominantemente volcánicos de color verde, gris y blanquecino, existiendo también clastos sedimentarios de color morado-rojizo. El tamaño de los clastos disminuye progresivamente hacia el techo, donde la roca se torna matriz soportada y monomíctica. Este nivel presenta una potencia máxima aproximada de 40 m y se dispone formando un gran paleocanal.
- En la parte superior de la columna, sobre el nivel conglomerádico anterior, se reconocen areniscas finas a medias de color verde-parduzco, con presencia de cristales de cuarzo y feldespato potásico, e intercalaciones menores de limolita. Un segundo nivel de *slumpings*, de potencia similar al primero, sobreyace el nivel de areniscas.
- El techo de la columna culmina con un intercalaciones de areniscas que son cubiertas por un nivel tobáceo (Figura 17A). Este último es sobreyacido en discordancia erosiva por una brecha volcanoclástica perteneciente al Miembro D.

En términos generales, este miembro representaría un ambiente lacustre, en donde es común encontrar intercalaciones de fango y arena como las descritas anteriormente (Nichols, 2009). La presencia dominante de fangolita en algunos sectores, por ejemplo, al este de Coscaya y de la Zona de Falla Pillani, indicaría zonas más profundas, mientras que las intercalaciones de arenisca representarían facies turbidíticas. En efecto, la presencia de niveles de *slumpings* es consistente con el desarrollo de corrientes de turbidez dada la inclinación de la superficie de depositación.

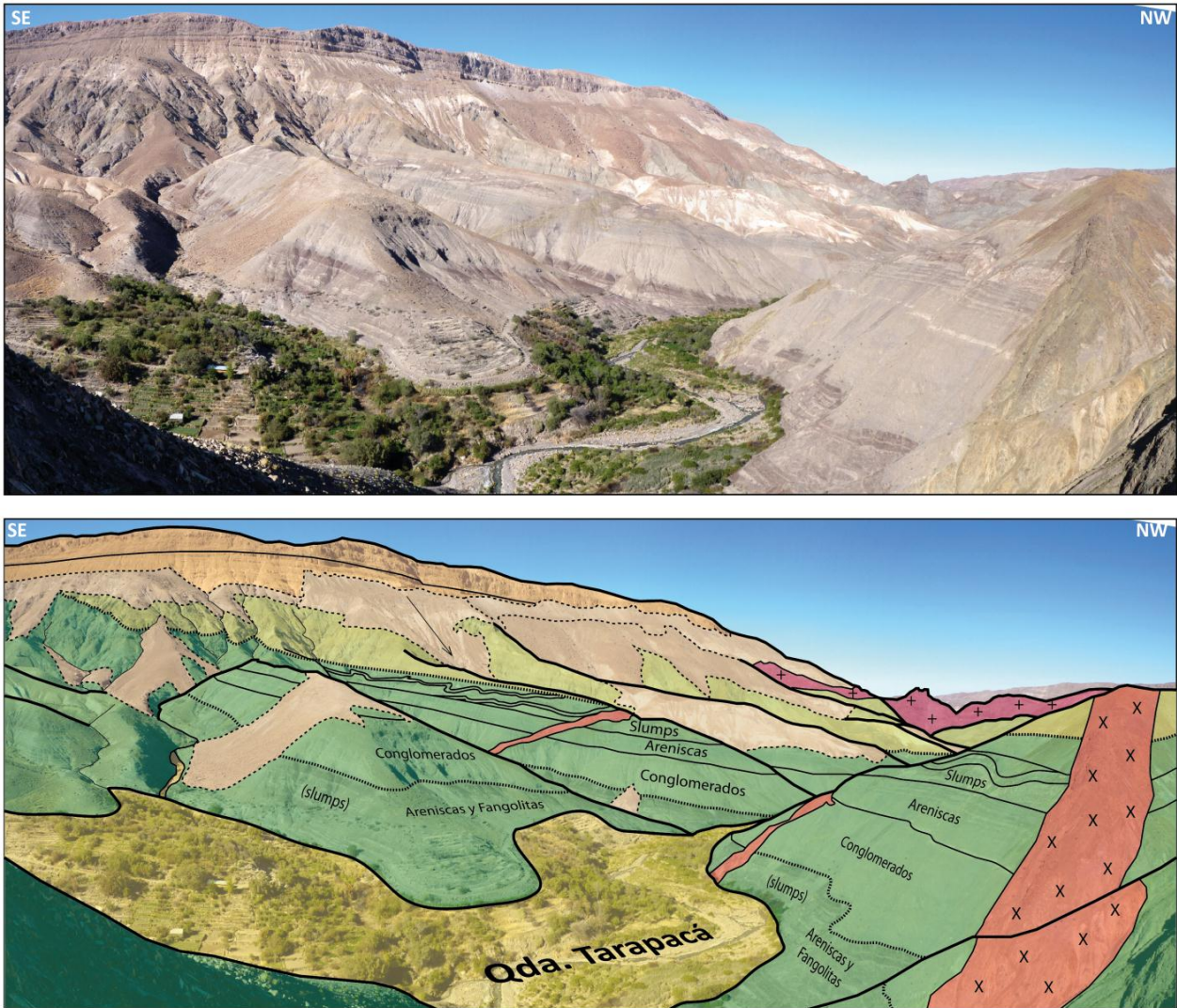
### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

---

Por su parte, las areniscas con estratificación cruzada intercaladas en los niveles fangolíticos, como aquellas descritas en la quebrada de Pillani (Figura 17B), representaría zonas lacustres someras con aporte fluvial (Nichols, 2009). En la columna de la Figura 18, la transición entre la parte basal y las alternancias de areniscas y fangolitas indicaría una transgresión lacustre. El cese de las alternancias, por su parte, marcaría la progradación del sistema y el paso hacia condiciones más someras. La presencia del potente paleocanal en evidente contacto erosivo sobre el primer nivel de slumpings marcaría un fuerte evento de erosión y depósito. En particular, su carácter granodecreciente y la ausencia de estratificación sugiere un origen aluvial. Hacia el techo, la presencia de un segundo nivel de slumpings indicaría que las condiciones lacustres aún se mantendrían, no obstante la casi inexistencia de niveles de fangolitas indicaría que el sistema en general, al menos en este sector, habría sido mucho menos profundo y de mayor energía. La secuencia culmina con la colmatación final del sistema lacustre y el desarrollo de depósitos volcanoclásticos y piroclásticos. Las estructuras descritas en esta unidad, en particular las fallas normales intra-secuencia y los niveles de slumpings, además de las variaciones en el ambiente de depósito y espesor de las secuencias, podrían indicar un origen tectónico para la formación de este sistema.

La edad máxima de este miembro se encuentra acotada por la edad del Miembro B, no pudiendo ubicarse en un piso más antiguo que el Campaniano. Villeneuve et al. (2002) obtuvo una edad U-Pb en circón de  $72,1 \pm 0,4$  Ma en una toba dacítica del techo de este miembro. Similarmente, una datación U-Pb en circones detríticos de una arenita feldespática ubicada inmediatamente sobre el contacto entre los miembros C y D (GV0112), en la misma localidad donde se levantó la columna estratigráfica, arrojó una edad de  $68,84 \pm 0,46$  Ma. Considerando la relación de contacto que existe entre los miembros C y D a lo largo de toda la zona de estudio, junto con otras dataciones obtenidas fuera de ésta (ver Anexos), se puede estimar una edad Campaniano superior – Maastrichtiano inferior para el Miembro C.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 20:** Quebrada Tarapacá, vista hacia el SW, inmediatamente al oeste del pueblo Guaviña.

En la imagen se observan los miembros C y D de la Formación Cerro Empexa (verde oscuro y verde claro, respectivamente), en el limbo occidental del Anticlinal de Sibaya, cuyos estratos mantienen suavemente hacia el oeste, subyacen en discordancia angular a la Formación Altos de Pica y son intruidos por diques vinculados –posiblemente al cuerpo observado al fondo de la imagen, ubicado en la localidad de Mocha. Se indican los niveles principales que del Miembro C, destacando dos niveles de *slumpings* de escala decamétrica.

#### 3.2.4.4. Miembro D – conglomerádico

Las rocas pertenecientes a este miembro, que afloran al este de Coscaya y Sibaya, y de la Zona de Falla Pillani (Figura 21A y B), e inmediatamente al este de los intrusivos del Cretácico Superior – Paleoceno ubicados en la localidad de Mocha, fueron incorporadas anteriormente en las formaciones Guaviña (Pérez, 1972), Luja (Sayés, 1978) y Chusmiza (Harambour, 1990), todas del Cretácico Superior. En particular, Sayés (1978) describe la Formación Luja como una secuencia de 750 m de sedimentos lacustres finos que pueden correlacionarse con las rocas de la Formación Cerro Empexa descritas por Thomas (1967) más al sur. Por su parte, Harambour (1990) menciona que la Formación Chusmiza estaría conformada por una sección basal de 250 m de conglomerados y aglomerados, una sección intermedia granodecreciente compuesta por rocas clásticas gruesas y una sección superior tobácea.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

En la zona de estudio se dispone en contacto gradual a discordantemente erosivo sobre el Miembro C (Figura 21A y B), excepto en el sector occidental donde sobreyace en discordancia erosiva al Miembro B, estando ausente el Miembro C. Además, en el extremo oriental se dispone en discordancia angular sobre la Formación Copaquire (Figura 13). Por otro lado, subyace en discordancia angular a la Formación Altos de Pica, a las rocas volcánicas mio-pliocenas, y a la Formación Icanche, del Eoceno (Figura 22). A su vez, es intruído por los cuerpos del Cretácico Superior – Paleoceno, del Eoceno Medio y del Eoceno Superior.

Las observaciones realizadas en el presente estudio permiten definir este miembro como una serie de conglomerados volcanoclásticos de color verde-grisáceo y areniscas de coloración y tamaño de grano variable, con intercalaciones de lavas, areniscas tobáceas y tobas, y en menor medida niveles de fangolita. Los conglomerados son en general de color gris, pardo grisáceo y verde-grisáceo, matriz soportados, con clastos volcánicos y graníticos de tamaño variable de hasta 15-20 cm, en general de redondeamiento medio y selección media a pobre, y matriz arenosa de grano medio con contenido de clastos de origen volcánico (Figura 21C y D). Las areniscas, por su parte, son de coloraciones grises, moradas y gris-verdosa, en general están dispuestas como lentes entre los niveles de conglomerado, contienen cristales de cuarzo y feldespato potásico y en ocasiones presentan estratificación cruzada.

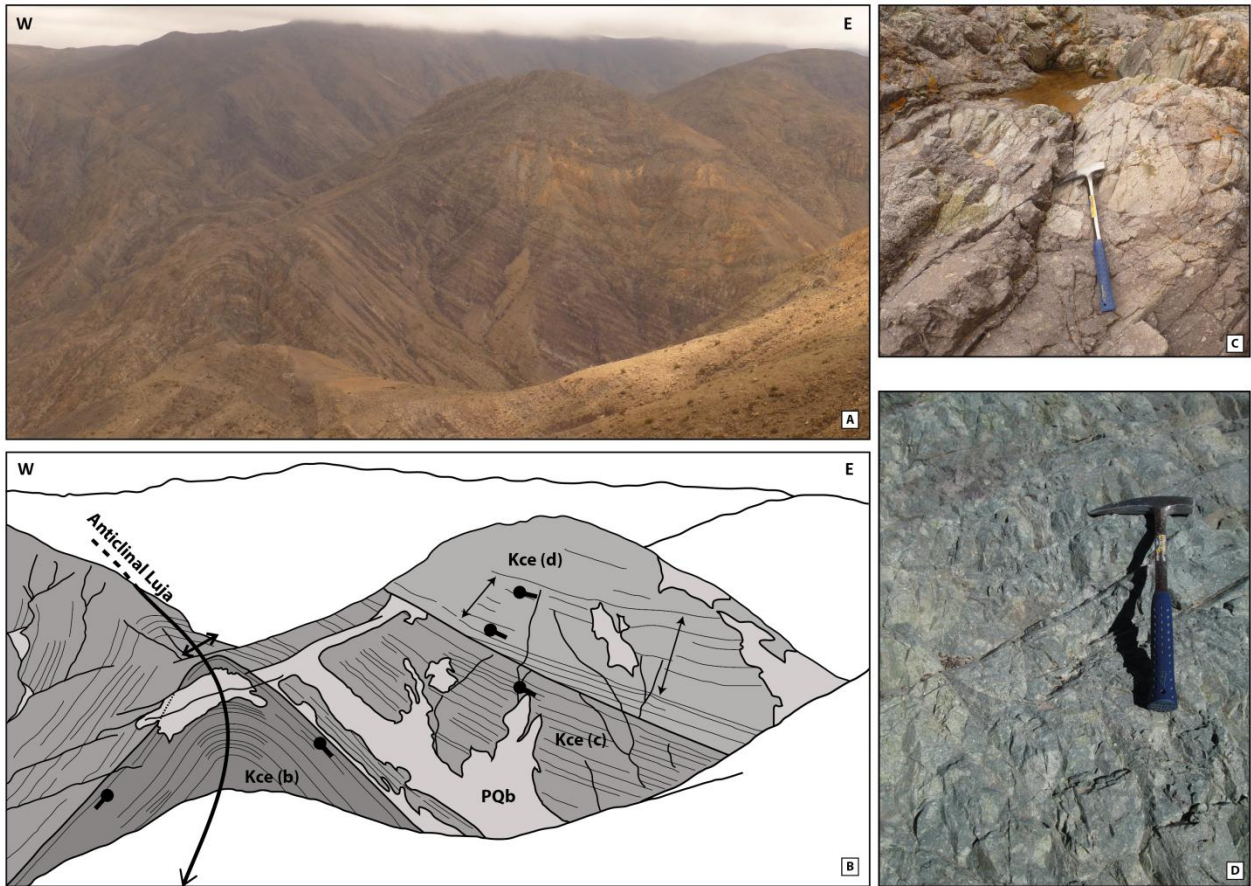
En la quebrada de Pillani, en el limbo oriental del anticlinal Luja, el contacto entre el los miembros C y D queda en evidencia por el abrupto cambio en las características del depósito, pasando desde niveles de arenisca fina a media a niveles conglomerádicos con clastos centimétricos. Justo en el contacto, un conglomerado volcanoclástico matriz soportado, mal seleccionado, se dispone en discordancia erosiva sobre las areniscas del Miembro C. Dicho conglomerado posee clastos principalmente andesíticos, subredondeados, de hasta 15 cm, dominando aquellos de ~5 cm. Presenta también clastos de fangolita que posiblemente provienen de la erosión del Miembro C. En esta localidad, hacia el techo de la secuencia (este), se reconocen alternancias granodecrecientes en que los conglomerados gradan hacia niveles de arenisca conglomerádica y arenisca media para luego, en contacto abrupto, repetirse las secuencias conglomerádicas. El tamaño de los clastos aumenta progresivamente hacia el techo, alcanzando hasta 30 cm (Figura 21C)

Las rocas pertenecientes a este miembro se encuentran plegadas en un menor grado que las del Miembro C y aumentan su espesor hacia los flancos de los anticlinales. En la quebrada de Coscaya, al este de la localidad homónima, se reconocen *onlaps* rotacionales y un aumento del espesor de los estratos en dirección este (Figura 21A y B).

El ambiente de depósito sería de tipo fluvio-aluvial, caracterizado por la presencia de conglomerados matriz soportados, mal seleccionados, dispuestos en series granodecrecientes. Además, la disposición de las areniscas sugiere el desarrollo de sistemas fluviales trenzados, y los niveles fangolíticos estarían relacionados con llanuras de inundación presentes en dichos sistemas. El aporte de material volcánico provendría posiblemente del desarrollo de un arco en el extremo occidental del área de estudio, asociado a la franja de intrusivos allí presente.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

La edad de este miembro no puede ser mayor que la del Miembro C ni más joven que las rocas intrusivas del Cretácico Superior – Paleoceno que afloran en la zona central del área de estudio. Por su parte, como se señaló en la descripción del Miembro C, una muestra obtenida en su base arrojó una edad máxima de depósito de  $68,84 \pm 0,46$  Ma (U-Pb circones detríticos). Fuera del área de estudio, se obtuvieron otras dos edades máximas de depósito utilizando el método U-Pb en circon, correspondientes a  $69,55 \pm 0,53$  Ma y  $73,6 \pm 1,4$  Ma (muestras GV0722 y GV0716; Morandé et al., en edición). Considerando lo anterior, la edad de este miembro quedaría acotada al Maastrichtiano superior – Paleoceno inferior, más probablemente ubicada entre los 70-68 Ma, no pudiendo ser más joven que el Daniano.



**Figura 21:** Afloramientos del Miembro D de la Formación Cerro Empexa.

(A) Vista panorámica hacia el norte, hacia la quebrada de Coscaya, en el sector oriental de la zona de estudio. En el sector afloran los miembros B, C y D de la Formación Cerro Empexa. (B) Interpretación esquemática de los rasgos sobresalientes de (A). Destaca el anticlinal Lujá en la parte central, cuyo limbo occidental posee un manteo mayor al limbo oriental. En el Miembro D se observan *onlaps* rotacionales, un aumento de espesor hacia el este y una disminución del manteo hacia el techo. Hacia el oeste, fuera de la imagen, se encuentra la Zona de Falla Pillani. (C) Afloramiento del Miembro D en la quebrada de Pillani. Se reconoce un conglomerado mal seleccionado cuya matriz corresponde a una arenisca media gris-morada. En la parte central de la imagen se distingue un clasto angular de gran tamaño y coloración blanquecina. (D) Afloramiento del Miembro D justo al oeste de la Falla Laguani (ver Figura 13), donde se reconoce un conglomerado volcanoclástico mal seleccionado.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

#### 3.2.4.5. Observaciones generales respecto a la Formación Cerro Empexa

Las características que presenta cada uno de los miembros indican un cambio constante en el ambiente y el régimen tectónico bajo el cual se depositó esta formación.

Los miembros A y B estarían asociados a un ambiente continental volcánico. En la medida que las rocas volcánicas del primero se depositaban y erosionaban, el material habría sido transportado por medio de abanicos aluviales, los que conformarían el Miembro B. La interdigitación de ambas unidades da cuenta del continuo desarrollo de un relieve positivo que habría permitido erosionar progresivamente las rocas volcánicas. Durante este proceso, se generarían nuevos depósitos volcánicos que cubrirían los niveles clásticos generados por la erosión y transporte de los primeros. La formación de relieve pudo estar asociada tanto a un proceso volcánico como tectónico. En efecto, un continuo alzamiento relativo del relieve occidental favorecería su consecuente erosión y transporte de material hacia el este. Dicho relieve podría haberse desarrollado por la construcción de edificios volcánicos, no obstante el aumento de espesor de las rocas volcánicas en los sinclinales sugiere, además, una tectónica activa durante su desarrollo.

El Miembro C representa un ambiente continental de tipo lacustre. El espacio generado para dar origen a estos depósitos y desarrollar, a su vez, los *slumpings* y fallas normales observadas, podría vincularse a un régimen extensional local. Una tectónica local con estas características podría estar asociada tanto a la subsidencia generada bajo un régimen general contraccional, por ejemplo en una cuenca de antepaís, como también asociado a un periodo extensional de mayor envergadura. De todas maneras, este habría sido un periodo bastante acotado ya que un nuevo cambio en las condiciones tectónicas permitiría dar origen a los depósitos del Miembro D, el cual se asocia a un ambiente de tipo fluvio-aluvial desarrollado principalmente en la zona oriental, con aportes importantes provenientes desde el oeste. Para este último periodo se puede inferir el desarrollo de una cuenca de antepaís o de piedemonte pro-orogénico, el cual estaría acompañado de la migración o expansión del arco volcánico hacia el este.

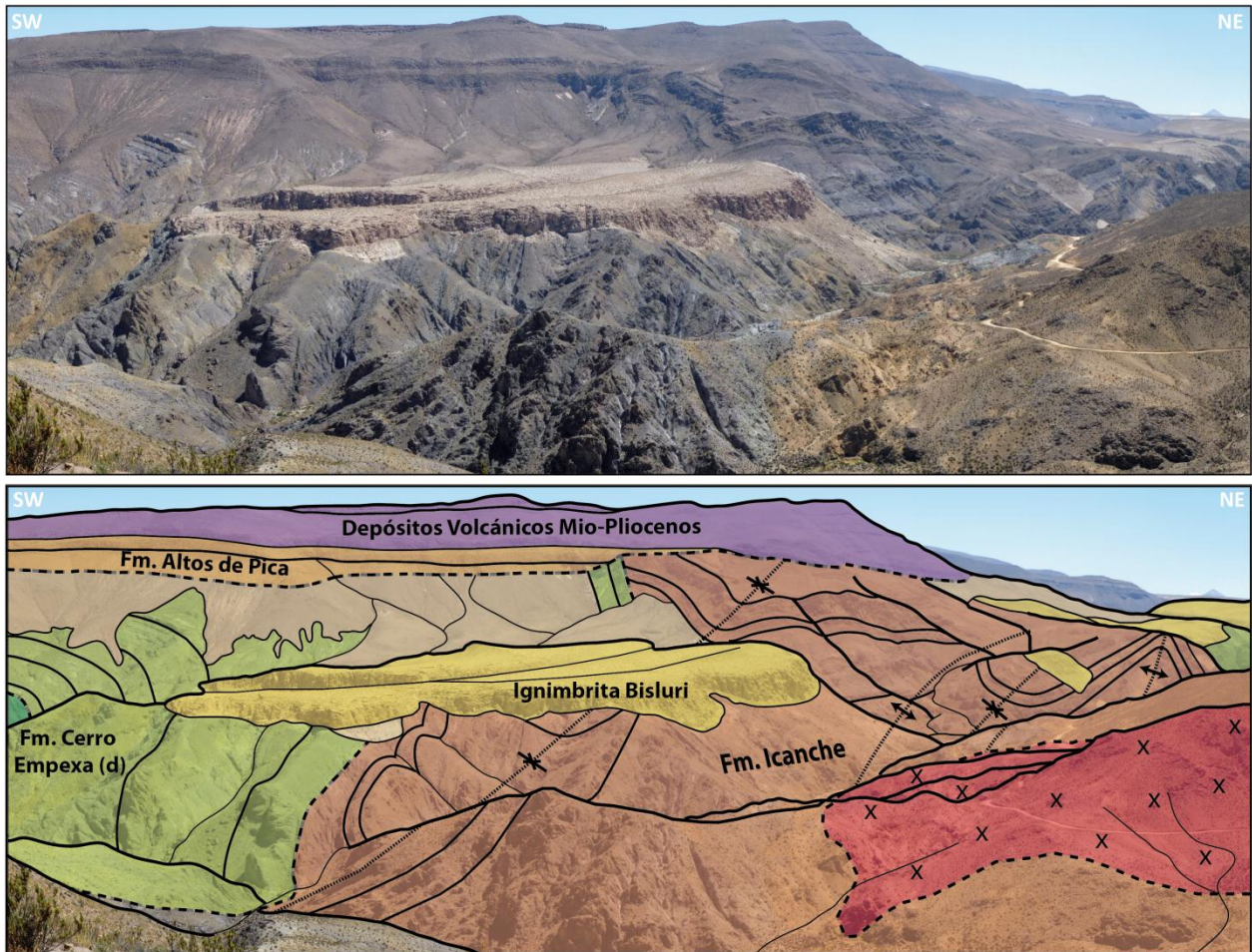
#### 3.2.5. Formación Icanche

Fue definida por Makshev (1978) como una serie de rocas volcánicas y volcanoclásticas que afloran en la región de Antofagasta, y reconocida posteriormente en el distrito Collahuasi (Ireland, 2010) y en la Carta Mamiña (Blanco et al., 2012). En el presente trabajo, los afloramientos asignados a esta unidad se encuentran exclusivamente en el sector de Paguanta, ubicado en la quebrada de Tarapacá, en el extremo oriental de la región de estudio (Figura 22). Sayés (1978) incorporó estos afloramientos en la Formación Luja mientras que Harambour (1990) no las documenta en su trabajo.

Se dispone en discordancia angular y de erosión sobre el Miembro D de la Formación Cerro Empexa, formando una serie de pliegues que impiden estimar correctamente su espesor máximo. Por su parte, las Lavas de Sotoca y la Ignimbrita Bisluri la sobreyacen discordantemente, estando ambas dispuestas subhorizontalmente a levemente inclinadas hacia el oeste y, en particular las

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

últimas, rellenando el espacio en paleovalles. Hacia el este, una falla inversa de vergencia oeste pone en contacto a la Formación Icanche con los miembros C y D de la Formación Cerro Empexa.



**Figura 22:** Vista panorámica hacia la quebrada Tarapacá desde el sector de Paguanta.

En la imagen inferior se muestran las unidades y estructuras generales que se observan en la imagen superior. En esta zona aflora la Formación Icanche, la cual se dispone en discordancia angular y erosiva sobre la Formación Cerro Empexa y la sobreyacen de igual forma las unidades del Cenozoico. Esta unidad se caracteriza, además, por la presencia de varios pliegues anticlinales y sinclinales, de corta longitud de onda, que dan forma al Sistema de Corrimientos Paguanta.

En términos generales, corresponde a una secuencia de rocas volcánicas, principalmente andesíticas a dacíticas, intercaladas con niveles de toba de lapilli cristalina soldada y escasa presencia de conglomerados volcanoclásticos. Las rocas volcánicas son en general afaníticas, de color negro-azulado y pardo-rojizo, y presentan fenocristales de plagioclasa de tamaño y abundancia variables, y ojos de cuarzo. Los niveles tobáceos son de masa fundamental pardo-rojiza, afanítica, y se reconocen por la presencia de estructuras de flujo (pómez) silicificadas, presentando también abundantes cristales de plagioclasa. Los conglomerados son en general de color gris verdoso, volcanoclásticos, y su matriz corresponde a una arenisca media compuesta principalmente por cristales de plagioclasa. Los conglomerados presentan ocasionales clastos de andesita gris-negrucza de tamaños entre <1 cm y 15 cm.



### **3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ**

En estas secuencias se desarrollan un par de anticlinales y sinclinales de vergencia este, en cuyos flancos los estratos presentan discordancias progresivas. En los sinclinales se reconoce un leve aumento del espesor de los estratos. Lo anterior sugiere un carácter sintectónico para esta unidad. Además, no se observan rasgos de deformación en los cuerpos intrusivos del sector por lo que su edad acotaría la edad de la deformación.

La edad de esta unidad no puede ser mayor que la del Miembro D ni menor que la de los cuerpos que la intruyen, los que pertenecen a la franja de Eoceno Medio a Superior. En efecto, se obtuvo una edad U-Pb de cristalización en circones de 49,5 Ma, lo que la asigna al Eoceno Inferior; asimismo, Blanco et al. (2012), en la quebrada Mamiña, obtuvieron una edad de cristalización de 48 Ma para esta formación. Estas edades confirman las observaciones realizadas en el presente trabajo.

Por su parte, las características de estas rocas dan cuenta de un periodo de actividad volcánica intermedia a ácida que, además, sería coetánea a una actividad tectónica compresiva. Su depósito, por lo tanto, estaría asociado al desarrollo de depocentros formados durante los continuos cabalgamientos y plegamientos de vergencia al este que se formaban en ese periodo. De acuerdo con lo que se ha documentado para esta formación en otras regiones, ella se habría desarrollado producto de la actividad del arco pre-incaico (Charrier et al., 2009).

#### **3.2.6. Cobertura oligo-neógena**

##### **3.2.6.1. Definición**

La cobertura oligo-neógena corresponde a todos aquellos depósitos, sedimentarios y volcánicos, que se encuentran en evidente discordancia angular y erosiva sobreyaciendo las secuencias pre-oligocenas descritas anteriormente. Destacan las formaciones Altos de Pica (Galli, 1957; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005) y El Diablo (Tobar et al., 1968; Farías, 2003; Farías et al., 2005; Muñoz, 2007), y las unidades volcánicas mio-pliocenas correspondientes al Grupo Volcánico Sotoca, denominado por Farías et al. (2005) como Lavas de Sotoca, y a la Ignimbrita Bisluri (Morandé et al., en edición). A continuación se detallan las características litológicas más relevantes de cada una de estas unidades.

##### **3.2.6.2. Formación Altos de Pica**

Fue definida al sur de la zona de estudio por Galli (1957) y Galli y Dingman (1962), descrita también por diversos autores en toda la región de Tarapacá (v.g. Pinto, 1999; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004) y posteriormente enmendada por Farias et al. (2005) y Morandé et al. (en edición). En el presente trabajo se considera la definición de Farías et al. (2005), la cual incluye a la Ignimbrita Tambillo (Blanco et al., 2012; Morandé et al., en edición), y considera además los Estratos de Carora (Pérez, 1972; Harambour, 1990) que afloran en la quebrada de Tarapacá al oeste de Pachica.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

En la zona de estudio se describe como una alternancia de ignimbritas y rocas sedimentarias volcanoclásticas, variando estas últimas desde areniscas a conglomerados, con niveles ocasionales de fangolita. En general, las areniscas son de coloración blanquecina-grisácea, presentan estratificación cruzada y son de tamaño de grano variable. Están presentes, a su vez, como lentes en los niveles conglomerádicos. Los conglomerados, por su parte, son desde matriz soportados a clasto soportados y presentan clastos volcánicos y sedimentarios. Los niveles ignimbríticos corresponden principalmente a tobas soldadas con variable cantidad de cristales, pómez y líticos, y su composición es mayormente riolítica a dacítica. En particular, en el sector de Carora afloran areniscas finas a medias con estratificación cruzada, de color blanco y con presencia de cristales de feldespato potásico y cuarzo. El afloramiento es de color blanquecino, de baja cohesión, y la estratificación es muy marcada y fina. En corte transparente, por su parte, las muestras fueron clasificadas como arenitas líticas, siendo los líticos principalmente fragmentos de rocas volcánicas andesíticas y rocas cuarcíticas.

En el mismo sector, el manto promedio es de 50° W, prácticamente concordante las rocas de la Formación Cerro Empexa que la subyacen. Hacia el este, los estratos tienden a horizontalizarse, mientras que hacia el oeste desaparecen bajo los depósitos fluviales actuales, quedando expuestas únicamente las rocas de la Formación El Diablo que la sobreyacen. Con lo anterior, se infiere la existencia de una flexura monoclinal de vergencia oeste en esta zona, tal como fue interpretado por Muñoz (2007), lo que indicaría que una parte no despreciable de la deformación que se observa en las unidades más antiguas estaría asociada a un evento de edad menor o igual que la del depósito de la Formación Altos de Pica. Al este de la flexura el techo de la unidad se encuentra erodado, mientras que hacia el oeste el espesor de los niveles clásticos aumenta. Esto evidencia un carácter sintectónico para esta unidad, lo que es consistente con la presencia de este pliegue monoclinal.

Por lo anterior, se puede inferir una relación genética directa entre el desarrollo de las facies clásticas de la Formación Altos de Pica y la actividad tectónica que originó, de manera sintectónica, los monoclinales que la caracterizan, tal como se ha documentado en otras regiones para esta formación (Victor et al., 2004; Farías et al., 2005). La erosión de un relieve positivo, tanto preexistente como debido a la actividad del sistema de cabalgamiento de vergencia oeste (SCVO), explicaría el origen de las facies clásticas, cuyo origen sería aluvial-fluvial. Este periodo se caracteriza, además, por una actividad volcánica que habría favorecido el desarrollo de los extensos niveles piroclásticos y efusivos que se intercalan con las facies clásticas.

De una muestra de arenisca del sector de Carora (GV0113) perteneciente a la base de la unidad, se obtuvo una edad máxima de depósito de  $23,28 \pm 0,73$  Ma (U-Pb en circón). Como no puede ser más joven que la de la Formación El Diablo, se concluye una edad Mioceno Inferior para estas rocas. En esta muestra, además se reconoce un importante aporte de circones del Eoceno medio (~42 Ma), coincidente con la edad de la fase orogénica Incaica (*sensu* Cornejo et al., 2003; Charrier et al., 2007), lo que sugiere que el relieve incaico se habría encontrado expuesto en este periodo.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

En la carta Mamiña, Blanco et al. (2012) asignan esta formación al Oligoceno Superior – Mioceno Inferior debido a una edad de  $24,63 \pm 0,11$  (Ar-Ar, sanidina) obtenida en tobas ignimbríticas. Farías et al. (2005), por su parte, obtuvieron una edad de  $26,0 \pm 0,4$  Ma (Ar-Ar, biotita) en la quebrada Aroma para la base de la unidad, mientras que Victor et al (2004) estimaron una edad máxima de 29 Ma para el comienzo de la sedimentación clástica. En el techo de la secuencia, Morandé et al. (en edición) determinaron una edad de 19 Ma para un nivel de ignimbrita que subyace a la Formación El Diablo (Ignimbrita Tambillo).

#### 3.2.6.3. Formación El Diablo

Las rocas que conforman la Formación El Diablo, en la zona de estudio, fueron inicialmente consideradas por Galli (1957) y Galli y Dingman (1962) como parte de la Formación Altos de Pica. Sin embargo, fueron posteriormente separadas de ésta por Farias et al. (2005) como Formación El Diablo. Muñoz (2007) y Morandé et al. (en edición) adoptaron el mismo criterio. Esta unidad sobreyace en discordancia angular y erosiva, y en paraconcordancia, a la Formación Altos de Pica y, hacia el este, engrana lateralmente con el Grupo Volcánico Sotoca.

Esta unidad se puede subdividir en dos miembros. El Miembro Inferior corresponde principalmente a areniscas y conglomerados matriz soportados con algunos lentes de fangolita y abundante contenido de clastos. La erosión de las formaciones Altos de Pica y Cerro Empexa habría sido la fuente de aporte principal de este miembro. El Miembro Superior, por su parte, está formado principalmente por conglomerados fluviales clasto soportados, los que presentan algunas intercalaciones lenticulares de arenisca media a gruesa caracterizadas por una marcada estratificación cruzada. Sus clastos son principalmente andesíticos, lo que otorga a este miembro una coloración más oscura que la del Miembro Inferior. La fuente de aporte principal de este miembro corresponde al Grupo Volcánico Sotoca. La edad de esta formación se encontraría en el rango Mioceno Medio a Mioceno Superior, quedando acotada por la edad del Grupo Volcánico Sotoca y por la Formación Altos de Pica (Morandé et al., en edición).

#### 3.2.6.4. Unidades del Mioceno-Plioceno

Estos depósitos corresponden a diversas sucesiones de rocas volcánicas, lávicas e ignimbríticas, que se disponen en discordancia angular y erosiva sobre las secuencias más viejas. Se incluyen aquellos asignados por Farias et al. (2005) a las Lavas de Sotoca, posteriormente redefinidas por Morandé et al. (en edición) como Grupo Volcánico Sotoca, y la Ignimbrita Bisluri (Morandé et al., en edición). Estas rocas afloran en el sector más oriental de la zona de estudio (Figura 22).

El Grupo Volcánico Sotoca está constituido principalmente por andesitas de piroxeno, dacitas de anfíbola, algunos niveles aglomerádicos y escasos niveles tobáceos. Un rasgo relevante de esta unidad es su relación de interdigitación con el Miembro Superior de la Formación El Diablo, siendo la fuente principal de aporte para dicho miembro. Su edad estaría acotada en el límite Mioceno Medio – Mioceno Superior, entre los 11 y 12 Ma (Morandé et al., en edición) y estaría vinculado al desarrollo de edificios volcánicos durante el Mioceno Superior.

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

La Ignimbrita Bisluri, por otro lado, corresponde a un gran depósito piroclástico que se dispone discordantemente sobre todas las unidades anteriores (Figura 22). Destaca por su tonalidad blanquecina, tanto en afloramiento como en las imágenes satelitales, y por encontrarse como relleno de paleovalles y no presentar rasgos de deformación. Litológicamente corresponde a una toba de lapilli cuyo contenido de pómez, líticos y vesículas varía a lo largo de la columna, observándose también zonas con *fiammes*. Su edad, obtenida por el método U-Pb en circones detríticos, es de ca. 3,7 Ma (muestra GV0102).

#### 3.2.6.5. Observaciones generales respecto a las unidades Oligo-Neógenas

En general, excluyendo a la Formación Altos de Pica, la cobertura se dispone sin presentar deformación y sellando todo el registro previo. En particular, la inclinación que en zonas puntuales presentan las rocas del Grupo Volcánico Sotoca estaría dada por el depósito de dicha rocas en la ladera del centro volcánico desde el cual fueron emitidas y no por la acción de alguna estructura. Estas unidades, además, usualmente forman paleo-relieves excavados sobre las unidades mesozoicas y paleógenas, o aprovechan la presencia de paleo-valles (Figura 22). La Formación Altos de Pica, por su parte, se observa en el sector occidental del área de estudio, en las quebradas Tarapacá y Linga, formando flexuras monoclinales de vergencia oeste y presentando estratos de crecimiento y discordancias progresivas en la misma dirección, lo que sugiere que su depósito fue sintectónico. Una situación similar ha sido documentada por Farias et al. (2005) en la región de Aroma, inmediatamente al norte del área de estudio (Cuadrángulos Misticsa y Chiapa). A su vez, aunque en menor medida, la Formación El Diablo también se observa aumentando su espesor hacia el oeste, lo cual podría estar vinculado a la acción de las mismas estructuras que deformaron a la Formación Altos de Pica y es consistente con el carácter sintectónico que otorga Farias et al. (2005) al Miembro Inferior de la Formación El Diablo.

Las observaciones de este y otros trabajos (Pinto, 1999; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005; Muñoz, 2007; Blanco et al., 2012) permiten inferir el desarrollo de un primer pulso de depósito, de carácter sintectónico, antes de los 26 Ma, el cual estaría vinculado a estructuras de vergencia oeste. El depósito de la Formación Altos de Pica habría estado caracterizado por la erosión de las unidades pre-oligocenas y del relieve incaico, y la consecuente incisión y transporte de material hacia el oeste. Estos depósitos se habrían intercalado con rocas ignimbríticas asociadas a efusiones continuas, las que desarrollarían geometrías de *overlap* y *onlap* en los monoclinales, a la vez que entre los periodos de efusión las unidades clásticas se disponen formando geometrías en *offlap*, en las mismas estructuras, producto de una mayor tasa de alzamiento respecto a la tasa de acumulación de material. Posteriormente, la Formación El Diablo se asocia al desarrollo de grandes abanicos fluvio-aluviales, presentando el Miembro Inferior flujos detríticos y laminares que desarrollan geometrías en *offlap* durante las fases tectónicas y *onlap* en el periodo entre cada fase. El Miembro Superior, por su parte, se asocia a la agradación de un sistema fluvial tranquilo.

### 3.3. Unidades Intrusivas

En la zona de estudio afloran numerosos cuerpos intrusivos de diversa composición, tamaño y edad, los que permiten no solo comprender las características del magmatismo en el pasado sino que también acotar la edad de las unidades a las que intruyen. Consecuentemente, permiten

### 3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

también acotar la edad de la deformación y apoyar interpretaciones paleogeográficas, tanto por la edad misma de cada cuerpo intrusivo como por la presencia de clastos de éstos en las rocas sedimentarias. La litología de estos cuerpos es muy variada, reconociéndose desde dioritas y tonalitas hasta granodioritas, monzogranitos y sienogranitos. En general la signatura geoquímica es calcoalcalina y la presencia de minerales como piroxenos, anfíbolos y/o biotitas es común.

La disposición observada en terreno y en las imágenes satelitales, y las edades obtenidas en este trabajo, en el contexto del desarrollo de la Carta Guaviña (Morandé et al., en edición) corroboran la presencia de cuatro franjas de cuerpos intrusivos de elongación aproximadamente N-S y edad variable, disminuyendo ésta hacia el este.

De oeste a este se reconoce una primera franja de cuerpos plutónicos graníticos (Ksg) en los cuales se obtuvieron edades U-Pb en circón de  $74,53 \pm 0,68$  Ma y  $74,0 \pm 1,0$  Ma (Cretácico Superior; GV0103 y GV0604 respectivamente). Dos complejos plutónicos mayores destacan en esta franja, los que se encuentran inmediatamente al oeste de Pachica y al oeste de Laonzana. En particular, la dimensión del complejo occidental es importante, siendo un rasgo sobresaliente del relieve de la zona. Éste intruye a las formaciones Copaquire, Duplijsa y Cerro Empexa y, además, separa estas unidades de la cobertura neógena ubicada inmediatamente al oeste. El complejo ubicado al oeste de Laonzana, por su parte, también presenta un contacto por intrusión con las formaciones Cerro Empexa y Duplijsa, y es sobreyacido por la Formación Altos de Pica, cuyos estratos se acuñan y disponen en offlap y onlap hacia el cuerpo intrusivo.

Al este de Laonzana y hasta la localidad de Mocha aflora un gran complejo plutónico vinculado a la segunda franja de cuerpos intrusivos (KPi), los que se caracterizan por poseer una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa. La edad de estas rocas se encuentra entre el Cretácico Superior y el Paleoceno (Morandé et al., en edición). Intruye a la Formación Cerro Empexa y subyace en discordancia a la cobertura cenozoica. Además, es intruida por el complejo Mocha, el cual aflora en el poblado homónimo, es prospecto cuprífero y posee una edad K-Ar en sericita y en roca total que cae aproximadamente en el Paleoceno medio (edad alteración hipógena; Ordoñez y Rivera, 2004). Esta franja se vincula a la presencia de pórfidos Cu-Mo tanto al norte, en Perú, como en Chile, donde destacan, por ejemplo, Cerro Colorado, faena ubicada inmediatamente al sur de la quebrada de Tarapacá, y el pórfido Mocha, prospecto ya mencionado pero cuya concentración de cobre es relativamente menor (Camus, 2003; Charrier et al., 2009).

Casi inmediatamente al este de Sibaya y Coscaya aflora la tercera franja de intrusivos (Emg), de evidente elongación norte-sur, correspondientes a granitoides de grano fino dispuestos en forma de stocks y diques. La composición de estas rocas es desde granodiorítica a diorítica, observándose también cuerpos hipabisales porfíricos. Se obtuvo una edad de  $44,02 \pm 0,36$  Ma con el método U-Pb en circón (GV0732), lo que permite asignar esta franja al Eoceno medio. Intruye a las formaciones Cerro Empexa e Icanche, y subyace a la Formación Altos de Pica.

En el extremo oriental aflora el complejo plutónico de mayor tamaño de la zona de estudio, el cual conforma la cuarta franja de intrusivos (Esg). Corresponde a una serie de cuerpos ígneos,

### **3. GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ**

desde granodioríticos a dioríticos, que dan lugar a grandes cerros que sobresalen en el relieve. Estos cuerpos presentan continuidad hacia el sur y hacia el este, destacando el prospecto cuprífero Queen Elizabeth dentro de esta gran unidad. Intruye a las formaciones Copaquire, Cerro Empexa e Icanche, y las rocas volcánicas Mio-Pliocenas lo sobreyacen. Se determinó una edad U-Pb en circón de  $37,67 \pm 0,45$  Ma para estas rocas (GV0802), lo que acota esta franja al Eoceno superior.

---

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

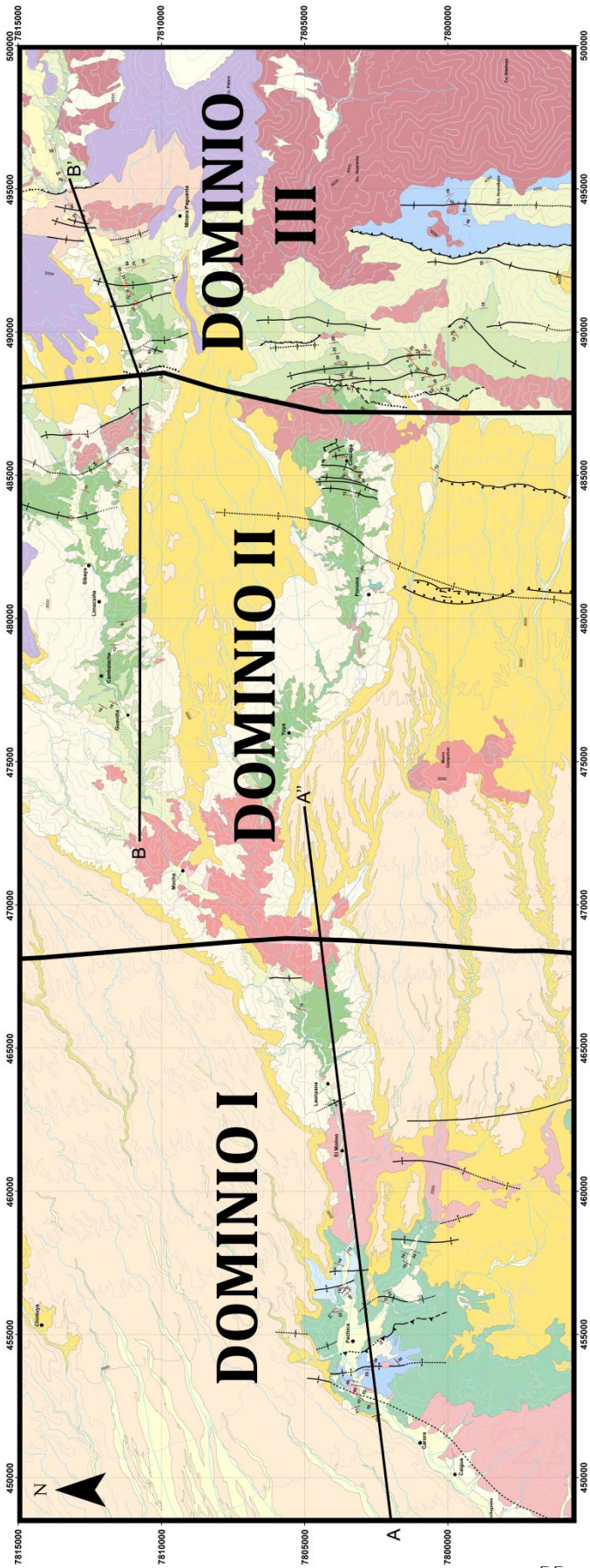
### 4.1. Introducción

En la quebrada de Tarapacá se reconocen numerosas estructuras que deforman las secuencias existentes, las que han actuado durante distintos periodos de tiempo: algunas afectan solamente a las rocas mesozoicas mientras que otras deforman también a las cenozoicas, aunque en algunos casos con distinto grado de deformación. Asimismo, si bien se pueden reconocer periodos tectónicos extensionales o contraccionales a escala regional, que en general predominan por largos periodos de tiempo, durante estos periodos la propagación de la deformación no ocurre de forma homogénea a lo largo de toda la región. En efecto, tanto el estilo estructural como la densidad y extensión de las estructuras presentes no es igual en toda la zona de estudio (Figura 8; ver mapa fuera de texto para mayor detalle). A pesar de las diferencias observadas, a escala más local existen rasgos comunes entre las estructuras existentes, lo que permite definir distintos dominios estructurales.

Considerando lo anterior, en el presente trabajo se definen tres dominios estructurales de orientación aproximadamente norte-sur –coincidente con el rumbo estructural dominante-, separados entre sí por lineamientos mayores que corresponden a estructuras o cuerpos intrusivos de gran extensión (Figura 23). De oeste a este se define:

- **Dominio I:** ubicado en el sector occidental, entre la franja de intrusivos del Cretácico Superior y la franja del Cretácico Superior - Paleoceno. Expone una deformación de carácter bivergente, siendo las estructuras expuestas en superficie principalmente de vergencia este, pero estando el plegamiento más joven vinculado a estructuras de basamento de vergencia oeste. Se desarrollan pliegues de corta longitud de onda. Las secuencias más antiguas presentan abundante deformación interna.
- **Dominio II:** ubicado en el sector central, entre la franja de intrusivos del Cretácico Superior – Paleoceno y la Zona de Falla Pillani. Exhibe un plegamiento de muy larga longitud de onda y deformación interna casi inexistente en las secuencias. La deformación afecta únicamente a las secuencias más antiguas, pre-cenozoicas.
- **Dominio III:** ubicado en el sector oriental, desde la Zona de Falla Pillani hacia el este. Presenta numerosos pliegues de corta longitud de onda vinculados a fallas inversas de bajo ángulo y de vergencia principalmente al este.

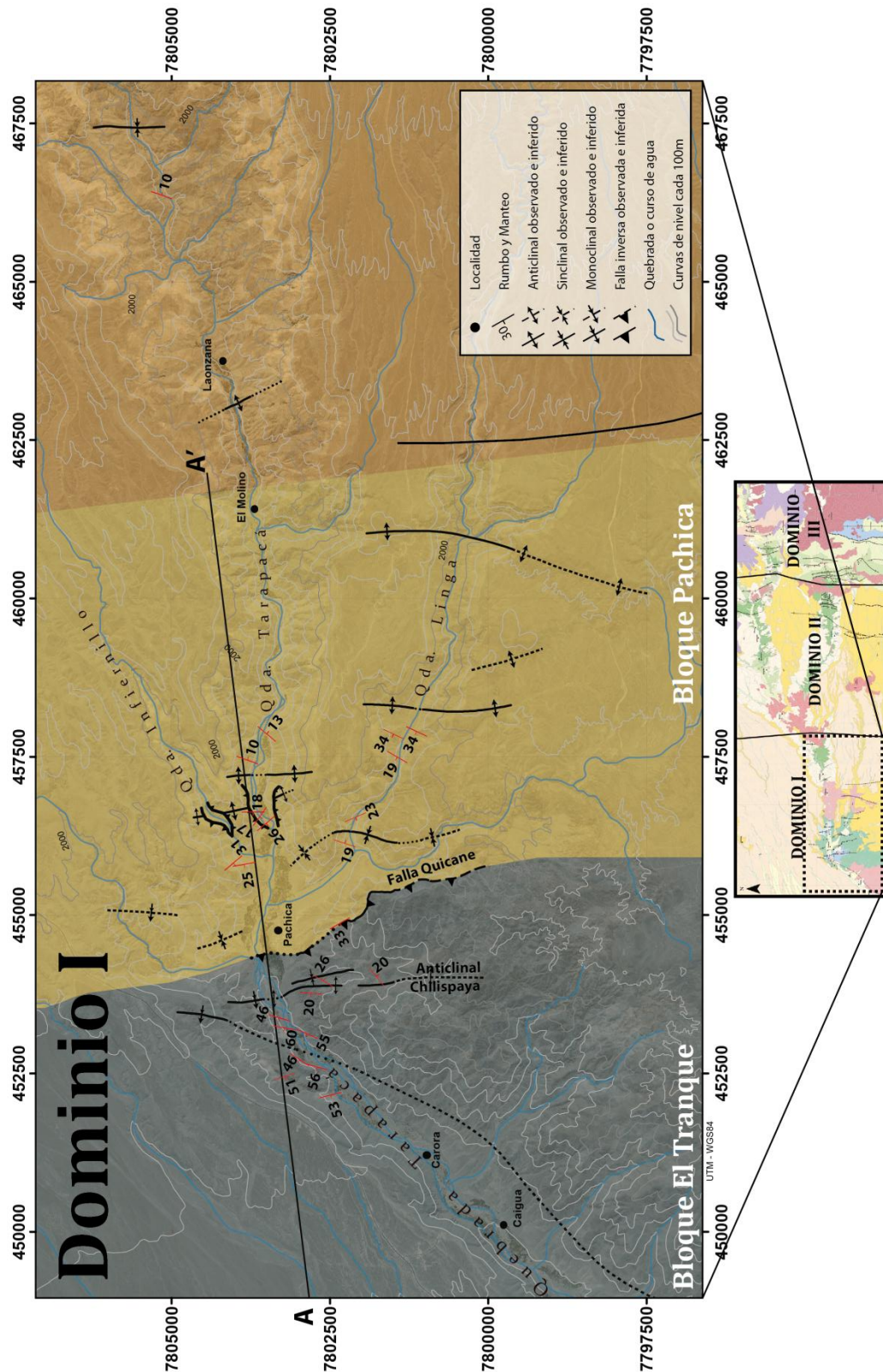
Cabe señalar que los dominios aquí definidos son zonalmente equivalentes a los descritos por Harambour (1990); sin embargo, existen diferencias importantes en las características de las estructuras y en los límites de cada dominio, motivo por el cual es necesario ahondar en los rasgos y detalles de cada uno de estos sectores. Para esto, a continuación se describen en detalle cada uno de los dominios estructurales y las estructuras presentes en cada uno de ellos. Esta información es necesaria para, posteriormente, inferir el comportamiento y prolongación de las estructuras en profundidad y proponer un modelo estructural que sea consistente con la información superficial.



**Figura 23:** Dominios estructurales que se definen en la zona de estudio. La figura corresponde al mapa geológico desarrollado en el presente trabajo, sobre el cual se han marcado los límites aproximados de cada dominio. El detalle de cada uno de ellos se señala en las figuras 24, 29 y 33.



#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 24:** Dominio estructural I y los bloques que lo componen. Se señalan las estructuras presentes, rumbos y manteos, y localidades referenciales. Se muestra, además, la traza de la sección A-A', utilizada en el perfil de la Figura 40.

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

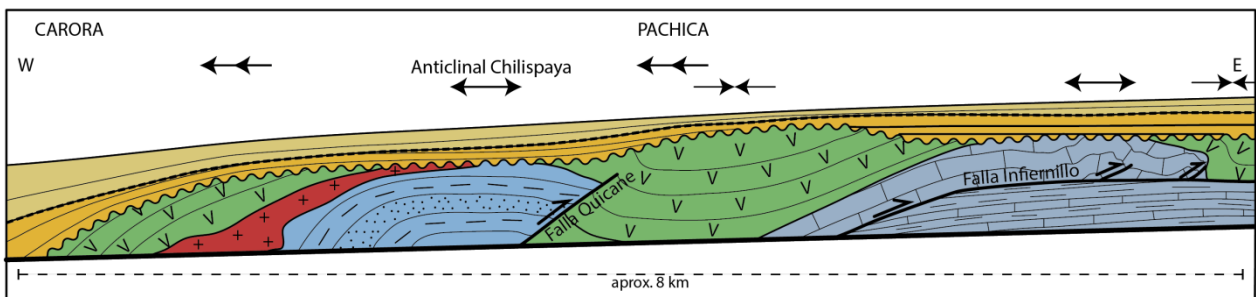
### 4.2. Dominio I

#### 4.2.1. Descripción General

El Dominio I se ubica en la zona oeste del área de estudio. Está limitado al oeste por la exposición más occidental de la franja de intrusivos del Cretácico Superior, y al este por los cuerpos intrusivos hipabisales del Cretácico Superior – Paleoceno.

Las fallas que afloran en este dominio son principalmente de vergencia este y los pliegues desarrollados son de longitud de onda no superior a los 1-2 km, algunos formados exclusivamente en las secuencias mesozoicas y otros tanto en éstas como en la cobertura cenozoica. En general, la vergencia de los pliegues es hacia el este cuando solamente deforman las unidades mesozoicas y al oeste cuando afectan también a la cobertura. En el caso de estos últimos, los pliegues son mayormente monoclinales de mayor longitud de onda. Esto sugiere la presencia de una o más fallas inversas de vergencia al oeste, probablemente de alto ángulo, que no afloran en superficie, pero que podrían ser más profundas que las vinculadas al plegamiento de menor longitud de onda y vergente al este. Estructuras menores se observan, por ejemplo, en las cercanías de Laonzana, donde se reconocen un pliegue anticlinal y uno sinclinal, de baja amplitud y extensión local, que deforman las rocas de la Formación Cerro Empexa.

Este dominio puede ser dividido en dos bloques, uno occidental y otro oriental, que en este trabajo son denominados Bloque El Tranque y Bloque Pachica, respectivamente (Figura 24). Ellos se encuentran separados por la Falla Quicane. En la Figura 25 se ha representado de manera esquemática la estructura en superficie del sector centro-occidental de este dominio. De oeste a este, se reconoce un monoclinal que afecta a las unidades cenozoicas y mesozoicas, denominado por Morandé et al. (en edición) como Flexura Sierra de Tarapacá; el Anticlinal Chilispaya, la falla Quicane, un segundo monoclinal, más suave, que deforma todas las unidades, un sinclinal que afecta únicamente a las unidades del mesozoico, y la falla Infiernillo junto con la serie de pliegues asociados a su desarrollo. Cabe señalar que la disposición de la Formación Altos de Pica en el extremo oriental de esta figura corresponde a un paleorelieve y no a un rasgo estructural.



**Figura 25:** Sección esquemática de la zona central del Dominio I, abarcando el área entre Carora y el límite oriental de la Falla Infiernillo, a lo largo de la quebrada de Tarapacá. La figura no se encuentra a escala. La base del perfil representa, de manera aproximada, la base de la quebrada de Tarapacá.

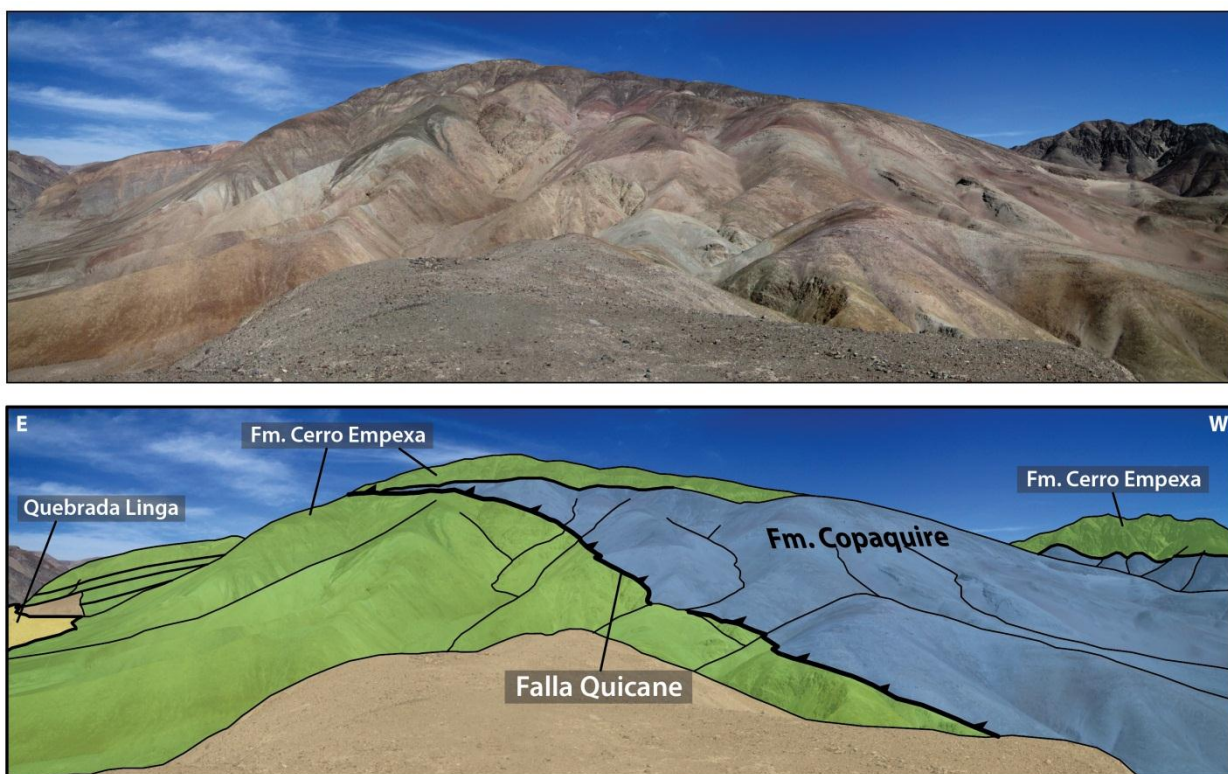
## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

### 4.2.2. Bloque El Tranque

Se ubica en la parte occidental del Dominio I, estando limitado al oeste por la franja de intrusivos del Cretácico Superior y la Depresión Central, y al este por la Falla Quicane. En este bloque aflora la Formación Copaquire, el Miembro A de la Formación Cerro Empexa y las formaciones cenozoicas Altos de Pica y El Diablo.

#### 4.2.2.1. Falla Quicane

Corresponde a una falla inversa de vergencia este, reconocida previamente por Pérez (1972) y Harambour (1990), que pone en contacto a la Formación Copaquire sobre las rocas volcánicas del Miembro A de la Formación Cerro Empexa. Su manteo en superficie no supera los  $30^\circ$  (Figura 26). La actividad de esta estructura generaría, en parte, el Anticlinal Chilispaya.



**Figura 26:** Falla Quicane, inmediatamente al sur de Pachica, vista hacia el sur.

La falla, que posee un manteo de aproximadamente  $30^\circ$ , monta a la Formación Copaquire sobre el Miembro A de la Formación Cerro Empexa. Al oeste, en el bloque colgante, aflora el contacto estratigráfico entre dichas unidades.

#### 4.2.2.2. Anticlinal Chilispaya

Corresponde a un anticlinal de charnela plana, longitud de onda menor a 1 km y eje de orientación aproximadamente N-S, el cual se ubica al oeste de la Falla Quicane (Figura 12A). Su limbo occidental posee manteos de hasta  $60^\circ$ W en la Formación Copaquire y  $52^\circ$ W en la Formación Cerro Empexa, mientras que en el limbo oriental no superan los  $26^\circ$ E. En la ladera norte de la quebrada de Tarapacá el pliegue toma forma de monoclinal vergente al oeste (Figura

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

12A), mientras que en la ladera sur se observa un pliegue sinclinal en la continuación oriental del Anticlinal Chilispaya. La falla Quicane interrumpe la prolongación oriental del pliegue (Figura 26), a la vez que sugiere una relación genética entre la falla -o una prolongación en profundidad de ella- y el pliegue. En ese sentido, el alto manteo que tiene el limbo occidental podría explicarse por un evento posterior de vergencia opuesta a la de la falla, que parece haber afectado también a los depósitos del Cenozoico.

El Anticlinal Chilispaya afecta a la Formación Cerro Empexa en menor grado que a la Formación Copaquire (Figura 12D), lo que sugiere que esta última ya se encontraba levemente deformada antes del depósito de la primera. Se deduce, por lo tanto, que habría ocurrido un primer evento de deformación previo al depósito de la Formación Cerro Empexa y otro posterior a ella. Por otro lado, a lo largo del eje del pliegue, en la ladera sur de la quebrada Tarapacá, se observa deformación interna en la Formación Copaquire (Figura 12E). Parte de esta deformación es atribuible al desarrollo de esta estructura, lo que no debe confundirse con la deformación sinsedimentaria descrita para esta formación y relacionada directamente a su ambiente de depósito.

### 4.2.2.3. Otras estructuras de primer orden: monoclinales

Como se señaló anteriormente, es esperable que la geometría original del Anticlinal Chilispaya difiera de aquella observada actualmente, lo cual sería el resultado de un evento de deformación posterior que habría afectado también a las unidades del Cenozoico. En efecto, las formaciones Altos de Pica y El Diablo, que al oeste de Pachica afloran en el fondo de la quebrada, se observan al este de dicha localidad muy reducidas en espesor y aflorando en las zonas más altas de la quebrada. A su vez, como se indicó en la sección 3.2.6.2, al oeste del limbo occidental del Anticlinal Chilispaya, en el sector de Carora, la Formación Altos de Pica se dispone en *onlap* sobre la Formación Cerro Empexa, con un manteo aproximado de 50°W. La manera en que están dispuestas las unidades del Cenozoico da cuenta del desarrollo de dos monoclinales de vergencia oeste: uno cuyo eje se ubica al oeste del Anticlinal Chilispaya y el segundo ubicado al este de la Falla Quicane (Figura 24), siendo el primero de una extensión mucho mayor que el segundo.

La disminución del espesor de las unidades cenozoicas hacia el este, junto con el desarrollo de los pliegues monoclinales, sugiere un depósito sintectónico de dichas las unidades respecto a la formación de los pliegues. Cabe destacar, además, la coincidencia entre la ubicación del monoclinal más occidental y los cuerpos intrusivos que afloran en el extremo oeste de la zona de estudio.

### 4.2.3. Bloque Pachica

Se ubica en el sector oriental del Dominio I, entre la Falla Quicane y la franja de intrusivos del Cretácico Superior – Paleoceno. Allí se reconoce al Miembro A de la Formación Cerro Empexa levemente discordante a paraconcordante sobre la Formación Duplijsa, y a la cubierta cenozoica sobreyaciendo discordantemente a las unidades anteriores (Figura 10A).

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

El pliegue de mayor magnitud en este bloque corresponde a un anticlinal relativamente simétrico que afecta a las formaciones Duplijsa y Cerro Empexa (Figura 27). Tiene una orientación NS y longitud de onda no superior a los 2 km, y sus limbos occidental y oriental, medidos en la Formación Duplijsa, mantean en promedio  $18^{\circ}W$  y  $13^{\circ}E$ , respectivamente. La Formación Cerro Empexa se encuentra levemente menos plegada que la Formación Duplijsa, lo que evidencia que una parte de la deformación habría ocurrido antes del depósito de la unidad del Cretácico. Una falla menor, con vergencia hacia el oeste, corta y pliega los estratos de la Formación Duplijsa en el limbo oriental de este pliegue.

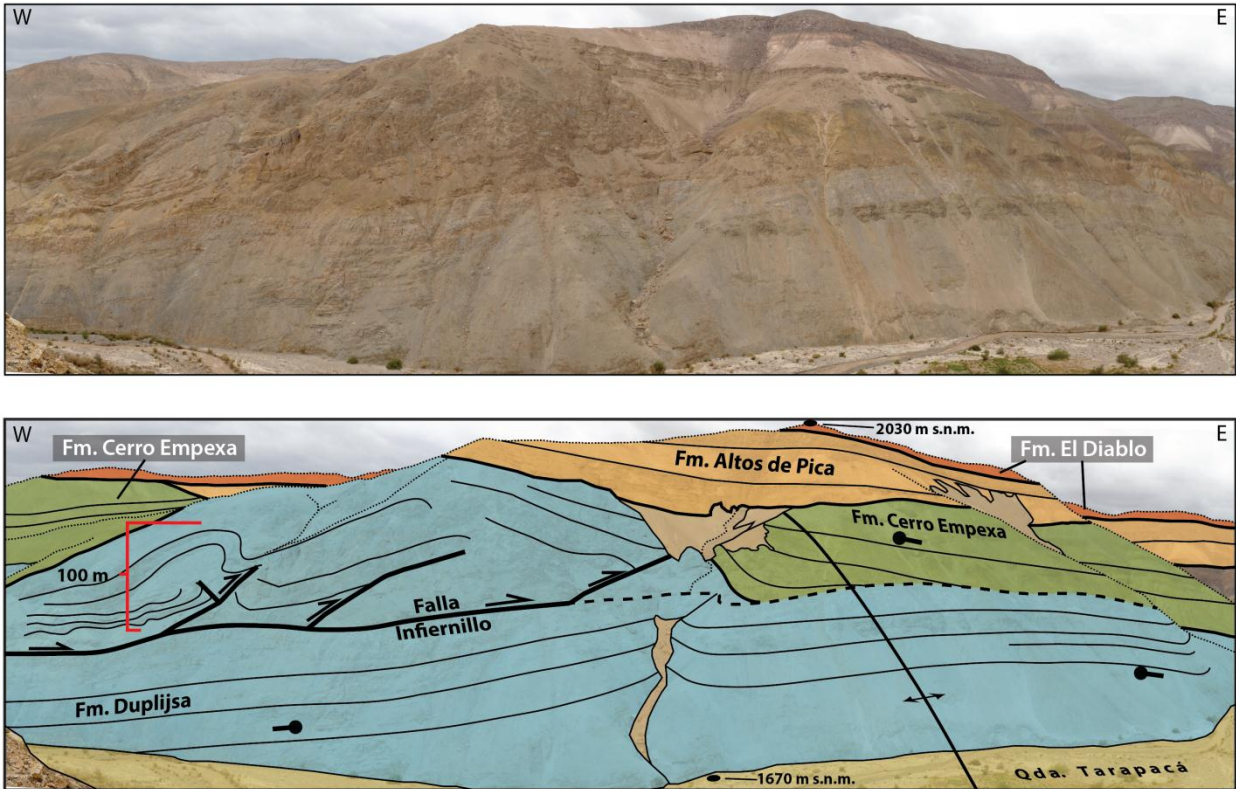
A nivel más local se reconoce un despegue interno en la Formación Duplijsa, el que superpone niveles profundos de esta unidad sobre otros más someros. La actividad de esta estructura genera numerosos pliegues de escala métrica en el bloque yacente (Figura 10E). Este despegue, denominado por Harambour (1990) como Falla Infiernillo, corresponde a una falla inversa de vergencia al este, de bajo ángulo en superficie ( $< 12^{\circ}W$ ) pero cuyo manteo aumenta hacia el oeste, donde desaparece bajo los depósitos del valle (Figura 10A).

La Formación Duplijsa se encuentra muy deformada, en particular en el bloque colgante de la Falla Infiernillo. Allí destaca el desarrollo de un anticlinal de limbo frontal subvertical y longitud de onda métrica a decamétrica (Figura 10A y E), el cual presenta estructuras de acomodo de vergencia al oeste y numerosos repliegues en sus limbos (Figura 10E). La Formación Cerro Empexa también se ve afectada por el movimiento de la Falla Infiernillo (Figura 10A y E), no obstante ésta no se encuentra deformada internamente como las secuencias pelíticas carbonatadas de la Formación Duplijsa, probablemente debido a una mayor competencia de sus rocas. De todas formas, es incierto el desarrollo en ella del anticlinal antes descrito ya que el registro se encuentra ausente por el depósito de la Formación Altos de Pica sobreyaciendo en discordancia de erosión a las rocas del Mesozoico (Figura 10A y E, y Figura 27).

En la quebrada Linga se observa un anticlinal asimétrico que afecta a la Formación Cerro Empexa y también a las unidades del Cenozoico. Este pliegue está probablemente ligado a una estructura de vergencia oeste, observándose manteos de hasta  $34^{\circ}W$  en el limbo occidental y de muy bajo ángulo en el limbo trasero (Figura 14). Esta vergencia coincide con la disposición que presentan otros pliegues, ubicados justo al este del anterior, que afectan a la Formación Altos de Pica (ver mapa fuera de texto). Al norte, en la quebrada Tarapacá, no se observa deformación de este tipo en las unidades Cenozoicas, lo que sugiere ya sea una pérdida de rechazo o un fuerte buzamiento en dicha dirección.

Inmediatamente al este de los pliegues antes descritos aflora un cuerpo intrusivo mayor perteneciente a la franja del Cretácico Superior, y luego de dichos afloramientos, y hasta la franja del Cretácico Superior – Paleoceno, las rocas pre-cenozoicas que se encuentran expuestas corresponden únicamente a la Formación Cerro Empexa, reconociéndose los miembros A, B y D. En dicho sector estas unidades se disponen plegadas formando un par anticlinal y sinclinal de muy baja amplitud. No es clara la vergencia de estos pliegues por lo que, para efectos del modelo, se considerará coincidente con la de las demás estructuras del sector.

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



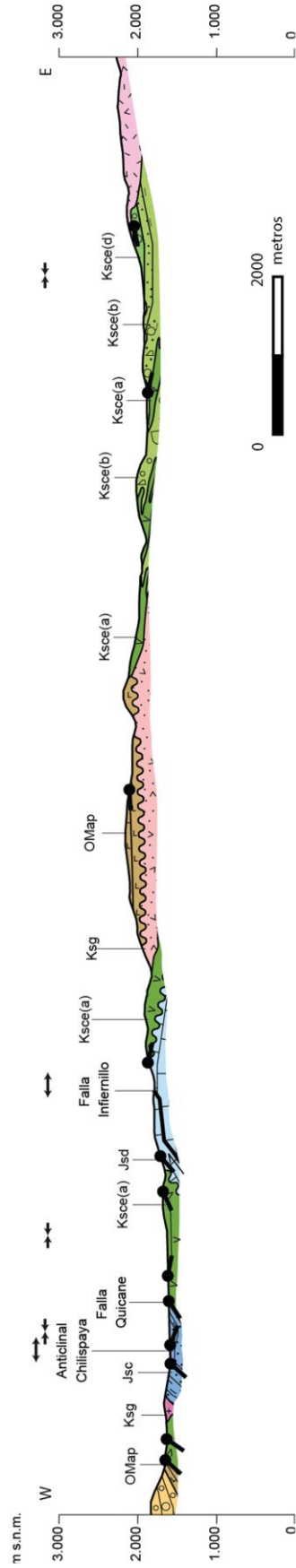
**Figura 27:** Quebrada Tarapacá, vista panorámica hacia el norte desde la cuesta Pachica.

Se observa pliegues en las formaciones Duplijsa y Cerro Empexa (Miembro A), que en este sector están cubiertas por las formaciones Altos de Pica y El Diablo. En las unidades del Mesozoico se desarrollan pliegues de distinta escala. En particular, en la figura se muestra el eje del anticlinal de mayor magnitud del bloque Pachica y se indica la traza la Falla Infiernillo y los pliegues menores que se forman en el bloque colgante de dicha estructura a causa de este despegue.

### 4.2.4. Sección en superficie Dominio I

Considerando lo expuesto, en la Figura 28 se muestra una sección completa del Dominio I, la que representa la información presente a lo largo de la traza A-A' (Figura 23). Ella fue construida considerando los antecedentes geológicos y los datos de rumbo y manteo tomados en la zona. Es importante notar en ella la escala de las distintas estructuras; en particular, el anticlinal Chilispaya es de una escala muchísimo menor que la de los demás pliegues principales del dominio, lo que debe ser considerado proponer una estructura en profundidad que lo origine. A su vez, el limbo occidental de este pliegue se encuentra relativamente cerca a los estratos de la Formación Altos de Pica, que mantean también hacia el oeste y que representarían el limbo de un monoclinal de larga longitud de onda. Esta situación sugiere una relación genética para la disposición de ambos limbo.

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 28:** Sección en superficie, del Dominio I. Se presenta la disposición de las estructuras y los datos de mapeo de éstas. La sección representa parte de la traza A-A' que se muestra en la Figura 22. La escala vertical es igual a la horizontal.

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

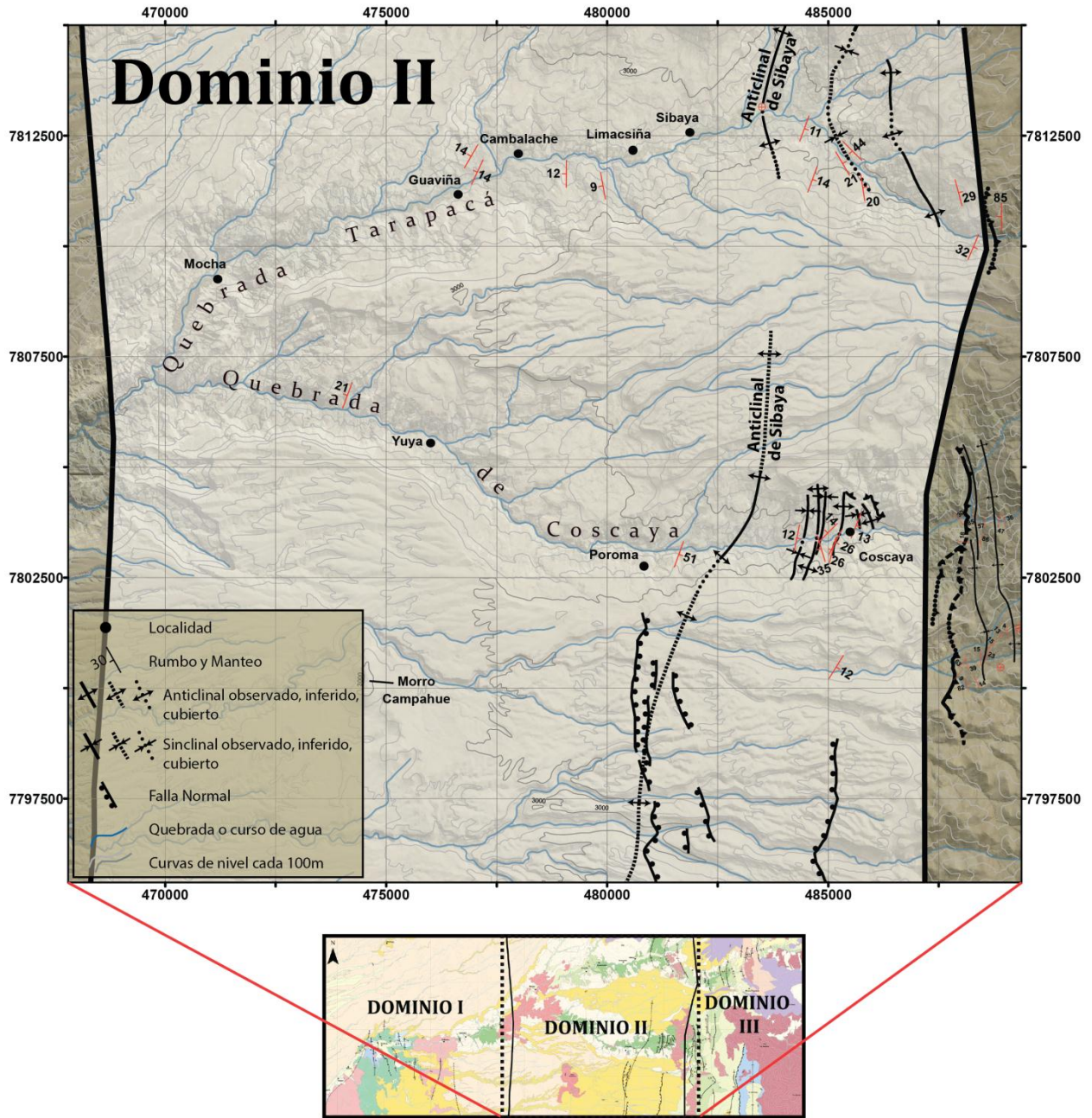


Figura 29: Dominio estructural II. Se señalan las estructuras presentes, datos de rumbo y manteo, y localidades referenciales.

### 4.3. Dominio II

#### 4.3.1. Descripción General

Abarca la zona central del área de estudio, ubicándose entre la franja de intrusivos del Cretácico – Paleoceno y la Zona de Falla Pillani (Figura 29). Se caracteriza por presentar una deformación de gran longitud de onda, además de observarse deformación interna sindepositacional correspondiente a fallas normales de desplazamiento métrico y *slumpings*, ambos presentes en el Miembro C de la Formación Cerro Empexa. Otros rasgos de deformación de menor escala se reconocen únicamente en su límite oriental.



## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

La estructura sobresaliente de esta zona corresponde a un gran anticlinal de charnela plana y longitud de onda kilométrica, denominado en este trabajo como **Anticlinal de Sibaya**, cuyo eje pasa aproximadamente por las localidades de Sibaya y Poroma. En las cercanías de esta última afloran los Estratos de Poroma, unidad paleozoica cuya ubicación es coincidente con la del núcleo del gran anticlinal, evidenciando un estilo de piel gruesa para el origen de estructura.

En el sector oriental, justo al oeste de la zona donde afloran los intrusivos del Eoceno Medio, se reconocen pliegues menores, siendo más frecuentes en la quebrada de Coscaya que en la quebrada de Tarapacá. Ellos evidencian un estilo de deformación de piel fina para ese sector. El resto del dominio, por su parte, presenta características compatibles con un estilo de deformación de piel gruesa, observándose un manteo continuo de 10-12°W hasta la charnela del Anticlinal de Sibaya. La mayor competencia de los tipos litológicos en esta zona parece contribuir a impedir la propagación de la deformación en los niveles más someros. Los cuerpos intrusivos que afloran en las cercanías de Mocha, por su parte, impiden reconocer la continuidad entre las unidades que afloran al este y al oeste de dichos cuerpos, no obstante, como el Miembro C no aflora al oeste, es esperable que haya existido una estructura que haya controlado su distribución.

### 4.3.2. Anticlinal de Sibaya

Anticlinal de charnela plana y longitud de onda de aproximadamente 15 km que afecta principalmente a las rocas de la Formación Cerro Empexa. Su limbo occidental miente suavemente hacia el oeste, con un ángulo de 10-12° (Figura 20), y se extiende desde el contacto con los intrusivos ubicados alrededor de Mocha hasta las cercanías de Sibaya, en la quebrada de Tarapacá, y de Poroma, en la quebrada de Coscaya. El limbo oriental, por su parte, posee una inclinación mayor y una extensión mucho menor, de no más de 1-2 km. Inmediatamente al este de este limbo se observan varios pliegues de menor longitud de onda. En el núcleo, por su parte, afloran los Estratos de Poroma (Figura 9), lo que, como se señaló anteriormente, evidencia que el desarrollo de este pliegue estaría vinculado a un estilo estructural de piel gruesa.

Las características de este gran pliegue indican la presencia de una falla de vergencia hacia el este, relativamente profunda, para controlar su desarrollo. En ese sentido, el plegamiento observado inmediatamente al este del limbo oriental, cuyo estilo estructural sería de piel fina, podría estar ligado a la propagación superficial de esta estructura profunda; no obstante, no se descarta *a priori* un vínculo entre dicha deformación y la propagación hacia el oeste de alguna estructura ubicada en una posición más oriental.

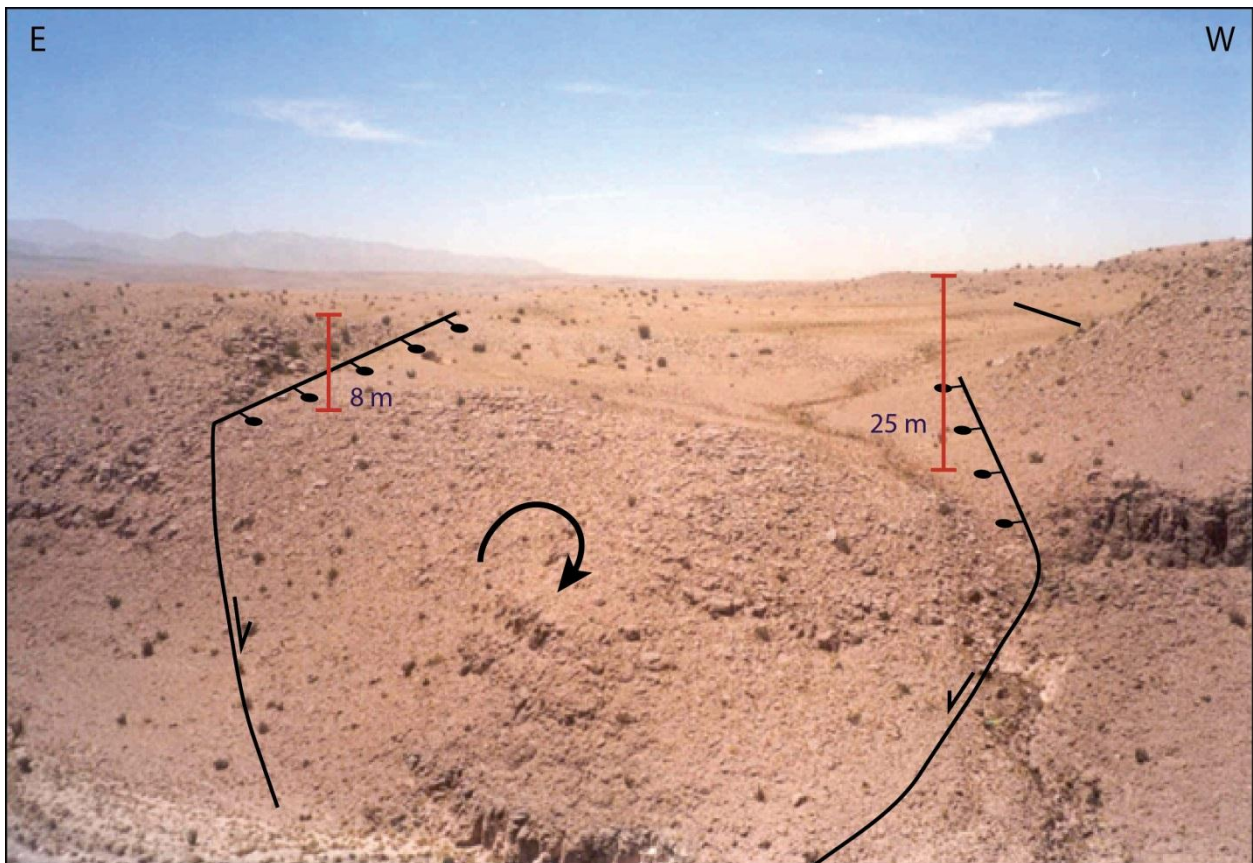
Este pliegue afecta también a las unidades Cenozoicas, las que, si bien no se observan inclinadas según la geometría del gran anticlinal, desarrollan entorno a la zona axial fallas normales de tipo *extra-dos* con rechazos entre 10 y 30 m (Figura 30). Estas fallas se reconocen claramente en las imágenes satelitales de la zona afectando incluso la red de drenaje preservada sobre el interfluvio asociado al pedimento de Tarapacá (Muñoz, 2007).

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

### 4.3.3. Deformación de piel fina

Al este del limbo oriental del Anticlinal de Sibaya se desarrolla una zona caracterizada por la presencia de pliegues de longitud de onda de entre 200 y 500 m, y amplitud de no más de 200-300 m, que deforman a las rocas de la Formación Cerro Empexa (Figura 31). En la quebrada de Tarapacá se reconoce un sistema sinclinal-anticlinal justo antes de la Zona de Falla Pillani, pliegues que se encuentran afectados por la presencia de cuerpos intrusivos menores de la franja del Eoceno medio. En la quebrada de Coscaya, por su parte, se reconoce un mayor número de pliegues –tres sinclinales y tres anticlinales–, los que se ven interrumpidos por un cuerpo intrusivo mayor ubicado al este de Coscaya, para luego mantenerse en las unidades un manto constante en dirección al este hasta encontrarse las secuencias con la Zona de Falla Pillani.

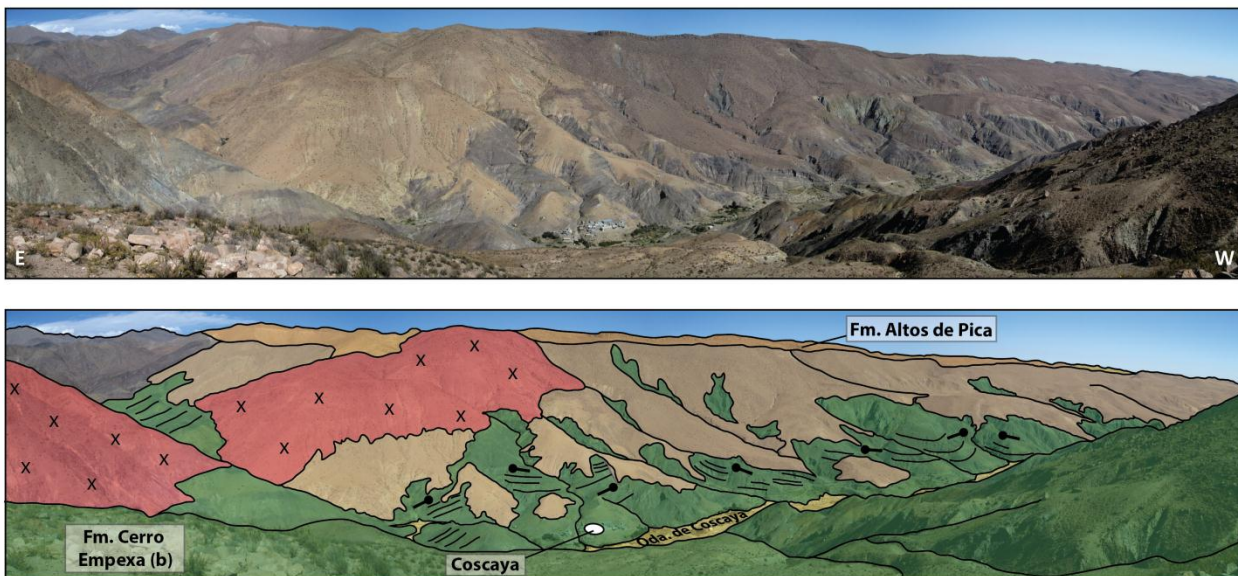
Dadas las características de estas estructuras, se puede inferir un estilo estructural de piel fina para este sistema de pliegues, correspondiendo este, probablemente, a una propagación superficial del sistema de piel gruesa que genera el Anticlinal de Sibaya y, por lo tanto, dada esta consistencia, existiendo un vínculo en profundidad entre las estructuras asociadas a cada sistema.



**Figura 30:** Ladera sur de la quebrada Tarapacá, al oeste de Poroma. Vista hacia el sur a fallas normales que afectan a la Formación Altos de Pica. Imagen tomada por M. Farías.

En la zona central de la imagen se observa un bloque de la formación Altos de Pica que descendió producto del movimiento de las dos fallas normales allí indicadas, lo que queda en evidencia, además, por la rotación que se observa en el bloque central. El rechazo es de aproximadamente 25 m por el oeste y 8 m en el extremo oriental.

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

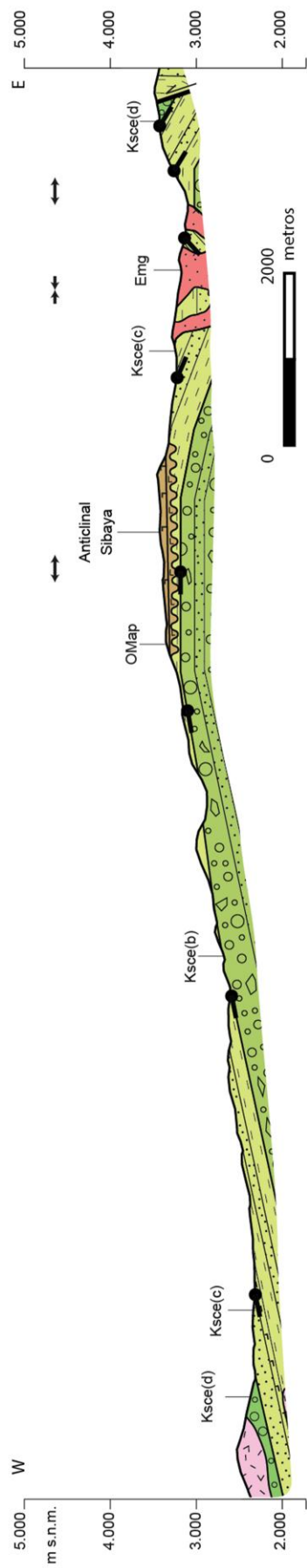


**Figura 31:** Zona con deformación de piel fina en la quebrada de Coscaya, frente al pueblo homónimo, vista al sur. Se observan las variaciones de manto en el Miembro B de la Formación Cerro Empexa que dan lugar a pliegues anticlinales y sinclinales de corta longitud de onda y baja amplitud.

### 4.3.4. Sección Esquemática Dominio II

En la Figura 32 se muestra una sección que representa la estructura en superficie en este dominio. Destaca la disposición de la Formación Cerro Empexa manteniendo suavemente hacia el oeste en el extremo occidental del dominio, junto con la ausencia de otros rasgos de deformación de primer orden en aquel sector. El Anticlinal de Sibaya es sin duda la estructura característica de este sector, y su geometría podría ser modelada considerando la geometría de los pliegues por flexura de falla. Cabe señalar que, debido a que esta sección representa los rasgos observados en la quebrada de Tarapacá, en el extremo oriental del dominio la deformación de menor longitud de onda es también escasa, a diferencia de lo observado en la quebrada de Coscaya.

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 32:** Sección en superficie del Dominio II. Se presenta la disposición de las estructuras y los datos de mapeo de éstas. La sección representa parte de la traza B-B' que se muestra en la Figura 22. La escala vertical es igual a la horizontal.

# Dominio III

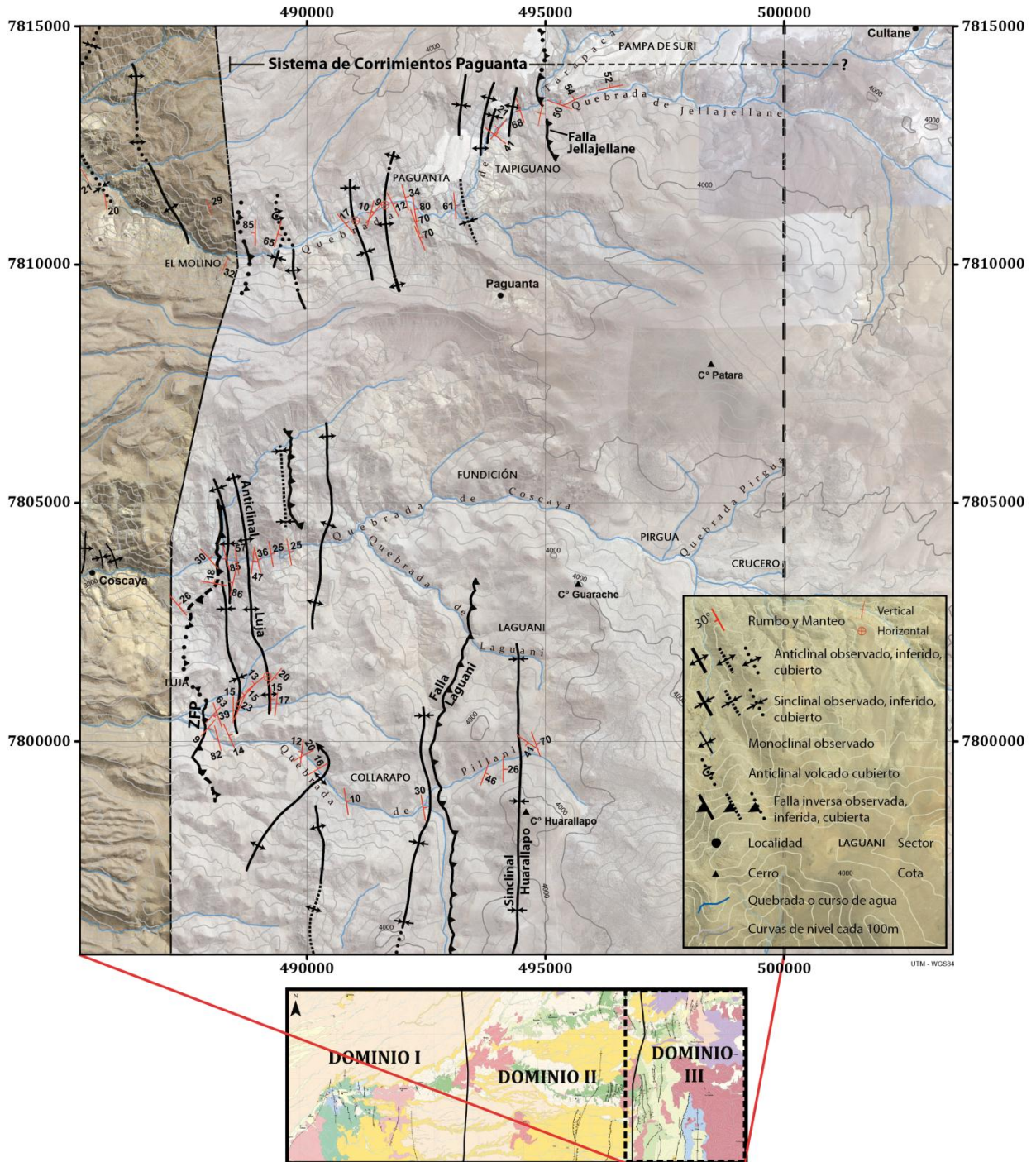


Figura 33: Mapa del Dominio III. Se señalan las estructuras presentes, rumbos y manteos, y localidades referenciales.

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

### 4.4. Dominio III

#### 4.4.1. Descripción General

Este dominio tiene como límite occidental la Zona de Falla Pillani, mientras que su borde oriental no es claro. En el sector sur este límite podría corresponder a la franja de intrusivos más oriental, la que interrumpe la geología y estructura por el sector este. En la quebrada de Tarapacá, no obstante, dicha franja se encuentra prácticamente ausente y se reconocen secuencias mesozoicas deformadas fuera del área de estudio hasta la localidad de Cultane (Figura 33).

En términos generales, en esta zona destacan numerosos pliegues anticlinales y sinclinales de longitud de onda variable –entre pocos cientos de metros hasta 2-3 km–. En su mayoría son de vergencia este y están posiblemente vinculados al incipiente desarrollo de una faja plegada y corrida. Por otro lado, las fallas que afloran en este sector son inversas y de vergencia oeste, lo que otorga un carácter bivergente a la estructura de este dominio. Además, a lo largo de la Zona de Falla Pillani se reconocen evidencias de inversión de estructuras.

Las estructuras presentes en las quebradas de Tarapacá y de Coscaya, además de no ser exactamente las mismas, responden a un estilo estructural distinto. En la primera se observa principalmente deformación de piel fina, de corta longitud de onda y vergencia hacia el este, lo que no es exclusivo en la segunda donde la longitud de onda y geometría de los pliegues sugieren un origen ligado a estructuras profundas y de vergencia hacia el oeste. Entre las estructuras que destacan en este dominio se encuentran la Zona de Falla Pillani, el Anticlinal Luja y el Sistema de Corrimientos Paguanta (Figura 33), además de otras secundarias como las fallas Laguaní y Jellajellane, y el Sinclinal Huarallapo.

#### 4.4.2. Zona de Falla Pillani (ZFP)

Corresponde a un conjunto de fallas inversas de vergencia predominantemente al oeste y orientación aproximadamente norte-sur, a lo largo de las cuales el Miembro C de la Formación Cerro Empexa es cabalgado sobre el Miembro D. La traza principal presenta una inclinación hacia el este, que varía desde 50° hasta valores cercanos a 90° (Figura 35). Esta variación puede explicarse por la imbricación y basculamiento en serie de estructuras que estarían arraigadas a una estructura relativamente mayor en profundidad. Este sistema alcanza una extensión de escala regional, reconociéndose al menos entre las quebradas de Pillani, al sur, y de Tarapacá, al norte, y presentado, además, una zona de daño que alcanza, al menos, 200 m de ancho (Figura 35).

En la zona de falla, las rocas del bloque colgante se deforman dando lugar a numerosos anticlinales y sinclinales muy apretados, observándose una disposición interna caótica (Figura 35). En particular, en la zona de contacto en la quebrada de Pillani se reconocen bloques del Miembro D inmersos en una brecha de falla cuya matriz corresponde al Miembro C. El Miembro D se encuentra levemente deformado hasta unos pocos metros al oeste de la zona de falla, para luego tomar una disposición subhorizontal.

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

En la quebrada de Coscaya, el contacto por falla es entre el Miembro C, en el bloque colgante, y el Miembro B, en el yacente. Allí se observa un aumento del espesor de los estratos del primero en dirección hacia la zona de falla, a la vez que disminuye su manteo hacia el techo (Figura 34). El manteo alcanza a ser subvertical e incluso volcarse hacia la base de la secuencia. Inmediatamente al este de la falla se desarrolla un pliegue sinclinal cuya media longitud de onda aumenta hacia el sur hasta alcanzar ~500 m, seguido de un monoclinal vergente al oeste que se conecta luego con el Anticlinal Luja. La disposición aquí observada, en la que una unidad más joven (Miembro C) es cabalgada sobre una más vieja (Miembro B), sugiere que un evento de deformación previo, desarrollado en la misma zona de falla, sería el responsable de poner en contacto estos miembros. En efecto, el crecimiento de estratos hacia la falla es concordante con un movimiento normal de ésta y el consecuente depósito sintectónico del Miembro C.

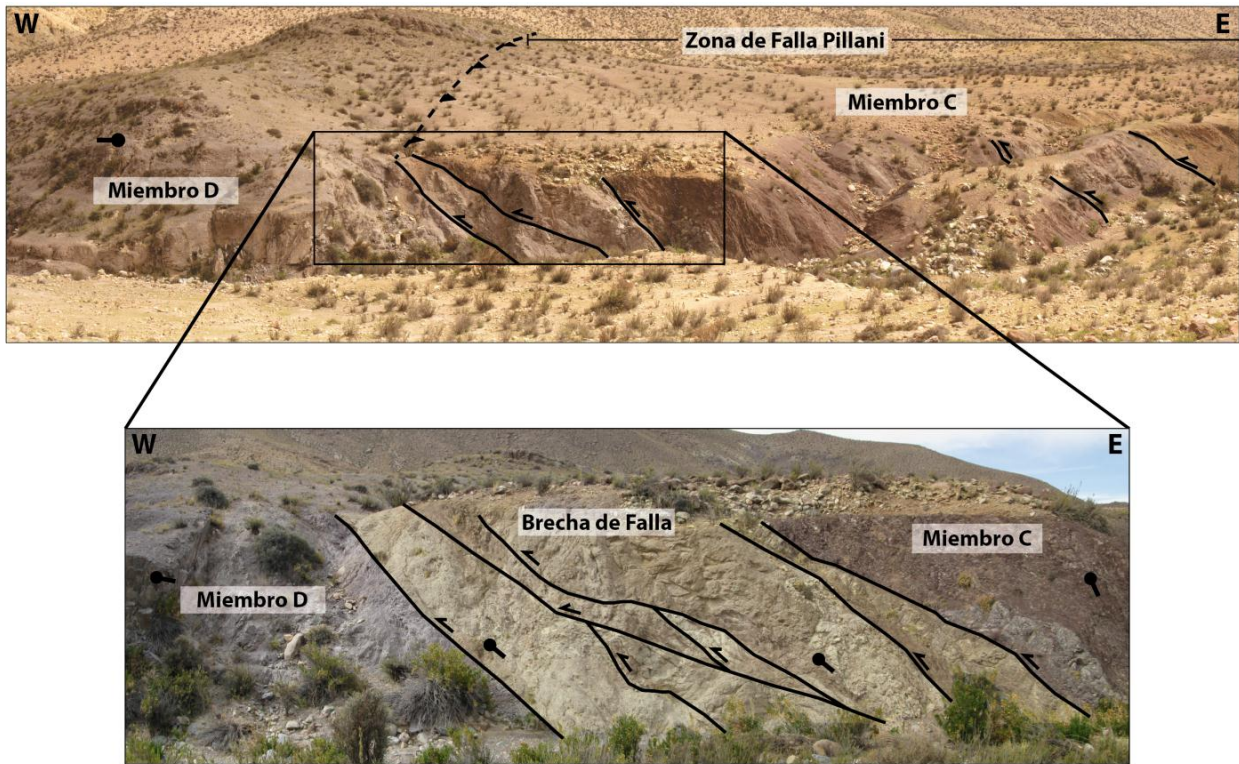
Hacia el sur, la Zona de Falla Pillani en la quebrada homónima se encuentra relativamente más lejos del anticlinal Luja, lo cual permite observar otras estructuras entre las dos mayores antes mencionadas. Así, por ejemplo, por la quebrada Pillani, unos 300 m al este del contacto por falla, se observan estratos del Miembro C con manteos subverticales, formando un pliegue anticlinal muy apretado, el cual hacia el norte disminuye desaparece hacia la zona de falla.

Por otro lado, hacia el norte, la Zona de Falla Pillani parece continuar a lo largo de una segunda estructura que, en las quebradas del sur, se ubica al este del anticlinal Luja (ver mapa fuera de texto). El contacto por falla en la quebrada Tarapacá se da entre rocas del mismo Miembro C y, en parte, entre los miembros C y D. Allí se forma un pliegue anticlinal volcado en el bloque colgante, justo al este del contacto por falla, y varios pliegues ubicados más al este dan forma al Sistema de Corrimientos Paguanta.



**Figura 34:** Vista desde la Quebrada de Coscaya hacia el sur, inmediatamente al este de la Zona de Falla Pillani. Se observan los estratos del Miembro C de la Formación Cerro Empexa en el limbo occidental del Anticlinal Luja, los que aumentan su manteo hacia el este, donde se ubica el núcleo del pliegue, hasta incluso volcarse levemente. Esta zona se caracteriza por la alta deformación existente debido a su cercanía a la Zona de Falla Pillani.

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 35:** Zona de Falla Pillani en la quebrada de Pillani, vista al norte.

Se observan numerosas fallas inversas de vergencia al oeste en la zona de acción del sistema de fallas, y en las cercanías del contacto principal se desarrolla una brecha de falla con clastos del Miembro D. En el bloque yacente las rocas se disponen prácticamente subhorizontales, mientras que el miembro C, en el bloque colgante, presenta manteos subverticales.

### 4.4.3. Anticlinal Luja

Corresponde a un pliegue anticlinal asimétrico que se reconoce en las quebradas de Pillani y de Coscaya, el cual afecta a los miembros B, C y D de la Formación Cerro Empexa. Su longitud de onda es de hasta ~1 km, disminuyendo hacia el norte, y su eje axial tiene una orientación aproximadamente NS a NNE-SSW, extendiéndose por casi 7 km. El manteo de sus limbos varía a lo largo del pliegue, siendo mayor hacia el norte y hacia la base de las secuencias. En efecto, al norte afloran rocas estratigráficamente más profundas y, además, el pliegue se acerca a la Falla Pillani. Asimismo, su charnela es más ancha al sur, en la quebrada de Pillani, que al norte, y presenta un leve buzamiento hacia el sur.

Su vergencia es oeste, lo que, si bien no se observa claramente en la quebrada de Pillani ya que allí su forma es casi simétrica y su charnela bastante más extensa, queda en evidencia en la quebrada de Coscaya, donde el limbo occidental alcanza manteos subverticales mientras que el limbo oriental no supera los 47°E (Figura 36). En particular, en la quebrada de Pillani se desarrolla un pliegue sinclinal inmediatamente al oeste del Anticlinal Luja (*footwall syncline*), el que desaparece hacia el norte, en la quebrada de Coscaya, al acercarse a la Zona de Falla Pillani. Allí la disposición de los estratos se vuelve caótica conforme la falla se acerca relativamente a los ejes de los pliegues. En la quebrada de Coscaya, además, el Miembro C aumenta su espesor hacia el oeste, en dirección hacia la Zona de Falla Pillani (Figura 36).



## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

En el núcleo del pliegue, cuya mejor expresión se observa en la quebrada de Coscaya, aflora el Miembro B de la Formación Cerro Empexa (Figura 36). En este sector las rocas, que corresponden a conglomerados gruesos y areniscas conglomerádicas medias, fluvio-aluviales, contienen clastos volcánicos (andesíticos) e intrusivos (graníticos). En particular, estos últimos sugieren aportes desde zonas cratónicas o de altos topográficos del basamento.

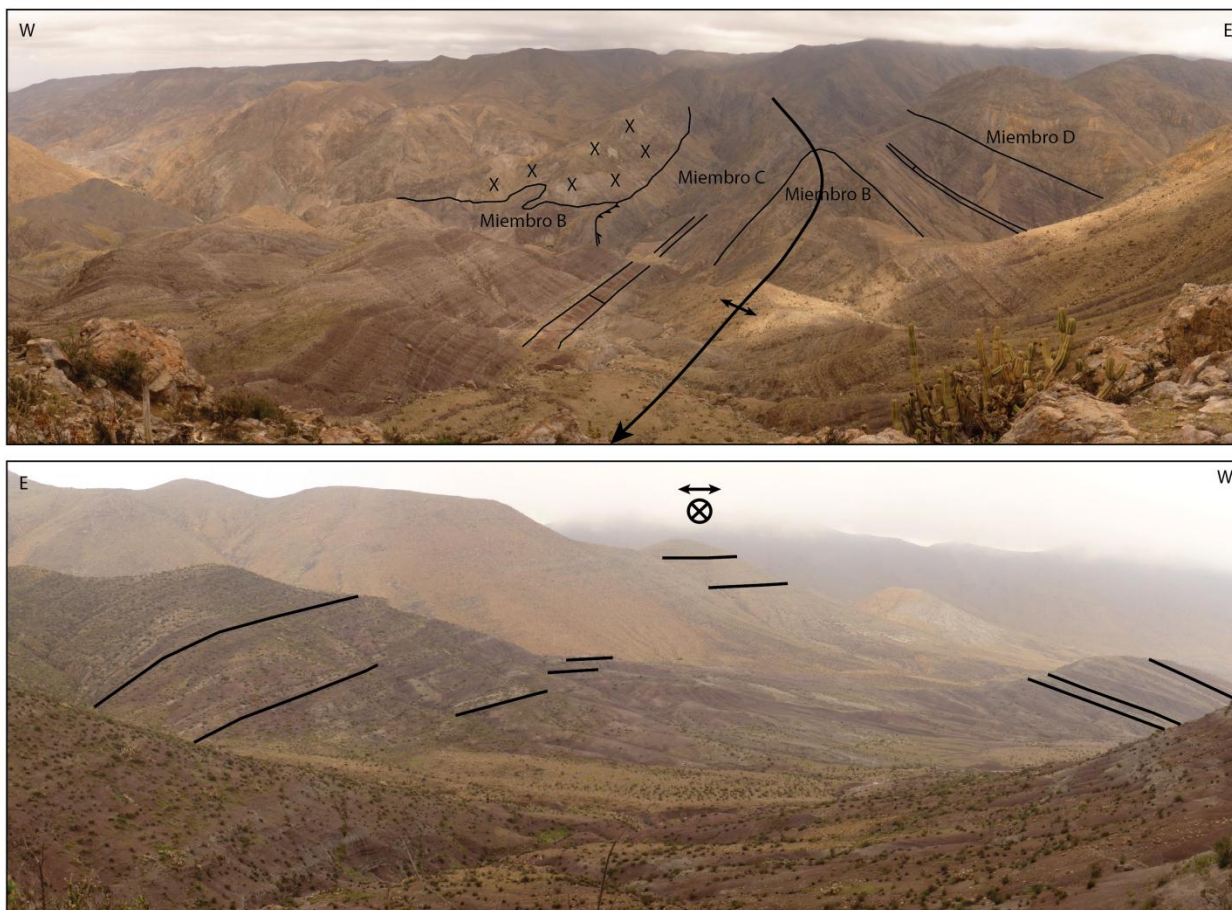
### 4.4.4. Sistema de Corrimientos Paguanta

Corresponde a un sistema de estructuras de piel fina y vergencia principalmente oriental compuesto por pliegues sinclinales y anticlinales de distinta longitud de onda, la que disminuye hacia el este, y limbos frontales de alto ángulo que aumentan progresivamente su manteo en los pliegues ubicados más al este (Figura 22). Su mejor expresión se localiza en el sector de Paguanta, en la quebrada de Tarapacá.

El límite occidental de este sistema lo marca la Zona de Falla Pillani, mientras que hacia el este se desconoce su alcance debido a la cobertura neógena que sella la deformación previa. En efecto, se han observado rasgos estructurales similares hasta la localidad de Cultane (Figura 33) pero no se han revisado en detalle las unidades geológicas ni la relación que existe entre ellas y las del sector de Paguanta. Un límite oriental tentativo podría estar dado por la Falla Jellajellane, lo que acotaría la extensión O-E de este sistema a poco menos de 10 km. Hacia el este las unidades mesozoicas quedan cubiertas por los depósitos volcánicos y sedimentarios cenozoicos, y alrededor de 200 km al este vuelven a afloran unidades mesozoicas que McQuarrie (2002) incluye en el límite occidental de su sección estructural.

En las quebradas Coscaya y Pillani, si bien existen pliegues y fallas que podrían asociarse al desarrollo del Sistema de Corrimientos Paguanta, en especial aquellas que se encuentran en las cercanías de la ZFP, la deformación es de menor magnitud y las estructuras menos abundantes. Sumado a lo anterior, la franja de intrusivos del Eoceno Superior elimina todo registro de lo que ocurre hacia el este. En particular, por la quebrada Pillani, en el sector entre la Zona de Falla Pillani y la Falla Laguani, se reconocen al menos tres pliegues anticlinales y uno sinclinal. El anticlinal más occidental es muy apretado y de limbos casi subverticales, mientras que los otros dos son de longitud de onda del orden de los 1-2 km y menor amplitud, con limbos manteando no más de 20° tanto al este como al oeste. El pliegue sinclinal, que se encuentra justo al oeste de la Falla Laguani, tiene limbos con ángulos levemente mayores. Inmediatamente al este de la Zona de Falla Pillani y al norte de la quebrada homónima se observan también un pliegue sinclinal y un anticlinal mayores –el anticlinal Luja-, los que presentan continuidad hasta la quebrada de Coscaya. Por la quebrada de Coscaya, por su parte, además de los dos pliegues anteriores se reconoce al este una segunda falla inversa y, posteriormente, un pliegue anticlinal. Esta falla, como se mencionó anteriormente, podría corresponder a la prolongación hacia el sur de la estructura que aflora en la quebrada de Tarapacá y que se vincula también a la Zona de Falla Pillani.

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 36:** Anticlinal Luja y Zona de Falla Pillani, vista hacia el norte y hacia el sur. (A) Vista hacia la quebrada de Coscaya a la zona ubicada al este del pueblo Coscaya. En esta zona afloran los miembros B, C y D de la Formación Cerro Empexa. El eje del Anticlinal Luja se marca en la zona central de la imagen. A su vez, se indica en el Miembro C un nivel guía cuyo espesor disminuye considerablemente hacia el este, lo que se ve también en otros niveles y que evidencia el aumento del espesor de dicho Miembro en dirección hacia la Falla Pillani. (B) Vista hacia la quebrada de Pillani, ubicada justo al sur de la quebrada de Coscaya. Se muestra el Anticlinal Luja, cuyos limbos son más suaves y su charnela más extensa respecto a lo observado al norte.

### 4.4.5. Otras estructuras desarrolladas en el Dominio III

En los puntos anteriores se han descrito los sistemas estructurales más relevantes de este dominio, los que destacan por su extensión y magnitud. Este dominio, no obstante, se caracteriza por presentar el mayor número de estructuras respecto a los definidos previamente, lo que hace necesario hacer mención, al menos, a los rasgos secundarios que se reconocen. A continuación se señala brevemente la descripción dichas estructuras:

#### 4.4.5.1. Falla Laguani

Corresponde a una falla inversa vergente al oeste que pone en contacto a la Formación Copaquire con el Miembro D de la Formación Cerro Empexa (Figura 13). Tiene una orientación aproximadamente norte-sur y aflora entre la quebrada de Laguani, por el norte, y hasta más al sur de la quebrada de Pillani. Es una estructura de ángulo relativamente alto y los estratos de la

## **4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ**

Formación Copaquire, ubicados en el bloque colgante, alcanzan un manteo de hasta 80°E. Es posible que exista una relación genética entre el Sinclinal Huarallapo y esta falla, a la vez que puede estar ligada de alguna forma a la Falla Jellajellane, a pesar de que al norte de la quebrada de Laguani los cuerpos intrusivos del Eoceno Superior impiden reconocer una posible prolongación de esta falla en dicha dirección. Su alto ángulo y las unidades que pone en contacto sugieren interpretarla como una estructura heredada

### **4.4.5.2. Falla Jellajellane**

Falla inversa de vergencia oeste que pone en contacto a la Formación Icanche con los miembros C y D de la Formación Cerro Empexa. Aflora en el sector oriental del área de estudio, en las cercanías de Paguanta. Si bien no es clara su presencia en superficie, se infiere su existencia debido a las unidades disímiles que se encuentran en contacto. Dadas las observaciones de terreno, su manteo debe ser relativamente alto. Tanto hacia el norte como hacia el sur su posible prolongación queda cubierta por las rocas volcánicas del Mioceno, no obstante, su ubicación y orientación norte-sur permiten inferir una posible relación con la Falla Laguani.

### **4.4.5.3. Sinclinal Huarallapo**

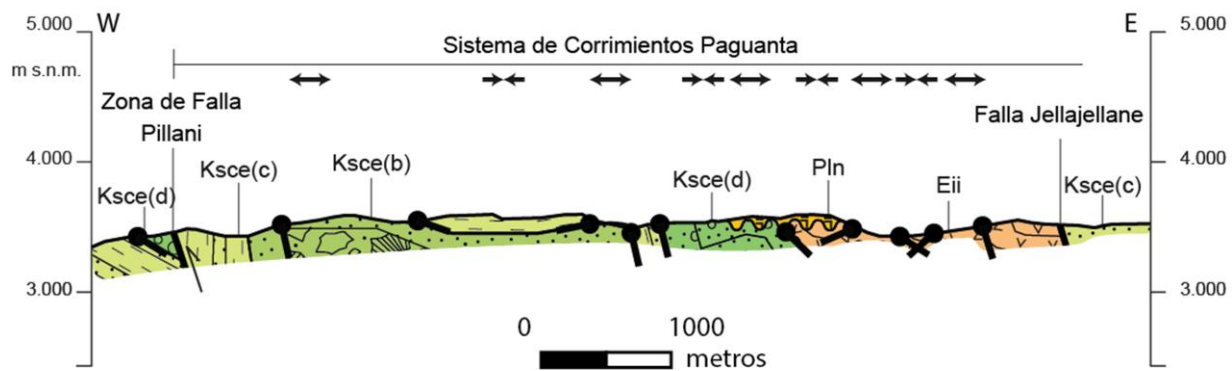
Pliegue sinclinal de orientación NS ubicado en el sector de Huarallapo, al este de la Falla Laguani, que afecta a las rocas de la Formación Copaquire y la Formación Cerro Empexa, en el sector más oriental del área de estudio (Figura 13). Su limbo oriental posee un manteo de no más de 15°W, mientras que el limbo occidental va desde los 25°E hasta los 80°E. Las rocas de la Formación Cerro Empexa, que corresponden al miembro D, poseen en general un menor manteo que las rocas de la Formación Copaquire que las subyacen. No se alcanza a reconocer la presencia de un pliegue anticlinal adyacente debido a que las rocas son interrumpidas por la franja de intrusivos del Eoceno Superior y por la Falla Laguani. La franja de intrusivos también interrumpe su prolongación hacia el norte

### **4.4.6. Sección Esquemática Dominio III**

En este dominio se confeccionó una sección representativa del sector norte, aproximadamente a lo largo de la quebrada de Tarapacá, la cual se muestra en la Figura 37. Si bien al norte la deformación es ligeramente distinta a lo observado al sur, la sección del norte incluye a la formación Icanche, lo cual es importante para establecer la temporalidad de los distintos eventos de deformación y la relación que presentan las distintas estructuras en profundidad.

Por su parte, es importante notar en la sección la menor longitud de onda que presentan los pliegues que deforman a la Formación Icanche con respecto a aquellos que solamente afectan a la Formación Cerro Empexa, lo que sugiere un origen asociado a estructuras relativamente más profundas para explicar la deformación de esta última. Asimismo, la Formación Cerro Empexa forma un anticlinal contra la Zona de Falla Pillani cuyo limbo occidental es muy inclinado. Este pliegue podría modelarse como un pliegue por propagación de falla de vergencia oeste.

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ



**Figura 37:** Sección en superficie del Dominio III. Se presenta la disposición de las estructuras y los datos de mapeo de éstas. La sección representa la parte oriental de la traza B-B' que se muestra en la Figura 22. La escala vertical es igual a la horizontal.

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

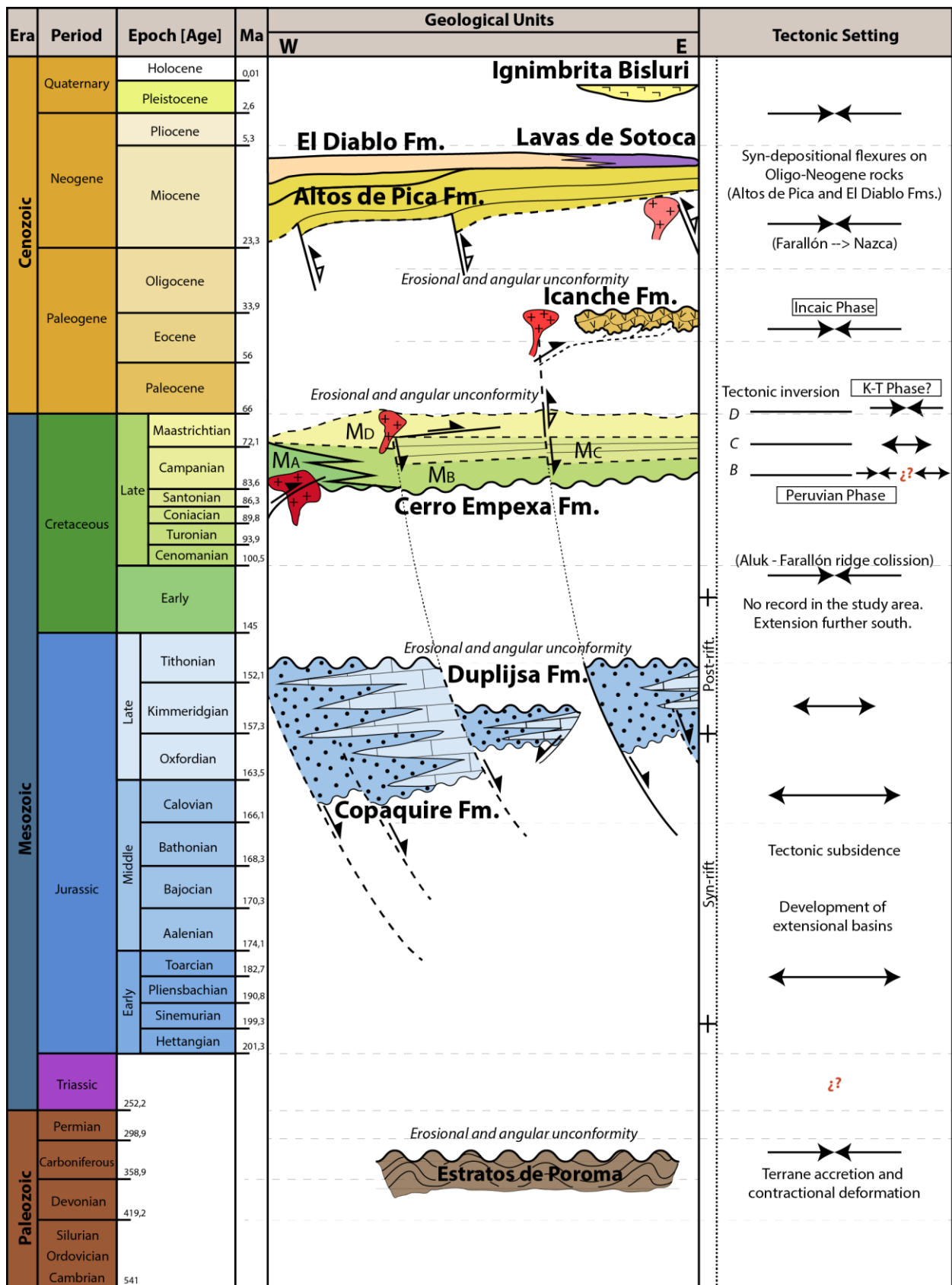


Figura 38: Síntesis cronoestratigráfica de las unidades geológicas presentes en el área de estudio, los principales rasgos estructurales y los eventos de deformación reconocidos en este trabajo y por otros autores (ver Figura 5).

### 4.5. Cronología de la deformación

#### 4.5.1. Historia general de depósito y deformación para el área de estudio

Considerando el registro geológico presente en el área de estudio y los antecedentes estructurales, la historia la región de estudio se sintetiza en la (Figura 38) y se describe a continuación:

1. La fuerte discordancia angular que separa a los Estratos de Poroma de la Formación Cerro Empexa, sumado carácter metamórfico de los primeros, sugiere el desarrollo de un primer evento de deformación pre-Cretácico en el área de estudio. La correlación que existe entre los Estratos de Poroma y el Complejo Metaturbidítico Quebrada Aroma, presentando este último un metamorfismo evidente y fuerte deformación, además de ser sobreyacido en discordancia angular por las unidades del Jurásico (Harambour, 1990; Morandé et al., en edición), permite acotar la edad de este evento de deformación para algún momento previo al Jurásico y posterior al depósito de las unidades paleozoicas.
2. El contacto entre las unidades paleozoicas y las mesozoicas corresponde a una **primera discordancia** que marca un gap temporal entre el Paleozoico Superior y el Jurásico Inferior, ambos incluidos. Si bien en la quebrada Aroma las rocas jurásicas sobreyacen al Paleozoico, en el área de estudio son las rocas cretácicas las que sobreyacen a los Estratos de Poroma. Esto podría explicarse por un evento erosivo que haya eliminado todo registro del Jurásico o por, simplemente, el no desarrollo de rocas jurásicas en la zona. Bajo un contexto tectónico y paleogeográfico adecuado, esta segunda alternativa es absolutamente factible; de todas maneras, un evento erosivo importante debe haber ocurrido para permitir que las rocas del Paleozoico queden expuestas luego de haber sufrido metamorfismo y fuerte deformación. No existen evidencias que permitan determinar cuándo ocurrió este evento erosivo ni conocer su relación con la deformación que afecta al registro Paleozoico.
3. El lapso comprendido entre el Caloviano y el Titoniano inferior correspondería a un periodo de carácter extensional y/o subsidente durante el cual se habrían generado los depósitos de las formaciones Duplijsa y Copaquire. No se tiene información respecto a lo ocurrido previamente durante el Jurásico ni se reconoce la base de estas unidades. A su vez, el registro de éstas se ve interrumpido en el techo por una **segunda discordancia** que las separa de las unidades cretácicas, la cual se observa en ambos extremos -oriental y occidental- de la zona de estudio. En la zona oriental, no obstante, las rocas cretácicas que sobreyacen a las unidades del Jurásico son levemente más jóvenes que aquellas que lo hacen en el sector occidental (miembros D y A, respectivamente).
4. Respecto a la **segunda discordancia**, en el sector occidental las rocas volcánicas del Miembro A sobreyacen en discordancia angular leve a las unidades jurásicas. Esto evidencia la ocurrencia de un evento de deformación y erosión antes del depósito de las secuencias cretácicas, el cual podría incluso haber estado activo durante el depósito del Miembro A. En efecto, la relación de interdigitación que se observa entre las rocas

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

volcánicas dicha unidad y los conglomerados y aglomerados del Miembro B, sugiere la prevalencia de una tectónica activa que permita el desarrollo continuo de un relieve, lo cual favorecería la erosión del Miembro A y permitiría que éste sirva como fuente de aporte para formar las rocas del Miembro B. Considerando dicho escenario y la edad de estas rocas, este periodo activo habría perdurado durante el depósito de los miembros A y B, lo que se acota entre los ~83 y ~75 Ma. Si bien no es totalmente claro si este periodo de actividad tectónica habría estado ligado a un régimen contraccional o extensional, la evidencia apoya más fuertemente la primera situación.

5. Un contacto gradual, que se interpreta como una discordancia intraformacional, separa las rocas del Miembro B de las del Miembro C. En este último se observan pequeñas fallas normales internas, crecimiento de estratos hacia las fallas mayores (ZFP), desarrollo de *slumpings* y rasgos de inversión tectónica, lo que indicaría que su depósito estuvo vinculado a estructuras extensionales. Como la edad del Miembro C se encuentra acotada a los 74-70Ma, durante dicho periodo el régimen tectónico, al menos a nivel local, habría sido extensional. El contacto por falla inversa entre el Miembro C y el Miembro B, ubicándose el primero en el bloque colgante y, por lo tanto, definiendo un contacto que no tendría sentido si no fuera por una falla normal, permite corroborar el carácter extensional del Miembro C y asociarlo, además, a un posterior periodo de inversión tectónica que explicaría la deformación y tipo de contacto observados.
6. Una **tercera discordancia**, de tipo erosiva, se define en el contacto entre el Miembro D y el Miembro C. La parte basal del Miembro D se asocia a la etapa final de la extensión que actuó durante el depósito del Miembro C, mientras que la presencia de discordancias progresivas, *onlaps* rotacionales y crecimiento de los estratos en dirección opuesta a las fallas mayores, en los niveles siguientes del Miembro D, dan cuenta de una inversión del régimen tectónico. La edad de este miembro está acotada entre los 70 y 64 Ma, por lo que el comienzo de la contracción se ubicaría en la parte más superior del Cretácico.
7. Un nuevo gap temporal, expresado en una **cuarta discordancia** angular, separa las formaciones Cerro Empexa e Icanche en el sector oriental del área de estudio. La edad de esta última se encuentra entre los 45 y 35 Ma, estando ausente el registro Paleoceno-Eoceno inferior. Las rocas de la Formación Icanche se asocian a una tectónica compresiva y los pliegues que la afectan reflejan, además, la prevalencia de dichas condiciones luego de su depósito. Cabe destacar que estas rocas afloran en el sector más oriental del área de estudio, lo que daría cuenta de la continua migración de la deformación hacia zonas cada vez más orientales y permite inferir un transporte tectónico preferencialmente hacia el este.
8. Los depósitos oligo-neógenos cubren todas las secuencias pre-existentes, definiendo una **quinta discordancia** que Galli (1957) denominó Pedimento de Choja y Charrier et al. (2009) la describen como el resultado de la erosión luego del alzamiento de la Cordillera Incaica. Las condiciones tectónicas contraccionales prevalecen durante este tiempo. Tanto en la región de estudio como en zonas al norte y al sur de ésta, se reconocen los depósitos de la Formación Altos de Pica desarrollados de forma sintectónica al crecimiento de

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

flexuras monoclinales, lo que en la zona de estudio se evidencia, además, por la variación en el espesor de la unidad a uno y otro lado de los pliegues. Asimismo, el depósito de la Formación El Diablo puede vincularse a un nuevo pulso de deformación, lo que generaría alzamiento al este, erosión y, consecuentemente, transporte de material hacia el oeste. Cabe destacar que las flexuras desarrolladas en la Formación Altos de Pica se ubican en el sector occidental del área de estudio y tienen vergencia oeste, lo que es consistente con lo que se ha propuesto previamente respecto al desarrollo del Sistema de Corrimientos de Vergencia Oeste (Muñoz y Charrier, 1996; Farías, 2003; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Farias et al., 2005; Charrier et al., 2007).

### 4.5.2. Detalle de la historia de deformación por dominio

Con el objetivo de analizar en detalle la evolución geológica de la zona de estudio, en especial considerando los eventos de deformación e identificando particularmente las estructuras que habrían estado activas en cada periodo, es conveniente considerar los tres dominios estructurales ya definidos y realizar dicho análisis en cada uno de ellos por separado.

#### 4.5.2.1. Evolución Geológica y Deformación – Dominio I

Los depósitos más antiguos que se reconocen en este dominio corresponden a las rocas jurásicas de las formaciones Duplijsa y Copaquire. Considerando su litología, las estructuras observadas en la Formación Copaquire y lo que se conoce respecto a la tectónica de este tiempo al oeste y sur del área de estudio (v.g. Mpodozis & Ramos, 1990; Blanco et al., 2012), se puede proponer un periodo de carácter extensional durante el depósito de estas unidades. El desarrollo de cuencas donde se depositen estas rocas estaría ligado a estructuras extensionales relativamente importantes, que en la zona de estudio no afloran en superficie pero es posible interpretar a partir de la disposición y tipos de rocas que afloran.

Se infiere la presencia de una posible estructura mayor a lo largo de la zona donde aflora la franja occidental de intrusivos del Cretácico Superior (Ksg), cuyo emplazamiento, probablemente, se vio favorecido por la presencia de esta zona de debilidad. Habría correspondido a una falla normal con manteo hacia el este que controlaría el desarrollo de la cuenca donde se habrían depositado las formaciones Copaquire y Duplijsa. En ese sentido, si bien los slumpings y fallas normales presentes en la primera pueden desarrollarse en el ambiente deltaico al cual se asocia, sin ser necesario un control tectónico para explicar su origen, el tamaño de grano de esta unidad es consistente con la presencia de relieves pronunciados adyacentes a las zonas de progradación de los deltas, como puede ocurrir en márgenes de cuencas de rift (Nichols, G., 2009), lo cual es consistente con la presencia de esta posible estructura. De todas maneras, es necesario contar con más evidencias para corroborar totalmente esta idea.

El gap temporal que existe entre las unidades jurásicas y el Miembro A de la Formación Cerro Empexa es de aproximadamente 70 m.a. En la zona de estudio no existe registro de lo ocurrido en dicho periodo, no obstante, la discordancia angular que separa estas unidades permite inferir la ocurrencia de un evento de deformación. Coincidentemente, en otras regiones se ha determinado



#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

que la Fase Peruana (Steinmann, 1929) habría ocurrido, en parte, en el periodo de tiempo contenido en este *gap*. Asumiendo el carácter extensional de las unidades jurásicas, esta discordancia evidenciaría, entonces, una inversión en el régimen tectónico, desde extensional durante el Jurásico Superior a contraccional durante el Cretácico, previo al depósito de la Formación Cerro Empexa. La deformación contraccional se puede haber propagado inicialmente a lo largo de la antigua falla extensional borde de cuenca, ubicada al oeste. Luego, debido a su alto ángulo, la deformación se habría propagado hacia el este a lo largo de un retrocorrimiento que, cortando el basamento, se ubicaría en un nivel de despegue más somero entre las rocas jurásicas, favorecido por la litología de estas rocas. Hacia el este, el retrocorrimiento desarrollaría una rampa y se convertiría, eventualmente, en lo que hoy se reconoce en superficie como Falla Quicane.

Hacia el este, el Miembro A de la Formación Cerro Empexa se interdigita con el Miembro B. La evidencia sugiere que los miembros A y B se habrían depositado de forma sintectónica: el continuo desarrollo de un relieve vinculado a las rocas del Miembro A, cuya consecuente erosión dé origen a los depósitos del Miembro B, explicaría la relación de interdigitación y el aumento de espesor del Miembro A en los sinclinales. No es claro, sin embargo, si la tectónica durante este tiempo habría sido extensional o contraccional. En efecto, tanto un alzamiento por apilamiento de capas debido a un ambiente compresivo como un alzamiento flexural en los flancos de un rift bajo un ambiente extensional (v.g. Weissel y Karner, 1989) son posibles mecanismos para desarrollar el relieve deseado. La relación que existe, al oeste de Pachica, entre la Falla Infiernillo, la Formación Duplijsa y el Miembro A (Figura 27), sugiere que la tectónica habría sido compresiva. Parece lógico considerar que gran parte de la deformación de piel fina, que se acomoda en el Dominio I, es coetánea al depósito del Miembro A.

Durante el depósito de los miembros A y B, el retrocorrimiento que acomodó la deformación de las rocas jurásicas, previo al depósito de las cretácicas, se habría mantenido activo. Utilizando el mismo despegue, la deformación se habría podido propagar hacia el este dentro de este mismo dominio, generándose al menos un par de estructuras tipo *flat-rampa-flat*, cada una ubicada más al este que la anterior, que desarrollarían incluso estructuras tipo *dúplex*. En particular, la falla Infiernillo correspondería a una de estas rampas y los pliegues observados en la Formación Duplijsa estarían asociados a ello. En general, toda esta deformación es de piel fina y vergencia este, favorecido esto último por la litología de las formaciones Duplijsa y Copaquire.

El emplazamiento de los cuerpos intrusivos más occidentales, cuya edad es de ~75 Ma, se vería favorecido por la presencia de la antigua falla borde de cuenca. Más aún, considerando la posible relación genética entre estos cuerpos y las rocas volcánicas de la Formación Cerro Empexa, es posible que hayan actuado como barrera, permitiendo la propagación de la deformación hacia el este, en lugar de hacia el oeste, debido a la mayor resistencia que presentan dichas rocas con respecto a los niveles sedimentarios del jurásico.

La presencia del Miembro D sobreyaciendo directamente al Miembro B sugiere que las condiciones que dieron origen al Miembro C en los dominios II y III, no se cumplieron en este

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

sector. Las rocas del Miembro D, por su parte, no entregan mayor información respecto a la tectónica de la región durante su depósito en este dominio.

En relación a las unidades oligo-neógenas, su depósito no solo se caracteriza por ser sintectónico -al menos durante su fase inicial- sino que además refleja un cambio en el estilo y sentido de la deformación con respecto a las estructuras desarrolladas en el Mesozoico. En efecto, mientras que la deformación pre-oligocena se concentra en estructuras relativamente superficiales y de vergencia hacia el este, la deformación que afecta a la Formación Altos de Pica, durante su depósito, es de vergencia hacia el oeste y relacionada con estructuras de alto ángulo, posiblemente más profundas y heredadas. Este tipo de estructura generaría, consecuentemente, las flexuras reconocidas en el sector, deformando también las unidades del Mesozoico.

##### 4.5.2.2. Evolución Geológica y Deformación – Dominio II

En este dominio no afloran las unidades jurásicas pero sí se reconoce el basamento Paleozoico subyaciendo directamente a las rocas del Cretácico. Este contacto define una primera discordancia de tipo angular y erosiva. Considerando el manto de las rocas paleozoicas, el gran lapso de tiempo que separa a las unidades allí en contacto y que, de todas formas, el afloramiento de los Estratos de Poroma es reducido, simplemente se puede sugerir el desarrollo de un evento de deformación pre-Jurásico, probablemente compresivo, que genere la deformación documentada en los Estratos de Poroma.

La ausencia de unidades jurásicas impide determinar la forma en que la tectónica extensional, propuesta para dicho periodo en el Dominio I, afectaría este dominio. De todas maneras, los datos de circones presentes en la Formación Copaquire permiten proponer, para el Jurásico, la presencia de un relieve positivo en el Dominio II que habría impedido transportar circones más jóvenes hacia el este. Este relieve explicaría, además, la ausencia de depósitos de esta edad en la zona central (ver sección 3.2.3).

El Miembro B de la Formación Cerro Empexa aflora a lo largo de prácticamente todo el Dominio II. Se caracteriza por su gran espesor y por dar forma al Anticlinal de Sibaya. En este dominio no existen evidencias que corroboren el carácter sintectónico de este miembro ni que sugieran el ambiente tectónico al cual se asociaría. La ausencia de estratos de crecimiento o variaciones en el manto de sus niveles, junto con la relación de contacto con el Miembro C, sugiere que no se habría visto afectado por algún evento de deformación importante antes del depósito de este último. Por lo anterior, y considerando las observaciones realizadas en el Dominio I, se puede proponer que esta zona se ubica en una posición más al este respecto al frente de deformación del periodo, correspondiendo, en ese caso, a depósitos de piedemonte o antepaís proximal.

Entre el Campaniano superior y Maastrichtiano inferior, durante el depósito del Miembro C, el régimen tectónico local habría sido extensional. En particular, la relación de contacto que se observa en la Zona de Falla Pillani entre el Miembro C y las unidades adyacentes da cuenta del

## 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

desarrollo de estos depósitos en cuencas extensionales controladas por fallas normales. La Zona de Falla Pillani, en ese sentido, habría correspondido originalmente a una estructura borde de cuenca. La ausencia de afloramientos del Miembro C en el Dominio I sugiere, además, que en el sector de Mocha, y extendiéndose hacia el norte y hacia el sur, habría existido otra estructura que también habría actuado como borde de cuenca y que habría correspondido a una falla normal de manteo hacia el este. La geometría del limbo occidental del Anticlinal de Sibaya podría ser explicada por el desarrollo de un anticlinal de *rollover* generado por esta falla. Esta estructura se habría invertido durante el depósito del Miembro D, propagándose hacia el este y formando el Anticlinal de Sibaya.

Una discordancia angular leve señala el contacto entre los miembros C y D en el sector de Guaviña, a la vez que el depósito del Miembro D marca el cese de la extensión y posterior inversión tectónica. Los depósitos de este último son escasos y no se observan otros rasgos relevantes en él. El contacto casi concordante entre los miembros C y D sugiere que la extensión podría haber perdurado durante el depósito de la parte basal del último, pero, a diferencia de lo observado en el Dominio III, no es claro el momento exacto del comienzo de la inversión tectónica y consecuente establecimiento de las condiciones contraccionales. La edad del Miembro D, de todas formas, corrobora que la inversión habría comenzado cerca de los 70-68 Ma y, consecuentemente, las estructuras que controlaron el depósito del Miembro C se habrían invertido y propagado hacia el este. La deformación de piel fina que se observa en el límite oriental de este dominio puede atribuirse a la propagación más somera, hacia el este, de la estructura que genera el Anticlinal de Sibaya durante la inversión tectónica.

En este dominio no existen evidencias que indiquen por cuánto tiempo habrían prevalecido las condiciones contraccionales antes descritas ni tampoco que señalen la ocurrencia de deformación durante el depósito de las unidades oligo-neógenas. No obstante, las fallas normales que se reconocen en la Formación Altos de Pica (Figura 30), justo en la charnela del Anticlinal de Sibaya, sugieren que la estructura que desarrolló este anticlinal presentó movimiento en un periodo relativamente reciente, posterior al depósito la Formación Altos de Pica, pero precediendo a la formación de los valles que caracterizan el piedemonte, lo cual no ocurrió antes de 10 Ma (Farías et al., 2005; Hoke et al., 2007).

### 4.5.2.3. Evolución Geológica y Deformación – Dominio III

La Formación Copaquire corresponde a la unidad más antigua en este dominio. Está en contacto por falla con la Formación Cerro Empexa, por el oeste, y la franja de intrusivos del Eoceno Superior (Esg) interrumpe su continuidad por el este (Figura 8). Aunque en el Dominio I se ha interpretado un ambiente extensional durante su depósito, aquí no existen rasgos que permitan realizar inferencias al respecto. Sí es claro que existe una discordancia angular leve entre estas rocas y las del Cretácico (Figura 13), de manera equivalente a lo registrado en el Dominio I, lo que sugiere la ocurrencia de un evento de deformación y erosión previo al depósito de estas últimas.

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

---

El Miembro B de la Formación Cerro Empexa aflora en zonas muy puntuales, restringidas al núcleo de algunos anticlinales, y la información que de él se puede obtener es muy limitada. No se reconocen unidades de edad entre la de la Formación Copaquire y la del Miembro B.

El primer evento de deformación del cual se tiene absoluta evidencia habría ocurrido durante el depósito del Miembro C. A lo largo de la Zona de Falla Pillani, esta subunidad se encuentra muy deformada y es puesta en contacto con los miembros D y B. La relación de contacto con el Miembro B, no obstante, es contraria a la que debería existir ya que la unidad más joven –el Miembro C- cabalga al Miembro B. Para explicar esto resulta necesario considerar un evento de deformación previo, de carácter extensional, que se haya desarrollado a lo largo del mismo sistema de falla y que permita que el Miembro C se ubique adyacente al Miembro B. Esto es consistente con el alto ángulo de las estructuras de la Zona de Falla Pillani, como se observa en la quebrada de Coscaya, y con la geometría de los pliegues desarrollados en el bloque colgante de la estructura. Con estos antecedentes, se puede afirmar que la Zona de Falla Pillani habría correspondido a un borde de cuenca local donde se depositaron las facies lacustres del Miembro C, la cual habría sido posteriormente invertida.

El fin de la etapa extensional ocurre junto con el depósito del Miembro D. En efecto, en este dominio se reconoce la evidencia más clara de la existencia de un régimen contraccional afectando a esta subunidad durante su depósito, reconociéndose *onlaps* rotacionales y crecimiento de estratos en dirección opuesta a la Zona de Falla Pillani (Figura 21). El establecimiento de estas condiciones, por lo tanto, ocurriría a partir de ~70-68 Ma.

Nuevamente un amplio gap temporal interrumpe la continuidad de las unidades, estando ausente el registro del Paleoceno. La Formación Icanche, del Eoceno, es la siguiente unidad observada en este dominio, la cual aflora exclusivamente en el sector de Paguanta, en la quebrada Tarapacá, y se dispone discordantemente sobre el Miembro D. Durante el Eoceno, se desarrollaron dos franjas mayores de cuerpos intrusivos, lo que sugiere que la actividad magmática que dio origen a dichos cuerpos podría relacionarse con aquella que permitió el depósito de la Formación Icanche. En efecto, como se mencionó en la sección 3.2.5, esta unidad estaría vinculada a una tectónica contraccional desarrollada durante un periodo de actividad volcánica intermedia a ácida. Por otro lado, los pliegues observados en esta unidad, de vergencia predominantemente este, se habrían desarrollado durante su depósito, evidenciando su carácter sinorogénico. Este plegamiento también afecta a las unidades que subyacen a la Formación Icanche, no obstante se desarrolló de forma distinta al norte, en la quebrada de Tarapacá, respecto al sur, en las quebradas de Coscaya y Pillani. En la primera, los pliegues son de menor longitud de onda, vergencia este y posiblemente generados por un retrocorrimiento arraigado en la Zona de Falla Pillani, relacionado a un estilo de deformación de piel fina. Al sur, por su parte, el desarrollo de un anticlinal de inversión es más evidente y la deformación se propaga hacia el este en una mayor longitud de onda y con despegues levemente más profundos. La deformación, posteriormente, habría continuado propagándose hacia el este.

#### 4. ESTRUCTURA DE LA QUEBRADA TARAPACÁ

---

Entre el Oligoceno Superior – Mioceno se tiene registro del depósito de la Formación Altos de Pica, el Grupo Volcánico Sotoca y la Formación El Diablo. Este periodo marca un cambio en la vergencia de las estructuras. En el Dominio I se ha reconocido un plegamiento de vergencia oeste que afecta a las unidades neógenas, el cual se habría desarrollado de forma coetánea al depósito de dichas unidades. Por su parte, en el Dominio III, los afloramientos de las unidades oligoneógenas son escasos y no presentan evidencias de deformación, no obstante, se reconocen dos estructuras mayores cuya vergencia es hacia el oeste: las fallas Laguani y Jellajellane. Estas estructuras podrían corresponder a la traza de un mismo sistema de fallas que se habría desarrollado después del depósito de la Formación Icanche, probablemente durante el Mioceno. La exhumación de los cuerpos intrusivos ubicados en el borde oriental de la zona de estudio, que se encuentran a una altura considerable, podría vincularse también al mismo sistema de fallas. Estas estructuras, por lo demás, son probablemente heredadas de una actividad previa. En particular, la relación entre la Falla Laguani y las rocas del Jurásico sugiere considerar la posibilidad que se tratara del borde de cuenca donde se depositaron dichas unidades.

---

## 5. MODELO ESTRUCTURAL

### 5.1. Estructura en superficie

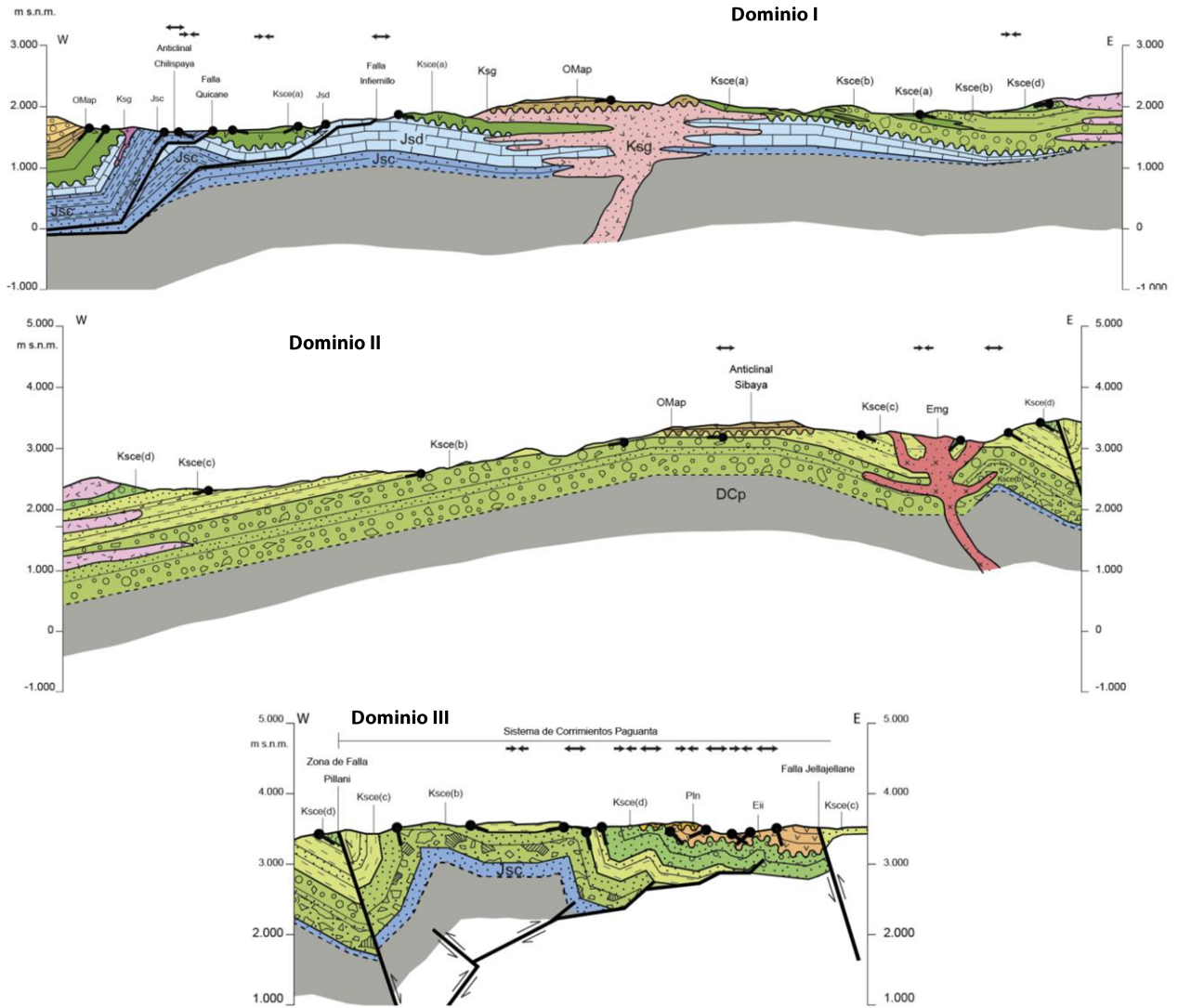
Para aproximarse a la elaboración de un modelo en profundidad de la estructura de la zona de estudio, es necesario, primero, establecer las restricciones geológicas y geométricas que se deben respetar en superficie. Una forma de lograrlo es mediante el método Kink (Anexo 2), el cual permite definir una posible geometría para las unidades expuestas en superficie a partir del mapeo que poseen. En la Figura 39 se presenta, para cada dominio, la sección construida con este método, incluyendo una interpretación preliminar en profundidad. Considerando la geometría de los pliegues, es posible identificar el modelo de deformación que cada uno respeta mayormente, sin embargo, debido a que se han documentado eventos de deformación sobreimpuestos, se debe sumar a este análisis la temporalidad de dichos eventos.

En el Dominio I, si solamente se considera la geometría del Anticlinal Chilispaya en las rocas mesozoicas, éste podría ser modelado como un pliegue por propagación de falla de vergencia oeste debido a la inclinación de su limbo occidental. No obstante, la presencia de la Falla Quicane, de vergencia este, y la inclinación de las unidades cenozoicas ubicadas inmediatamente al oeste, que poseen un mapeo equivalente al del limbo occidental de este anticlinal y dan forma la flexura Sierra de Tarapacá, permiten inferir que, originalmente, el Anticlinal Chilispaya no presentaba una inclinación hacia el oeste tan pronunciada ya que existe deformación neógena, sobreimpuesta, afectando su forma. Por ello, es preferible modelarlo como un pliegue por flexura de falla, de vergencia este, generado en el mesozoico y deformado durante el proceso que afectó también a las unidades del Cenozoico. Además, debido a la corta extensión de su charnela, la porción de la falla que lo originaría se debe encontrar a poca profundidad. De todas maneras, esto no impide que la Falla Quicane se prolongue hacia niveles más profundos a lo largo de una nueva rampa. La Falla Infiernillo y la Falla Quicane estarían unidas en profundidad, lo cual tiene sentido considerando la vergencia, estilo y cercanía de ambas.

En el Dominio II, el Anticlinal de Sibaya sobresale por la gran extensión de su limbo occidental hacia el oeste. Este pliegue posee una geometría consistente con la de un pliegue por flexura de falla, pero la extensión de su limbo occidental sugiere que la falla que lo origina poseería más de una rampa. Por su parte, la geometría del pliegue generado en el extremo oriental puede ser modelada como la de un pliegue por propagación de falla de vergencia oeste.

En el Dominio III, la estructura general es más somera, no obstante es necesario involucrar al basamento en la deformación, al menos en el extremo occidental, debido al espesor estimado que debieran tener las unidades. Hacia el este, se representó una geometría tentativa para las fallas allí presentes, que es consistente con el desarrollo de los pliegues en las unidades cretácicas y eocenas, sin embargo, es posible que la deformación de estas últimas sea aún más somera y se arraigue en un despegue de menor profundidad.

## 5. MODELO ESTRUCTURAL



**Figura 39:** Sección de los dominios I, II y III construidas utilizando el método Kink a partir de los datos de mapeo en superficie y el espesor estimado de las unidades presentes. La interpretación en profundidad corresponde a una primera aproximación.

### 5.2. Estructura en profundidad

Los antecedentes respecto a la cronología y estilos de deformación de cada dominio estructural, señalados en la sección 4, y las restricciones superficiales dadas por la disposición de las unidades y estructuras (Figura 39), permiten generar un modelo estructural balanceado para cada dominio (Figura 40 y Figura 41). En conjunto, estos modelos se integran en una sección balanceada de toda la región (Figura 42). Se utilizó el software 2DMove 2011, de Midland Valley, para restaurar y validar la sección preliminar de la zona de estudio, y luego realizar modelos forward correspondientes.

Para elaborar la sección balanceada, se consideró, inicialmente, una sección general construida a partir de la compilación de las secciones de la Figura 39, la cual fue ajustada en profundidad hasta lograr restaurarla correctamente. La restauración se realizó hasta el momento previo al comienzo de las condiciones contraccionales, es decir, al momento en que las unidades del Jurásico se encontraban depositadas. Luego de esto, se realizó un modelo forward para validar la sección. Los desplazamientos utilizados para modelar el movimiento de las distintas estructuras se estimaron a partir de los modelos de Suppe (1983) y Suppe y Medwedeff (1990), aunque algunos de ellos fueron acotados considerando el nivel regional respecto al cual se formó cada unidad y otros se determinaron durante la restauración.

Otros aspectos relevantes, considerados en la modelación de cada dominio, se indican a continuación.

#### 5.2.1. Dominio I

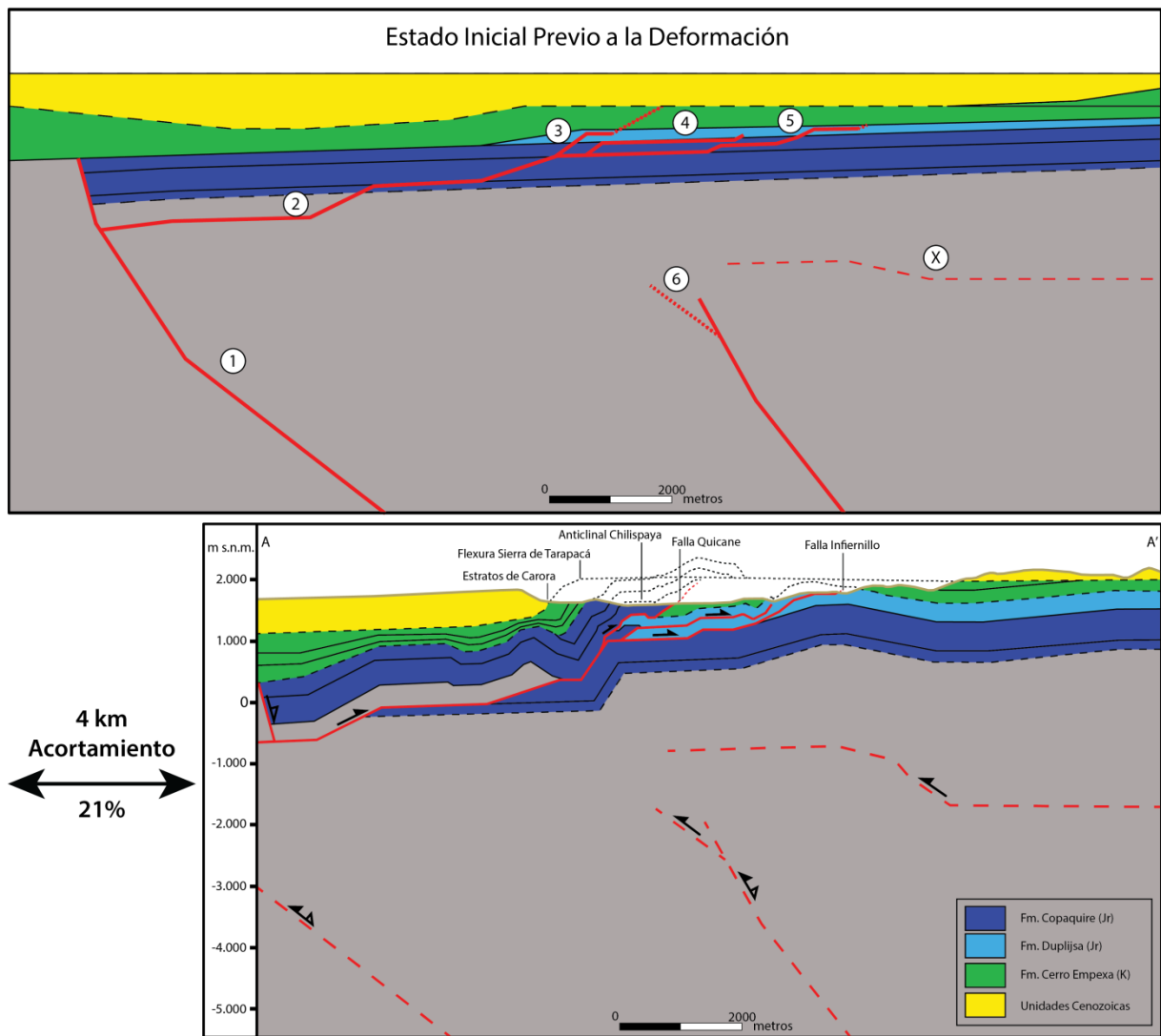
Para realizar el modelo estructural en el Dominio I, las siguientes condiciones de borde deben tenerse en consideración:

1. Existe una falla profunda, subvertical y manteo hacia el este, que limita depocentros extensionales desarrollados durante el Jurásico (sección 4.5.2.1). Esta estructura corresponde a una falla maestra borde de cuenca cuya inversión permite, posteriormente, generar la deformación más superficial reconocida en el Dominio I y favorecer el emplazamiento de los cuerpos intrusivos del oeste.
2. Se reconoce el desarrollo de un sistema estructural de piel fina y vergencia este que generó deformación de manera relativamente simultánea al depósito del Miembro A de la Formación Cerro Empexa. Las estructuras asociadas a este sistema estarían arraigadas en un retrocorrimiento de la falla borde de cuenca occidental, el cual se desarrollaría producto de la inversión de esta falla en el Cretácico.



## 5. MODELO ESTRUCTURAL

3. Deformación posterior, de vergencia oeste, se desarrolló probablemente a partir del Oligoceno Superior, generando monoclinales como la Flexura Sierra de Tarapacá. Dada la ubicación de los monoclinales con respecto a las demás estructuras, es esperable que exista otra estructura profunda, que correspondería a una falla principal, sintética a la falla borde de cuenca y ubicada inmediatamente al este de ella. Esto es consistente con las observaciones de terreno, reconociéndose otras fallas de vergencia oeste que deforman las unidades del Cenozoico, como se observa, por ejemplo, en la quebrada Linga.
4. En general, el espesor de las unidades es desconocido ya que sus techos se encuentran erosionados y/o la base cubierta. Por ello, se intenta mantener un espesor razonable para las unidades al momento de elaborar el modelo, respetando los datos obtenidos en el presente trabajo y aquellos que han documentado otros autores en esta y otras regiones.



**Figura 40:** Sección estructural balanceada del Dominio estructural. La ubicación de la traza de esta sección se muestra en la Figura 24. Se indica el estado previo a la deformación y la situación final. El Cenozoico se ha incluido en el Estado Inicial únicamente como resultado de la restauración, no obstante, éste no participa del modelo antes del movimiento de la falla (6).

Dadas las condiciones de borde, la falla borde de cuenca y la falla principal desarrollada inmediatamente al este de ella se deben modelar con el método *fault-propagation-fold*, mientras que el *backthrust* que desarrolla el sistema de piel fina se modela como *fault-bend-fold*. El primero está basado en el modelo de Suppe (1983), mientras que el segundo en el de Suppe y Medwedeff (1990). Para efectuar este modelo se restauró la sección Kink del Dominio I (Figura 39) hasta la etapa inmediatamente posterior al depósito de las unidades del Jurásico. A partir de esto, se elaboró un modelo forward que resultó en la sección de la Figura 40, la cual respeta la información de superficie y las condiciones geométricas inherentes a los métodos mencionados al comienzo.

Las estructuras se mueven siguiendo el orden indicado en la Figura 40. La primera falla en activarse corresponde a la que se ha interpretado como borde de cuenca, falla maestra que habría controlado la generación de espacio en el Jurásico. Para efectos del modelo, su movimiento aislado no es cuantificable ni incide en el resultado final que se alcanza a reconocer en la zona de estudio. No así el movimiento del retrocorrimiento señalado con el número 2, generado por la inversión de la falla (1) y a partir del cual la cinemática del modelo es como sigue:

- **Falla (2):** en la zona más cercana a la falla borde de cuenca, esta falla corta el basamento. Al propagarse hacia el este, se ubica entre las capas del Jurásico. Es la estructura principal a lo largo de la cual se transfiere la deformación hacia el este.
- **Falla (3):** primera propagación, hacia la superficie, del despegue (2). Habría presentado actividad durante el depósito de las unidades del Cretácico
- **Falla (4):** la deformación continúa propagándose hacia el este, generando la falla (4). Permite acomodar la deformación en menor magnitud. Su presencia en el modelo es necesaria para evitar un desplazamiento exagerado en la falla siguiente y para ajustar la geometría de los pliegues que la sobreyacen y de la falla (3).
- **Falla (5):** el despegue inicial se propaga nuevamente hacia el este, generando esta estructura. En superficie es lo que se reconoce actualmente como Falla Infiernillo. Cabalga niveles más profundos de la Formación Duplijsa sobre niveles más someros de la misma.
- **Falla (6):** corresponde a un *shortcut* de una falla heredada de alto ángulo, el cual se mueve durante el depósito de las unidades del Cenozoico, deformando todas las unidades del sector y generando la flexura Sierra de Tarapacá. Tiene un ángulo de 35°. Notar que también deforma la prolongación en profundidad de las fallas anteriores. La profundidad a la que se encontraría el *shortcut* se infiere por la deformación que genera en superficie, no obstante no se tiene información respecto a la falla de alto ángulo en la cual éste se arraiga
- **Falla (X):** permite generar los pliegues reconocidos en el límite oriental de este dominio junto con el anticlinal de mayor longitud de onda que deforma a la Formación Duplijsa inmediatamente al oeste de los intrusivos del Cretácico Superior más orientales. En el modelo, se mueve antes que la falla (6) y permite generar el ángulo que presenta la Falla Infiernillo en superficie. Su geometría sugiere que provendría de otra estructura ubicada más al este.

El modelo final de este sector (Figura 40) se obtiene con un acortamiento de 4 km, equivalente a un 21%, que se acomodaría desde el momento en que comienza la contracción, antes del depósito de las unidades del Cretácico Superior, hasta el Neógeno. Las fallas 3, 4 y 5 acomodan el 92% del acortamiento total, mientras que la falla 6 contribuye al alzamiento del sector.

El espesor de las unidades del Jurásico fue estimado a partir de las observaciones de terreno y de los antecedentes y descripciones que se han realizado en esta y otras regiones. No obstante, el espesor real es desconocido y también lo son las unidades que componen el basamento en este sector. Respecto a esto último, se puede proponer que unidades similares a las formaciones Quipisca, Juan de Morales y Munujna, descritas al sur en el sector de Mamiña (Blanco et al., 2012), correspondan a las rocas sobre las que se depositan las unidades del Mesozoico. Cabe señalar que no se han incluido en este modelo los cuerpos intrusivos que afloran en la región.

### 5.2.2. Dominios II y III

Debido a la relación que existe entre las estructuras contenidas en los dominios II y III, es preferible desarrollar un modelo estructural conjunto para estos dos sectores. Para ello, se consideran las siguientes condiciones:

1. El límite occidental del Dominio II está dado por una falla maestra, de manteo hacia el este, equivalente a la falla maestra descrita en el Dominio I. Similarmente, esta estructura favorecería el emplazamiento de los cuerpos intrusivos que se observan en los alrededores de Mocha.
2. La deformación en la zona central es de piel gruesa y se ve reflejada en el desarrollo del Anticlinal de Sibaya. Parte de la geometría que tiene este anticlinal, no obstante, debe estar asociada a la formación de un anticlinal de *rollover* durante la fase extensional previa.
3. En los dominios II y III aflora el Miembro C de la Formación Cerro Empexa, el cual presenta rasgos extensionales, distinto a lo que se concluye para los miembros B y D. En ese sentido, la confección del modelo estructural considera el periodo contraccional a partir del depósito del Miembro D y una configuración inicial predefinida.
4. Hacia el este, la Zona de Falla Pillani limita ambos dominios, separando una zona donde la deformación es principalmente de piel gruesa, al oeste, de una donde la deformación es más bien de piel fina, al este. Aunque podría tratarse de un retrocorrimiento arraigado en la Zona de Falla Pillani, se prefiere considerar la deformación de piel fina producto de la propagación más somera de la estructura que genera el Anticlinal de Sibaya, de vergencia este.
5. Las rocas del basamento afloran en el núcleo del Anticlinal de Sibaya. Si bien podría haber existido un paleorelieve u otras estructuras internas en la cuenca que permitan que allí afloren dichas rocas, el modelo se simplifica para considerar la aparición de estos afloramientos solamente como consecuencia del desarrollo del pliegue mencionado.

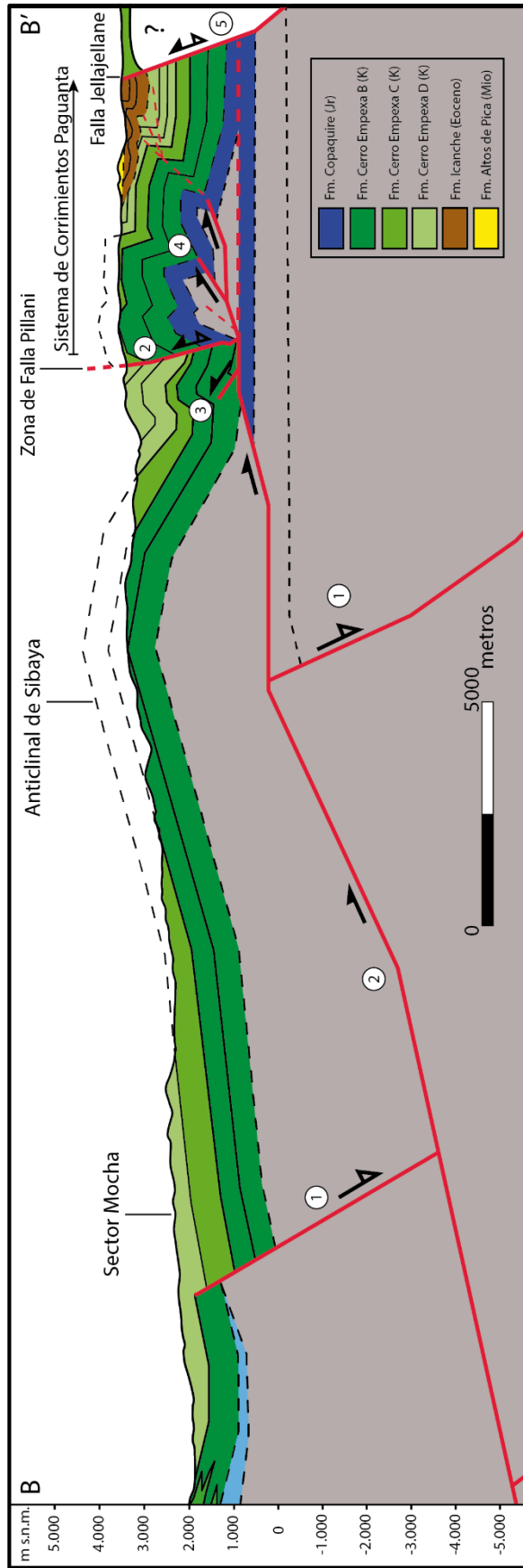


Figura 41: Sección estructural balanceada de los dominios II y III.

El Dominio III se caracteriza por el movimiento relativamente simultáneo de varias estructuras, las que dan forma al Sistema de Corrimientos Paguanta. Debido a la dificultad de modelar el movimiento de dos o más fallas simultáneas, se considera la existencia de una única gran estructura que se propaga hacia el este, generando la deformación que permite obtener como resultado la geometría observada actualmente en superficie. En ese sentido, el sector oriental de este dominio es modelado únicamente mediante un modelo tipo forward.

El modelo estructural resultante se muestra en la Figura 41. Se indica con un número el orden temporal en que se generó movimiento en cada falla, de más antigua a más joven:

- **Fallas (1):** fallas normales, inferidas, de manteo hacia el este, que permitirían generar el espacio donde se deposita el Miembro C de la Formación Cerro Empexa. No afectan el modelo forward ya que se considera en éste la deformación a partir del establecimiento final de las condiciones contraccionales, que ocurre luego del depósito del Miembro C.
- **Fallas (2):** en el sector occidental se indica una falla inversa de vergencia este constituida por un par de rampas y que genera el Anticlinal de Sibaya. Aproximadamente al mismo tiempo, la Zona de Falla Pillani se habría invertido, generando deformación en su bloque colgante y un *shortcut* representado con el número (3).
- **Falla (3):** *shortcut* de la ZFP. Genera un anticlinal-sinclinal en el limbo frontal del Anticlinal de Sibaya.
- **Fallas (4):** propagación hacia el este de la falla (2). La deformación generada en la Formación Icanche sería debido a una propagación aún más somera de este sistema de fallas.
- **Falla (5):** falla inversa de vergencia oeste que corta todo el registro previo. No se considera en el modelo.

El modelo acomoda un acortamiento de 7,4 km, equivalentes a un 18,8%. La mayor parte de este acortamiento se asocia a la estructura de vergencia oriental que atraviesa totalmente la sección. Dicha estructura fue modelada con el método *fault-bend-fold*, excepto en el extremo oriental donde se utilizó el modelo *fault-propagation-fold* para su propagación más somera. En la zona central, la falla permite el desarrollo del Anticlinal de Sibaya, mientras que hacia el este ella se propaga generando el Sistema de Corrimientos Paguanta. Las fallas normales preexistentes son cortadas por esta estructura mayor, además de ser necesaria para generar el anticlinal antes mencionado. Su continuidad hacia el oeste es desconocida, aunque podría corresponder a un retrocorrimiento de la falla maestra ubicada en el sector de Mocha. De ser así, habría que considerar, además, un *buttress* inmediatamente al oeste, que impida propagar la deformación en dicha dirección. Como el desplazamiento a lo largo de la falla es alto –del orden de 7 km–, es preferible considerar que ella tiene mayor continuidad hacia el oeste y está vinculada, tal vez, a estructuras mayores que generan deformación a escala cortical, como las propuestas en el modelo de McQuarrie (2002), que generan cabalgamientos a profundidades mayores a los 10 km.

Por otro lado, la falla de alto ángulo ubicada en el sector de Mocha es necesaria ya que marca el límite occidental de los depósitos del Miembro C de la Formación Cerro Empexa. Esta unidad no aflora al oeste de Mocha, donde el Miembro D sobreyace directamente al Miembro B, y habiendo sido el Miembro C depositado en ambiente extensional, es esperable que existe una falla borde de cuenca en el sector. Aunque no se tiene certeza de la ubicación exacta que tendría dicha estructura, es esperable también que esté asociada a la presencia de la tercera franja de intrusivos que se ubica en la misma zona.

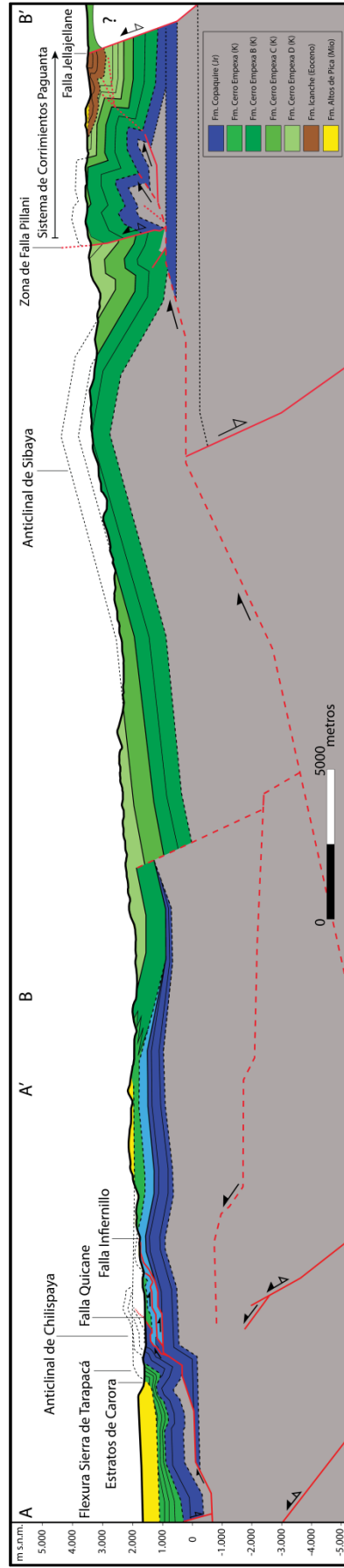
No se tiene mayor información respecto a lo que ocurre hacia el este, estando limitado el modelo en el extremo oriental por la falla Jellajellane que monta a la Formación Cerro Empexa sobre la Formación Icanche. Esto ocurriría en una etapa mucho más joven, posterior al depósito de dicha unidad. Asimismo, dada a ubicación y características presentes, la falla Jellajellane podría asociarse al desarrollo del Sistema de Corrimientos de Vergencia Oeste (WTS; Figura 3).

### 5.3. Sección Estructural Balanceada

Considerando los resultados de cada dominio, en la Figura 42 se presenta el modelo estructural balanceado de toda la zona de estudio, que corresponde a una integración de las dos secciones anteriores. El resultado muestra que la zona de estudio debe haber sufrido un acortamiento de, al menos, 12 kilómetros, equivalente a un 19%.

En términos temporales, la mayor parte del acortamiento aquí registrado se habría acomodado entre el Cretácico Superior y el Eoceno superior. En el Dominio I, el 92% del acortamiento tendría lugar en el Cretácico Superior y estaría relacionado al movimiento del retrocorrimiento vergente al este. La deformación neógena, por su parte, contribuye al alzamiento pero generando un acortamiento mínimo. Por otro lado, en los Dominios II y III, una parte importante del acortamiento se acomoda también en el Cretácico Superior, al menos un 60% del allí registrado, mientras que lo restante se acomodaría en el extremo oriental durante el Eoceno, en un estilo de piel fina controlado en profundidad por una estructura de piel gruesa. Si bien la deformación cretácica involucra basamento y, comparativamente, se describe como una piel gruesa, la profundidad de la falla principal de vergencia este no es mayor a los 5 km en esta zona.

Por lo demás, existe una asincronía entre los eventos de deformación que se registran en cada dominio. En el Dominio I, la deformación de tipo contraccional se habría acomodado desde algún momento previo al depósito de las unidades del Cretácico Superior, mientras que en los dominios II y III, se modela la deformación que ocurre a partir del Maastrichiano, luego del depósito del Miembro C de la Formación Cerro Empexa. Es decir, la deformación contraccional habría comenzado al oeste, habría sido interrumpida por periodo extensional localizando en la zona centro-oriental y, finalmente, se habrían establecido las condiciones contraccionales que habrían prevalecido hasta el Eoceno, migrando el frente de deformación continuamente hacia el este. A partir del Neógeno, la deformación se caracteriza por la reactivación de estructuras de vergencia oeste. Este último periodo tiene una incidencia menor en el acortamiento generado en la región, no obstante su importancia mayor radica en el alzamiento generado y su aporte al alzamiento del orógeno actual.



**Figura 42:** Sección estructural balanceada de la zona de estudio. La sección fue construida a partir de la unión de los modelos forward de cada dominio y de la restauración de una sección inicial confeccionada a partir de los datos en superficie y ajustada de modo que fuera retrodeformable.

---

## 6. DISCUSIÓN

### 6.1. Historia de la deformación

La información recopilada en el presente trabajo, sumado a los antecedentes tanto de la zona de estudio como de otras regiones del norte de Chile, permite establecer una extensa historia evolutiva para la deformación de la región. Esta historia ha sido relatada en la descripción de dominios de la sección 4, representada en la sección estructural de la sección 5 y sintetizada en la Figura 38. Es importante considerar, no obstante, la existencia de varios rasgos puntuales sobre los cuales no se tiene total certeza, para los que es posible proponer distintas interpretaciones.

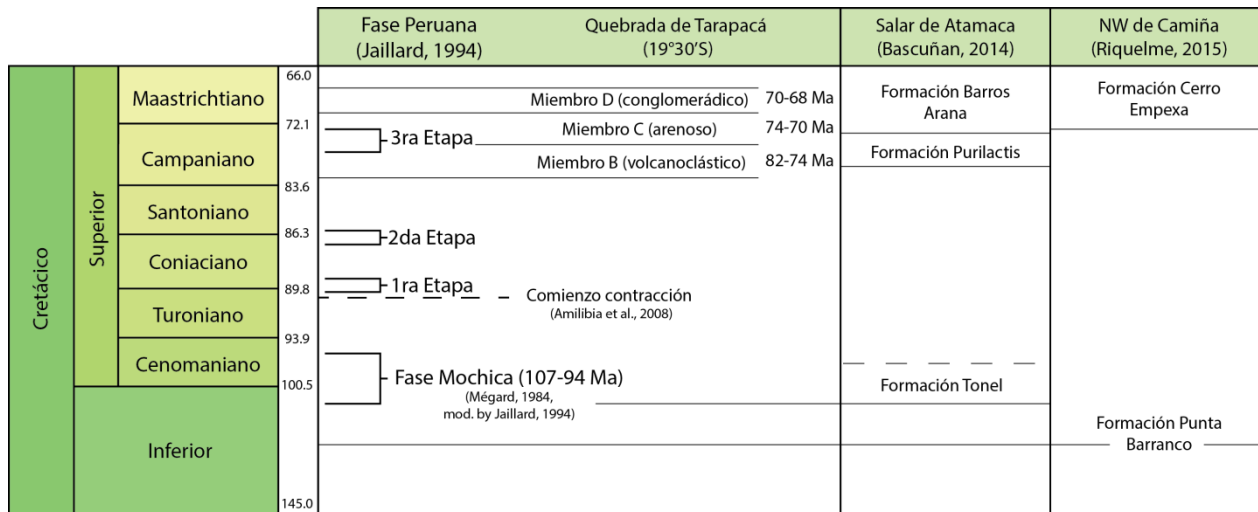
#### 6.1.1. Mesozoico

La primera etapa de deformación, de carácter extensional, se caracterizó por el desarrollo de fallas normales que limitan los depocentros de las unidades del Jurásico. Esto es claro en el extremo occidental del área de estudio (Dominio I), y se puede extrapolar al oriental (Dominio III) ya que en ambos existen afloramientos de dichas unidades. En el Dominio II, al contrario, no existen afloramientos jurásicos y las rocas del Paleozoico subyacen directamente a las del Cretácico. Esto podría explicarse ya sea por el desarrollo de depocentros de menor envergadura o, simplemente, por la no generación de éstos. Las observaciones realizadas no permiten determinar con certeza lo ocurrido durante el Jurásico en el Dominio II, sin embargo, la edad de circones detríticos sugiere la existencia de un alto de basamento en la zona central, el cual serviría como fuente de aporte de material que sería transportado hacia los depocentros oriental y occidental, y, a su vez, impediría el paso de material desde el arco, ubicado en la actual Cordillera de la Costa, hacia el este. De todas maneras, si se asume que sí se generaron depósitos jurásicos en el Dominio II, su actual ausencia podría haber sido consecuencia de un evento de alzamiento y consecuente erosión ocurrido luego de su depósito, debido al cual se habría eliminado completamente su registro. Esta opción, no obstante, se considera menos probable considerando, además, que no se reconocen los depósitos que habrían quedado como resultado de un evento de erosión de este tipo ni tampoco las unidades cretácicas basales contienen algún registro de ello. Parece más plausible pensar en la ausencia de estos depósitos en todo el Dominio II o una presencia muy local acotada a pequeños depocentros que no se encuentran expuestos.

Inmediatamente al norte de Coscaya, Sayés (1978) reconoció una unidad que se encuentra en contacto por falla sobre las rocas del Cretácico, a la cual asignó una edad jurásica. En el contexto de la Carta Guaviña, Morandé et al. (en edición) la correlacionan litológicamente con la Formación Longacho, del Sinemuriano, y la reconocen también en la quebrada Aroma, donde sobreyace en discordancia al basamento Paleozoico y subyace a la Formación Cerro Empexa. En el presente trabajo, no obstante, se ha considerado que dichos afloramientos corresponden a la Formación Cerro Empexa debido a que (1) no se hallaron evidencias suficientes para corroborar la correlación, pudiendo ser también rocas cretácicas; (2) de ser jurásicas, su presencia no es suficiente para afirmar el desarrollo de depocentros durante dicho periodo en el Dominio II ya que, al estar en contacto por falla, podrían haber sido transportadas desde el depocentro en el Dominio III y ser la falla un *shortcut* de la ZFP; y (3) permite simplificar el modelo estructural, el cual, de todas maneras, considera las observaciones realizadas en la quebrada de Tarapacá y no en la quebrada de Coscaya, que es encuentran estos afloramientos.



Los depocentros desarrollados durante el Jurásico pertenecerían a un mismo sistema de *rift*, compuesto en este caso por, al menos, dos cuencas. Las fallas maestras de estas cuencas tendrían un manteo hacia el este, desarrollándose dos *hemi-graben*s mayores. Es esperable que hayan existido, además, estructuras secundarias desarrolladas internamente en la cuenca, las que podrían identificarse con mayor claridad en caso de contar con líneas sísmicas y/o pozos. Harambour (1990), si bien asocia una edad jurásica a algunos afloramientos que son cretácicos, propone también una primera etapa extensional controlada principalmente por fallas normales de vergencia hacia el este.



**Figura 43:** Etapas de deformación de la Fase Peruana, definidas por Jaillard (1994). Se muestra la relación temporal entre las etapas de deformación y las unidades cretácicas definidas al sur del área de estudio, en el Salar de Atacama (Bascuñan, 2014); al norte del área de estudio, en las cercanías de Camiña (Riquelme, 2015); y en el presente estudio, en la quebrada de Tarapacá.

En la región de estudio, el cambio a condiciones tectónicas compresivas no está claro en cuanto a su temporalidad ni real magnitud. Estudios realizados, tanto al norte como al sur de la región de Tarapacá (v.g. Jaillard, 1994; Amilibia et al., 2008), corroboran la existencia de una etapa importante de deformación en el Cretácico Superior que se ha denominado Fase Peruana (Steinmann, 1929). La discordancia angular que separa a las unidades jurásicas de las del Cretácico Superior sugiere la ocurrencia de un evento de deformación en el periodo entre el depósito de dichas unidades. Este evento podría explicar, además, la ausencia de rocas del Cretácico Inferior en la zona de estudio, impidiendo preservarlas o incluso generarlas. Si bien podría existir alguna relación con la Fase Peruana, no existen otras evidencias que permitan acotar este posible evento ni correlacionarlo con certeza con etapas de deformación reconocidas en otros sectores.

En términos generales, el comienzo de la compresión a lo largo del margen sudamericano varía en edad entre los ~100 y ~75 Ma (Figura 1 de Tunik et al., 2010). De acuerdo con las observaciones realizadas por Jaillard (1994) y Jaillard et al. (2005) en Perú y Ecuador, la Fase Peruana comprendería tres etapas de deformación (Figura 43): la primera en el Turoniano–Coniaciano (89-88 Ma), la segunda en el Coniaciano–Santoniano (87-86 Ma) y la última en el Campaniano superior (76-73 Ma). Otros eventos, contraccionales y extensionales, habrían tenido

lugar durante el Cretácico antes de la Fase Peruana, destacando la Fase Mochica (Mégard, 1984), correspondiente a un periodo de deformación principalmente compresivo que Jaillard (1994) extiende entre el Albiano superior y Campaniano. En el sector del Salar de Atacama, Amilibia et al. (2008) reconocen a los 90 Ma el comienzo de las condiciones contraccionales, las que durarían, al menos, hasta el Oligoceno. Por otro lado, al noroeste de Camiña (Figura 4), en las quebradas Suca y Cunigua, Riquelme (2015) reconoce un primer episodio de deformación que afecta a la Formación Punta Barranco, del Cretácico Inferior, el cual habría ocurrido en el Cretácico Superior temprano y correlaciona con la Fase Peruana. En el sentido de Jaillard (1994), este episodio podría corresponder a la Fase Mochica o a la primera o segunda etapa de la Fase Peruana (Figura 43). En el Salar de Atacama, por su parte, Bascuñan (2014) relaciona las formaciones Tonel, Purilactis y Barros Arana con la deformación generada por los eventos mayores ocurridos en el Cretácico Superior. El comienzo de la sedimentación de la primera estaría vinculado a un episodio de deformación temprano, coincidente con la Fase Mochica, que habría ocurrido en el límite entre el Cretácico Inferior y Superior. La Formación Purilactis, por su parte, estaría relacionada con la tercera etapa de deformación de la Fase Peruana, mientras que la Formación Barros Arana posiblemente está asociada al evento K-T (Cornejo et al., 2003).

Siguiendo la lógica anterior, en la región de Tarapacá, la edad de los miembros más antiguos de la Formación Cerro Empexa se ubica en el periodo entre las etapas 2 y 3 de la definición de Jaillard (1994), mientras que el Miembro C coincide en edad con la tercera etapa definida por dicho autor (Figura 43). Como la edad a la que comenzaría la Fase Peruana coincide tanto al norte como al sur del área de estudio, se puede esperar que en la región de Tarapacá la deformación haya tenido una edad similar. Considerando esto, los depósitos más antiguos de la Formación Cerro Empexa se habrían generado durante un periodo intermedio entre dos etapas de deformación (Figura 43; Miembro B), durante el cual se favorecería la acumulación de un gran espesor de sedimentos debido a la erosión del relieve previamente alzado. Incluso es posible el desarrollo de rasgos extensionales –como los que ha documentado Blanco et al. (2012) inmediatamente al sur de la zona de estudio– debido a un colapso post-alzamiento. Asimismo, la tercera y última etapa de deformación de la Fase Peruana coincide en edad con un periodo de extensión local en la región de Tarapacá, durante el cual se generaron las facies lacustres de la Formación Cerro Empexa. Esta situación es compatible con el desarrollo de un antepaís en el cual la subsidencia generada por la carga orogénica permita desarrollar rasgos extensionales locales. Otra alternativa es que haya habido un desfase en el *timing* de la deformación, permitiendo que, en esta región, el periodo entre la segunda y tercera etapa de la Fase Peruana haya perdurado por más tiempo, retrasándose la última etapa y favoreciéndose, con ello, un colapso post-orogénico que permita desarrollar, consecuentemente, un régimen extensional local y temporalmente acotado. Con esto, a pesar de que Jaillard (1994) considera que la tercera etapa de deformación habría sido la de mayor magnitud, ésta podría no haber ocurrido en la región o haber sido menos extensa temporalmente. El depósito del Miembro D, por su parte, podría estar relacionado a la última etapa de deformación de la Fase Peruana o al desarrollo de un nuevo evento en el límite Cretácico-Paleoceno (fase K-T de Cornejo et al., 2003). Falta, de todas maneras, mayor evidencia para corroborarlo.

En síntesis, la Precordillera de la región de Tarapacá, a la latitud de la quebrada homónima, se vio afectada por un fuerte evento de regresión que habría ocurrido en algún momento entre el Jurásico Superior tardío y el Cretácico Superior, asociándose a este último periodo el depósito de espesas secuencias continentales, de la Formación Cerro Empexa, como resultado del comienzo del acortamiento. De todas formas, existe actividad a lo largo de fallas normales durante el depósito de estas secuencias, lo que podría estar asociado a un periodo extensional intermedio o también a un mecanismo de extensión post-orogénico asociado al periodo entre-etapas de deformación de la Fase Peruana. El acortamiento registrado al final del Cretácico Superior puede corresponder a una nueva etapa de contracción, posterior al evento extensional antes mencionado, o a la migración hacia el este del frente de deformación, proceso que habría sido continuo desde el comienzo de la Fase Peruana. Un estudio en detalle, que integre direcciones de aporte de cada una de las unidades del Mesozoico junto con tasas de exhumación, permitiría acercarse a una respuesta más certera para esta interrogante.

### 6.1.2. Cenozoico

Durante el Cenozoico, las condiciones contraccionales se habrían mantenido en la zona de estudio, no obstante, se conoce únicamente lo ocurrido a partir Eoceno inferior debido a la inexistencia del registro Paleoceno. Aunque la razón por la cual se encuentra ausente no es clara, para explicarlo, se puede tomar en cuenta la continua migración, hacia el este, del alzamiento y del frente de deformación, como se ha documentado en este y otros trabajos (v.g. McQuarrie et al., 2005). Considerando que en el Cretácico Superior la zona de estudio sufrió un fuerte alzamiento producto de la deformación generada por la Fase Peruana, la erosión del relieve, en este sector, se vería favorecida. Este proceso generaría material que podría haber sido transportado hacia el este, sin embargo, los depósitos habrían sido continuamente erosionados debido a la migración del frente de deformación en dicha dirección, impidiendo preservarlos en alguna zona cercana al área de estudio. Esta alternativa, de todas maneras, mantiene la incerteza respecto a lo ocurrido con el material que habría sido transportado hacia el oeste, donde tampoco se han reconocido depósitos de esta edad.

En ese sentido, en la muestra de la Formación Altos de Pica que fue datada mediante el método U-Pb en circón, se observa una ausencia de circones paleocenos (Figura A1. 8). Como señala Charrier et al. (2013), se ha documentado actividad plutónica durante el Paleoceno pero prácticamente no existe registro de rocas asociadas a un arco volcánico. Considerando esto, con excepción del emplazamiento de intrusivos porfíricos, la ausencia de circones de entre ~65-45 Ma sugiere que (1) el magmatismo en la región tuvo un periodo de inactividad o (2) el arco migró hacia el este, quedando su registro cubierto por los depósitos del Altiplano. Mamani et al. (2010) documenta la edad de los continuos arcos volcánicos del sur de Perú y norte de Chile, observándose una migración no-homogénea del arco hacia el este. Sin embargo, entre el Cretácico Superior y el Eoceno el arco magmático no habría migrado más al este que la actual Cordillera Occidental, tal como se reconoce en la edad de las franjas de cuerpos intrusivos reconocidas en el presente trabajo y como señala Charrier et al. (2013) para el norte de Chile y sur de Perú. Por lo tanto, de haberse generado depósitos sedimentarios en el borde occidental del frente de deformación, éstos no contendrían circones con edad paleocena debido a la inexistencia de un arco magmático de dicha edad.

Rocas del Paleoceno han sido reconocidas en el Altiplano, las que habrían sido depositadas entre el bulbo periférico y el cratón de aquel momento, en el contexto de una cuenca de antepaís de retroarco generada por el comienzo del acortamiento en zonas más occidentales (Horton et al., 2001; McQuarrie et al., 2005). También se reconocen rocas de esta edad al noroeste de Argentina, cuyo origen estaría relacionado a las etapas finales de extensión del Rift de Salta (Sempere et al., 1997; McQuarrie, 2002). Considerando lo propuesto por McQuarrie et al. (2005), los depósitos proximales generados en esta cuenca de antepaís se habrían ubicado, entonces, en una posición más occidental, coincidiendo ésta aproximadamente con la actual Cordillera Occidental.

Por lo tanto, tomando en cuenta todo lo expuesto, es posible que la ausencia de depósitos del Paleoceno, al menos en la zona de estudio y otras regiones cercanas, se deba a la suma de varios factores. Un periodo de inactividad magmática y la consecuente ausencia de un arco volcánico impediría generar un registro de circones detríticos en los depósitos sedimentarios posterior. Durante este periodo, el frente de deformación se habría ubicado inicialmente entre la actual Precordillera y Cordillera Occidental, impidiendo preservar depósitos en aquel sector y, al contrario, generando una erosión del relieve previamente alzado durante la Fase Peruana. Esto permitiría desarrollar depósitos sedimentarios en el antepaís proximal, ubicado al este, no obstante, su registro habría quedado cubierto bajo el arco magmático actual y/o bajo las rocas cenozoicas del borde occidental del Altiplano. Además, como el frente de deformación continua migrando hacia el este, se favorecería la erosión del material depositado previamente en dicha dirección. Por lo demás, el proceso de erosión posterior al desarrollo Fase Incaica favorecería la eliminación del registro Paleoceno en el margen occidental del Altiplano. En efecto, Charrier et al. (2013) argumentan que la ausencia de depósitos volcánicos de edad Paleoceno – Oligoceno tardío se podría explicar por el largo periodo de erosión del relieve Incaico cuya ubicación coincidió con la de los arcos volcánicos previos. Por su parte, hacia el oeste, los depósitos pueden haber sido transportados al mar y/o haberse acumulado en la ubicación de la actual Depresión Central, donde habrían quedado cubiertos por el relleno Neógeno-actual allí presente.

Las rocas de la Formación Icanche, de edad Eocena, presentan evidencias de haber sido depositados de forma sintectónica. Considerando que el proceso de migración del frente de deformación hacia el este fue continuo y que, en dicho periodo, se habría ubicado entre el borde occidental del Altiplano y la Cordillera Oriental actuales (McQuarrie et al., 2005), la deformación reconocida en las rocas de la Formación Icanche sugiere un acomodo fuera de secuencia de la deformación. Este periodo coincide con la Fase Incaica y marca el comienzo de la deformación de piel fina que, junto con estructuras de piel gruesa, generan la faja plegada y corrida que actualmente se ubica desde la Cordillera Oriental hasta la Zona Subandina (McQuarrie, 2002).

Entre el Oligoceno superior y el Neógeno, la tectónica continuaría siendo contraccional y el frente de deformación seguiría desplazándose hacia el este. Sin embargo, en el borde occidental del Altiplano la deformación se acomodaría a lo largo de estructuras profundas, de vergencia oeste, que se propagan hacia la superficie desarrollando las flexuras observadas en las unidades Neógenas. Esto ya ha sido documentado por Farías et al. (2005) al norte de la zona de estudio y por Victor et al. (2004), al sur, estudios que también reconocen que el alzamiento generado en este periodo sería preponderante y estaría acompañado de un acortamiento de menor magnitud.

### 6.2. Estilo de deformación, inversión de estructuras y acortamiento tectónico

El estilo de deformación varía notoriamente, tanto temporal como espacialmente, a lo largo de la zona de estudio. En términos generales, durante el Mesozoico la deformación fue controlada inicialmente por estructuras de piel gruesa que permitieron el desarrollo de cuencas durante el Jurásico. La inversión de estas estructuras en el Cretácico transfirió la deformación a estructuras de piel fina, con despegues ubicados entre las unidades jurásicas, que presentaron actividad durante el depósito de las unidades basales del Cretácico Superior en el Dominio I. Conforme la deformación migró hacia el este, la deformación siguió el mismo patrón en los siguientes dominios, activándose primero estructuras de basamento cuya propagación en superficie permite el desarrollo de estructuras de piel fina. Al contrario, la deformación durante el Neógeno estuvo controlada predominantemente por estructuras de basamento, cuya actividad, como se ha señalado antes, favorecería el alzamiento del borde occidental del Altiplano en lugar de generar acortamiento. En efecto, Farías et al. (2005) documenta un alzamiento de la Cordillera Occidental que alcanza los 2 km respecto a la Depresión Central, el que ocurriría antes de los 8 Ma y sería acomodado por el Sistema de Fallas de Vergencia Oeste (SVCO, o WTS por sus siglas en inglés). Similarmente, Victor et al. (2004) señala que el alzamiento oligo-Neógeno alcanzaría los 2600 m, generando un acortamiento que no superaría el 5%. Sin embargo, durante el mismo periodo, la deformación en el actual margen oriental del Altiplano se habría acomodado en un estilo principalmente de piel fina (McQuarrie et al., 2005).

Desde el comienzo de la contracción, la deformación se ha propagado continuamente hacia el este, tal como ha sido evidenciado en la Precordillera y Cordillera Occidental (este estudio) y en el Altiplano y el margen oriental de los Andes (Schmitz, 1994; Baby et al., 1997; McQuarrie, 2002; McQuarrie et al., 2005). Sin embargo, a partir del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, se desarrolló también un sistema de vergencia opuesta en el flanco occidental del Altiplano, evidenciado por las estructuras que deforman las unidades del Cenozoico en el extremo occidental del área de estudio, y también por numerosos estudios realizados al norte y sur de la quebrada de Tarapacá (Pinto, 1999; Victor et al., 2004; Charrier et al., 2005; Farías et al., 2005; Muñoz, 2007, entre otros). Este sistema, que corresponde al SCVO, actuaría junto con el SCVE (Figura 3) generando el alzamiento del ridge de Chapiquiña-Belén, que limita al Altiplano por el oeste y representa el rejuvenecimiento del relieve Incaico (Charrier et al., 2013).

El cambio observado en la vergencia de la deformación, entre el Eoceno y el oligo-Neógeno, podría estar vinculado a distintos factores: (1) la ubicación del arco volcánico durante el Eoceno temprano, prácticamente coincidente con la del arco del Oligoceno tardío – Mioceno, coincide también con la zona que divide el SCVO del SCVE (Figura 3). Es posible, por lo tanto, que la presencia de cuerpos intrusivos actuando como barrera, favorezca el desarrollo de estructuras de vergencia opuesta que nacen desde el punto donde dichos cuerpos se encuentren; (2) la reutilización de zonas de debilidad preexistentes, correspondientes a fallas de alto ángulo que cortan el basamento, debido al menor esfuerzo requerido para generar desplazamiento a lo largo de ellas en lugar de desarrollar nuevas fallas, de menor ángulo. Esto puede estar asociado a la carga cortical, posiblemente aumentada debido al desarrollo de la Fase Incaica, y/o a la litología de las rocas de la cobertura pre-oligo-neógena; (3) la litología del basamento que subyace directamente la cobertura neógena, que consiste principalmente en rocas cristalinas paleozoicas y rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico, en las que no es favorable el desarrollo de

niveles de despegue entre sus capas; o (4) una distinción reológica importante en profundidad, que favorezca el desarrollo de una estructura rampa-flat vergente al este, en cuya transición se desarrolle el SVCO y SVCE, tal como ha esquematizado Farías et al. (2005) y Charrier et al. (2013). Debido a que ninguno de estos factores actúa de manera aislada, es posible que la ponderación de todos ellos haya permitido que se desarrollaran estructuras de vergencia oeste a partir del oligo-Neógeno. Por lo demás, considerando que en las etapas previas las estructuras de basamento, de vergencia oeste, habría controlado la propagación de la deformación hacia el este, se sugiere que la reactivación e inversión de estructuras de alto ángulo, que posiblemente habrían correspondido originalmente a fallas normales, controla en un primer orden la deformación neógena y consecuente alzamiento del margen occidental de los Andes.

En la Tabla 1 se muestran los datos de acortamiento calculados por algunos autores en sectores cercanos a la zona de estudio. En particular, el acortamiento obtenido en el presente trabajo es considerablemente menor al calculado al este de la Cordillera Occidental (McQuarrie, 2002; McQuarrie et al., 2005). Esto es consistente con el estilo de deformación predominantemente de piel fina que se ha propuesto para dicho sector, donde el desarrollo de una faja plegada y corrida de piel fina acomoda mayormente la deformación. Al contrario, tal como señala Charrier et al. (2013), el estilo de deformación al oeste de la Cordillera Oriental sería principalmente de piel gruesa. En la zona de estudio, en efecto, si bien en el dominio I el mayor acortamiento lo acomodan estructuras de piel fina, en los dominios II y III es una estructura profunda la que genera la deformación de primer orden, cuya propagación en superficie permite desarrollar un sistema mixto en el extremo oriental.

La magnitud del acortamiento calculado en este trabajo es similar al obtenido por Baby et al. (1997) en el Altiplano, sin embargo, no se cuenta con el porcentaje de acortamiento obtenido por dichos autores para realizar un análisis más completo. Por su parte, el acortamiento aquí calculado es mayor al obtenido por otros autores en la Precordillera y Cordillera Occidental (Tabla 1), lo cual es debido a que el cálculo se realizó a partir del Cretácico Superior. El acortamiento generado por las estructuras neógenas es, en efecto, mucho menor a aquel atribuible a la deformación previa. En ese sentido, McQuarrie et al. (2005) amplían el trabajo de McQuarrie (2002) sumando el acortamiento generado entre los 70 y 45 Ma, con lo cual el acortamiento total aumenta en ~200-250 km. La deformación en este periodo se habría acomodado principalmente en una faja plegada y corrida, cuyo frente habría migrado hacia el este alrededor de 400 km a la vez que sus estructuras se encontrarían actualmente cubiertas bajo los depósitos volcánicos cenozoicos de la Cordillera Occidental. La cantidad de acortamiento calculado en el presente trabajo representa menos del 10% del estimado por McQuarrie et al. (2005) para el lapso 70-45 Ma, y un ~33% al comparar el porcentaje de acortamiento entre ambos trabajos. La transecta Precordillera – Zona Subandina se complementa sumando la sección de Cortés (2011), no obstante, resta aún una zona de entre 100 y 150 km entre dicha sección y la de McQuarrie (2002) (Figura 2), donde, además, la ausencia del registro Mesozoico impide cuantificar correctamente la magnitud de la deformación pre-neógena.

## 6. DISCUSIÓN

**Tabla 1:** Acortamiento del margen occidental de Sudamérica, entre los 15°S y 21°S, calculado por varios autores. Se señala el acortamiento por unidad morfoestructural si el estudio lo detalla: PC: Precordillera; COc: Cordillera Occidental; COr: Cordillera Oriental; ZI: Zona Interandina; ZS: Zona Subandina.

Autor	Sector aproximado de Estudio	Comienzo de la deformación	Acortamiento (km)					Total	
			PC y Coc	A	Cor	ZI	ZS	km	%
Baby et al. (1997)	Transecta 15-18°S	Neógeno	-	14	103	-	74	191	-
	Transecta 21-22°S	Neógeno	-	20	86	39	86	231	-
Cortés (2011)	Límite Cordillera Occidental - Altiplano, 19,5°S	Neógeno	-	2.1	-	-	-	2.1	3.4
Este Trabajo	Precordillera, 19,5°S	Cretácico Superior	12	-	-	-	-	12	19
Herrera (2013)	Precordillera, 19°S-19,5°S	Neógeno	1.3	-	-	-	-	1.3	6.8
McQuarrie (2002)	Transecta Norte (19°-17°S)	pre-Eoceno	-	47	142	39	72	300	40
	Transecta Sur (19°-20°S)	pre-Eoceno	-	41	122	96	67	326	37
McQuarrie et al. (2005)	Transecta Sur (19°-20°S)	Cretácico Superior (70Ma)	-	-	-	-	-	530-580	-
Riquelme (2014)	Precordillera, 19,3°S	Cretácico Superior	0.4-0.6	-	-	-	-	-	3.5-4.5
Schmitz (1994)	Transecta 21°S	Cretácico Superior	-	65	90	-	140	295	-
Sheffels (1990)	Cordillera Oriental y Zona Subandina, 18°S	-	-	-	-	-	-	210	34
Victor et al. (2004)	Precordillera, 21°S	Neógeno	3	-	-	-	-	3	5

Por lo demás, debido a que en la zona de estudio prácticamente no afloran rocas más antiguas que el Mesozoico, no es posible generar una mejor aproximación en relación a la profundidad que pueden tener los niveles de despegue ni establecer la posible presencia de estructuras profundas que apilen niveles estratigráficos a una mayor escala. Resultaría importante tener una mejor aproximación respecto a esto ya que la presencia de cabalgamientos profundos podría modificar el modelo superficial y generar variaciones en el acortamiento estimado en la región. En particular, se requeriría contar con datos geofísicos o información de pozos para poder generar un modelo más robusto. No es descartable, sin embargo, realizar lo anterior extrapolando modelos realizados por otros autores inmediatamente al este, norte y/o al sur de la zona de estudio (v.g., McQuarrie, 2002; Elger et al., 2005; ANCORP, 2006), quienes cuentan con suficiente información en subsuperficie para proponer la presencia de niveles de despegue a profundidades determinadas. En ese sentido, en la zona de estudio no es posible cuantificar actualmente, de manera adecuada, la magnitud de la deformación de piel gruesa y, en particular, su relación con la deformación de piel fina, por lo que cualquier estimación del engrosamiento cortical y del consecuente alzamiento estaría limitada y subestimada.

---

## 7. CONCLUSIONES

Desde el Mesozoico hasta la actualidad, la zona de estudio registra la ocurrencia de cuatro grandes periodos de importancia geológica y tectónica que tendrían lugar en el Jurásico Superior, en el Cretácico Superior, en el Eoceno medio a superior y en el Neógeno. Estos periodos dan cuenta de una extensa y compleja evolución que se sintetiza como se describe a continuación:

- Un primer periodo durante el Jurásico Superior, posiblemente extensional, permite el desarrollo de cuencas donde se depositan unidades de carácter marino que se ubican en el trasarco de dicho periodo. Esto estaría controlado principalmente por fallas normales profundas de manteo hacia el este.
- En el Cretácico, entre el Berriasiano y el Turoniano, la discordancia angular entre los depósitos del Jurásico Superior y los del Cretácico Superior sugiere la ocurrencia de un evento de deformación y erosión antes del depósito de las secuencias cretácicas. La correlación con lo documentado al norte y al sur del área de estudio sugiere que la Fase Peruana (Steinmann, 1929), que comenzaría su actividad a partir de los ~90 Ma, sería el evento responsable de dicha discordancia. Ella perduraría durante el depósito de los niveles basales de la Formación Cerro Empexa, del Cretácico Superior.
- La Fase Peruana, como etapa de deformación, continuaría afectando la zona de estudio hasta el Campaniano. Al oeste, la deformación se acomoda en una piel fina de vergencia este, mientras que en el sector oriental esto ocurre principalmente a través de un despegue de vergencia este y profundidad intermedia, que corta las rocas del basamento. Durante este periodo se registra un evento extensional intermedio en el sector centro y este del área, evidenciado por el depósito sintectónico del Miembro C de la Formación Cerro Empexa. Este periodo se puede asociar a un colapso post-orogénico, luego de finalizar la tercera etapa de deformación de la Fase Peruana (*sensu* Jaillard, 1994 y Jaillard et al., 2005), o a la extensión generada en una cuenca de antepaís proximal.
- El establecimiento final de las condiciones contraccionales en la región de estudio ocurriría en el Maastrichtiano, durante el depósito del Miembro D de la Formación Cerro Empexa. Su cercanía con el límite Mesozoico-Cenozoico sugiere denominar esta etapa como Fase K-T, no obstante podría corresponder a un último pulso de la Fase Peruana que ocurriría de forma tardía en la región de estudio.
- No se cuenta con un registro para el periodo comprendido entre el Paleoceno y el Eoceno inferior. Es posible que la continua migración al este de la deformación haya resultado en una progresiva erosión de los depósitos que se iban generando. No se descarta, no obstante, que este periodo haya sido más bien quiescente en esta región y la acumulación de material haya sido a una tasa muy lenta, lo suficiente para ser eliminado rápidamente su registro. La ausencia de circones de esta edad sugiere que, además, este periodo fue inactivo en términos magmáticos o que el arco migró considerablemente hacia el este y su registro se encuentra cubierto. Ambas opciones pueden estar asociadas a una disminución del ángulo de subducción. Es necesario revisar la deformación que han sufrido las rocas en otras regiones al sur y al norte del área de estudio, y de forma más local, para constreñir la magnitud de la deformación que podría haber ocurrido durante este periodo.



- En el Eoceno medio y superior, la deformación asociada a la Fase Incaica queda registrada en los depósitos de la Formación Icanche. Además, el arco magmático en este periodo migraría levemente al este. El estilo de deformación es de piel fina, vergencia este y se registra únicamente en el sector oriental.
- Finalmente, en el Neógeno la deformación se acomoda principalmente a lo largo de fallas profundas y de alto ángulo, las que generan flexuras en superficie que dan cuenta del carácter sintectónico de los depósitos desarrollados. Estas fallas son de vergencia oeste y corresponderían a la reactivación, bajo un régimen contraccional, de las fallas normales generadas en el Jurásico.
- Una sección balanceada permitió calcular un acortamiento de 12 km, equivalentes a un 19%, acomodado a partir del Cretácico Superior. Un 92% del acortamiento total registrado en el Dominio I y al menos a un 60% de aquel registrado en los dominios II y III, se acomodarían solamente en el Cretácico Superior. Para completar una sección que abarque desde la zona de estudio hasta las Sierras Subandinas aún restan alrededor de 100 km de Cordillera Occidental y Altiplano donde efectuar estudios, no obstante, la cubierta del Altiplano impide conocer con certeza el aporte de la deformación mesozoica al acortamiento total en dicho sector.
- La construcción de la Cordillera de los Andes se ve favorecida, directa e indirectamente, por la historia de deformación meso-cenozoica que ha ocurrido en la región. El desarrollo de estructuras extensionales profundas durante el Jurásico da lugar a zonas de debilidad que son reutilizadas posteriormente tanto en el Cretácico como en Eoceno y en el Neógeno. La presencia de zonas de debilidad cortical, además, favorece el emplazamiento de cuerpos intrusivos y, en particular, estaría directamente asociada a la ubicación de los continuos arcos volcánicos que se habría desarrollado en la región. A su vez, el acortamiento que comienza a acomodarse desde el Cretácico Superior contribuye directamente al engrosamiento de la corteza y consecuente alzamiento del orógeno. El ciclo de deformación contraccional, establecido a partir del Cretácico Superior, comenzaría el lento proceso de formación de la cordillera de los Andes, habiéndose acomodado una parte importante del acortamiento y consecuente engrosamiento cortical a partir de dicho periodo, pero siendo la deformación neógena la que aporta, en mayor medida, al alzamiento.

---

## BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., y Isacks, B. L., 1997, The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, p. 139-174.
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., y Chong, G., 2008, The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko: *Journal of Structural Geology*, v. 30, no. 12, p. 1520-1539.
- ANCORP, W. G., 2006, Seismic imaging of a convergent margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)): *Journal of Geophysical Research*, v. 108(B7), no. 2328, p. 25.
- Arriagada, C., Cobbold, P., y Roperch, P., 2006, Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous.: *Tectonics*, v. 25, 19 p.
- Arriagada, C., Roperch, P., y Mpodozis, C., 2000, Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (22°45'-23°30'S): *Tectonophysics*, v. 326, p. 153-171.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., y Cobbold, P., 2008, Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view: *Tectonics*, v. 27, no. TC6014, 14 p.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., y Hérail, G., 1997, Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes: *Geology*, v. 25, p. 883-886.
- Bahlburg, H., Vervoort, J. D., Du Frane, S. A., Bock, B., Augustsson, C., y Reimann, C., 2009, Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America: *Earth-Science Reviews* v. 97, p. 215-241.
- Bascuñan, S., 2014, Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Tonel, Purilactis and Barros Arana formations in the Salar de Atacama basin (22°30' – 23°S), Chile: Memoria de Título y Tesis de Magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Beck, S., Zandt, G., Myers, S., Wallace, T., Silver, P., y Drake, L., 1996, Crustal-thickness variations in the central Andes: *Geology*, v. 24, p. 407-410.
- Beck, S. L., y Zandt, G., 2002, The nature of orogenic crust in the central Andes: *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, v. 107, no. 10.
- Blanco, N., Vásquez, P., Sepúlveda, F., Tomlinson, A. J., Quezada, A., y Ladino, M., 2012, Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la región de Tarapacá (20°-21°S): Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-12-50, 246 p., 7 mapas escala 1:100.000, Santiago.

- Boggs, S., 2006, Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 4a ed. Pearson. New Jersey, Prentice Hall. 662 p.
- Calisto, D., 2013, Estratigrafía de la Formación Cerro Empexa en el área de Camiña (19°20'S), Norte de Chile: Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Cecioni, G., y García, F., 1960, Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá: Boletín N° 6, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 28 p.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., y Ramos, V., 1982, Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile: Earth-Science Reviews, v. 18, p. 303-332.
- Cornejo, R., Matthews, S., y Pérez de Arce, C., 2003, The 'K-T' compressive deformation event in northern Chile (24-27°S). In Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas, CD-Rom, Sesión Temática 1. Concepción.
- Cortés, J., 2011, Evolución Depositacional y Tectónica Neógena del Altiplano Chileno entre los 19°22'S y 19°42'S: Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago
- Charrier, R., Chavez, A. N., Elgueta, S., Hérail, G., Flynn, J. J., Croft, D. A., Wyss, A. R., Riquelme, R., y 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, no. 1, p. 35-54.
- Charrier, R., Farías, M., y Makshev, V., 2009, Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 65, p. 05-35.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P., 2007, Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, Geological Society Special Publication: The Andes of Chile, p. 21-114.
- Charrier, R., Hérail, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, M. & Muñoz, N., 2013, 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, v. 102, p. 235-264.
- Elger, K., Oncken, O., y Glodny, J., 2005, Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano: Tectonics, v. 24, p. 19.
- Espiñeira, D., Fuenzalida, G., Garrido, I., Harambour, S., Núñez, R., Prieto, X., Siña, A., y Soffia, J., 1984, Geología de la quebrada Tarapacá entre Pachica y Laonzana, y de los cerros de Juan de Morales: Informe Inédito, Curso Geología de Campo, Semestre 1984, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, p. 103p.

- Farías, M., 2003, Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S-19°45'S: Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., y Fock, A., 2010, Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building: *Tectonics*, v. 29, p. -.
- Farias, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., y Herail, 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, no. 4.
- Franz, G., Lucassen, F., Kramer, W., Trumbull, R., Romer, R., Wilke, H., Viramonte, J., Becchio, R., y Siebel, W., 2006, Crustal Evolution at the Central Andean Continental Margin: a Geochemical Record of Crustal Growth, Recycling and Destruction, *in* Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., Strecker, M., y Wigger, P., eds., *The Andes*, Springer Berlin Heidelberg, p. 45-64.
- Fuenzalida, R., 1972, Revisión de algunas formaciones de la Precordillera y Cordillera de la Costa, Provincia de Tarapacá, Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile, Inédito #735.
- Galli, C., 1957, Las formaciones geológicas en el borde occidental de la puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá: *Minerales* v. 56, p. 14-26.
- Galli, C., 1968, Carta geológica de Chile: Cuadrangulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá, escala 1:50.000: Instituto de Investigaciones Geológicas, No. 18, 53 p.
- Galli, C., y Dingman, R., 1962, Carta geológica de Chile: Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea, Provincia de Tarapacá,: Instituto de Investigaciones Geológicas, No. 3, 125 p.
- García, F., 1967, Geología del Norte Grande de Chile, *In* Symposium sobre el Geosinclinal Andino No. 3, Sociedad Geológica de Chile: 138 p. Santiago.
- García, M., y Herail, G., 2005, Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile: *Geomorphology*, v. 65, no. 3-4, p. 279-300.
- Giese, P., Scheuber, E., Schilling, F., Schmitz, M., y Wigger, P., 1999, Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 201-220.
- Hammerschmidt, K., Döbel, R., y Friedrichsen, H., 1992, Implication of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of Tertiary volcanics rocks from the north-Chilean Precordillera: *Tectonophysics*, v. 202, p. 55-81.

- 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, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Hartley, A., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S., y Jolley, E., 2000, Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile: *Geology*, v. 28, no. 4, p. 331-334.
- Haschke, M., y Günther, A., 2003, Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means: *Geology*, v. 31, p. 933-936.
- Herrera, 2014, 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 de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago
- Horton, B. K., y DeCelles, P. G., 1997, The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes: *Geology*, v. 25, p. 895-898.
- Horton, B. K., Hampton, B. A., y Waanders, G. L., 2001, Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, no. 11, p. 1387-1400.
- Ireland, T., 2010, Geological Framework of the Mineral Deposits of the Collahuasi district, Región de Taparacá, Chile: PhD Thesis. Hobart, Australia, University of Tasmania. 412 p.
- Isacks, B. L., 1988, Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, no. B4, p. 3211-3231.
- Jaillard, E., 1994, Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin, *in* Salfity, J. A., ed., *Cretaceous tectonics in the Andes: Earth Evolution Sciences*, Fried. Vieweg & Sohn, p. 101-167.
- Jaillard, E., Bengston, P., y Dhondt, A., 2005, Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 307-323.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V., A., y Ando, C. J., 1983, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, no. 3, p. 341-361.
- Jordan, T. E., Nester, P. L., Blanco, N., Hoke, G., Dávila, F., y Tomlinson, A. J., 2010, Uplift of the Altiplano-Puna plateau: A view from the west: *Tectonics*, v. 29, no. TC5007, 31 p.
- Kley, J., y Monaldi, C. R., 1998, Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation?: *Geology*, v. 26, p. 723-726.
- Kossler, A., 1998, Der Jura in der Küstenkordillere von Iquique (Nordchile): *Palántologie, Lithologie, Stratigraphie, Palágeographie.*: *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, v. 197.

- Kramer, W., Siebel, W., Romer, R., Haase, G., Zimmer, M., y Ehrlichmann, R., 2005, Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera: *Chemie der Erde*, v. 65, p. 47-68.
- Lamb, S., y Davis, P., 2003, Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes: *Nature*, v. 425, no. 6960, p. 792-797.
- Lamb, S., y Hoke, L., 1997, Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America: *Tectonics*, v. 16, p. 623-649.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., y Dewey, J., 1997, Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile, *in* Burg, J.-P., y Ford, M., eds., *Orogeny through time*, p. 237-264.
- Maksaev, V., 1978, Geología del cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. : Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile (escala 1:50.000), v. 31, p. 1-55.
- Maksaev, V., y Zentilli, M., 1999, Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis: *Exploration and Mining Geology*, v. 8, p. 65-89.
- Maksaev, V., Zentilli, M., Munizaga, F., y Charrier, R., Denudación/alzamiento del Mioceno Superior-Plioceno Inferior de la Cordillera de Chile Central (33°-35° S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos, *in* *Proceedings X Congreso Geológico Chileno*, Concepción, Chile, 2003.
- Mamani, M., Wörner, G., y Sempere, T., 2010, Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space: *Geological Society of America*, v. 122, p. 162-182.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., y Deckart, K., 2013, The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 1-16.
- McQuarrie, N., 2002, The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau: *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, no. 8, p. 950-963.
- McQuarrie, N., Horton, B. K., Zandt, G., Beck, S., y DeCelles, P. G., 2005, Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau: *Tectonophysics*, v. 399, p. 15-37.
- Meade, B., y Conrad, C., 2008, Andean growth and the deceleration of South American subduction: Time evolution of a coupled orogen-subduction system: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 275, p. 93-101.

- Morandé, J., Gallardo, F., Muñoz, M., y Farías, M., en edición, Carta Guaviña, Región de Tarapacá.: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Mpodozis, C., y Allmendinger, R. W., 1992, Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S): significado para la evolución tectónica de los Andes: *Revista Geológica de Chile*, v. 19, no. 2, p. 167-197.
- Mpodozis, C., y Kay, S. M., 1990, Provincias Magmaticas acidas y evolucion tectonica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31 S): *Revista Geológica de Chile*, v. 17, no. 2, p. 153-180.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. A., 1989, The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, in Ericksen, G. E., Cañas, M. T., y Reinemud, J. A., eds., Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Volume 11, p. 59-90.
- Muñoz, M. A., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J. O., Feraud, G., y Demant, A., 2006, Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S): *Revista Geológica de Chile*, v. 33, no. 1, p. 109-140.
- Muñoz, N., y Charrier, R., 1993, Jurassic-Early Cretaceous facies distribution in the western Altiplano (18°-21° s.l.): Implications for hydrocarbon exploration, Second International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Oxford, UK.
- Muñoz, N., y Charrier, R., 1996, Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, no. 3-4, p. 171-181.
- Muñoz, V., 2007, Evolución morfoestructural del piedemonte altiplánico Chileno durante el Cenozoico superior en la Quebrada de Tarapacá y la Quebrada de Sagasca (19°45' - 20°15'): Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Nichols, G., 2009, *Sedimentology and Stratigraphy*, 2a ed., West Sussex, John Wiley & Sons Ltda. 419 p.
- Oliveros, V., Feraud, G., Aguirre, L., Fornari, M., y Morata, D., 2006, The Early Andean Magmatic Province (EAMP): Ar-40/Ar-39 dating on mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, northern Chile: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 157, no. 4, p. 311-330.
- Ordoñez, A., Rivera, G., 2004, Mapa Metalogénico de la I Región de Tarapacá: Servicio Nacional de Geología y Minería - Geodatos Ltda., 2 vols., 3 mapas escala 1:500.000. Santiago.
- Pardo-Casas, F., y Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca ( Farallon) and South American plates since late Cretaceous time: *Tectonics*, v. 6, no. 3, p. 233-248.

- Pérez, G., 1972, Cuadrángulo de Pachica, escala 1:50.000, Instituto de Investigaciones Geológicas, Inédito #1356, 100 p.
- Pinto, L., 1999, Evolución tectónica y geomorfológica Cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'S-19°27'S (región de Tarapacá, Chile): Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Pinto, L., Hérail, G., y Charrier, R., 2004, Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en el borde occidental del plateau andino en la zona de Moquella (19°15'S, Norte de Chile): *Revista Geológica de Chile*, v. 31, no. 1, p. 19-44.
- Pinto, L., Hérail, G., Sepúlveda, S. A., y Krop, P., 2008, A Neogene giant landslide in Tarapacá, northern Chile: A signal of instability of the westernmost Altiplano and paleoseismicity effects: *Geomorphology*, v. 102, no. 3-4, p. 532-541.
- Ramos, V. A., 1994, Terrains of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S), *in* Reutter, K. J., Scheuber, E., y Wigger, P. J., eds., *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*: Berlin, Springer Verlag, p. 249-261.
- Riquelme, F., 2015, Modelamiento de la deformación meso-cenozoica en el borde occidental del Altiplano chileno, área de Suca-Camiña (19,3°S): Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Riquelme, R., 1998, Evolución tectonosedimentaria Post-Oligocénica del borde occidental del Altiplano, entre Tignamar y el Salar de Surire: Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Rubilar, A., 2013, Identificación de amonites y belemnites provenientes del este de Pachica, Quebrada Tarapacá, I Región: Subdirección Nacional de Geología, Sección Paleontología y Estratigrafía. Informe Paleontológico No. 2013-04.
- Sayés, J., 1978, Cuadrángulo Guaviña, Provincia de Iquique, I Región, escala 1:50.000: Instituto de Investigaciones Geológicas, Inédito #2073, 43 p.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., y Reutter, K. J., 1994, Tectonic development of the Northern Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic, *in* Reutter, K. J., Scheuber, E., y Wigger, P., eds., *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer-Verlag, Berlin, p. 121-139.
- Schmitz, M., 1994, A balanced model of the southern Central Andes: *Tectonics*, v. 13, no. 2, p. 484-492.
- Schmitz, M., Lessel, K., Giese, P., Wigger, P., Araneda, M., Bribach, J., Graeber, F., Grunewald, S., Haberland, C., Lüth, S., Röwer, P., Ryberg, T., y Schulze, K., 1999, The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies - the PISCO 94 experiment in northern Chile (21°-23°S): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 237-260.



- Sempere, T., Butler, R. F., Richards, D. R., Marshall, L. G., Sharp, W., y Swisher III, C. C., 1997, Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, no. 6, p. 709-727.
- Sempere, T., Hérail, G., Oller, J., y Bonhomme, M. G., 1990, Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia: *Geology*, v. 18, p. 946.
- SERNAGEOMIN, 2002, Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Sheffels, B. M., 1990, Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes: *Geology*, v. 18, p. 812-815.
- Somoza, R., y Ghidella, M., 2005, Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas Nazca, Farallón y Aluk: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 60, no. 4, p. 797-809.
- Steinmann, G., 1929, *Geologie von Peru*: Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heildelberg, 448 p.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: *American Journal of Science*, v. 283, p. 684-721.
- Suppe, J., y Medwedeff, D. A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Ecolgae Geologicae Helvaticae*, v. 83, p. 409-454.
- Thomas, A., 1967, Carta geológica de Chile: Cuadrángulo Mamiña, Provincia de Tarapacá, escala 1:50.000: Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, No. 17, 49 p.
- Thomas, A., 1970, Carta geológica de Chile: Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle, Provincia de Tarapacá, escala 1:50.000: Instituto de Investigaciones Geológicas, No. 21-22, 51 p.
- Tomlinson, A. J., y Blanco, N., 1997, Structural evolution and displacement history of the West fault System, Precordillera, Chile: Part 1, synmineral history, 8° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 3, p. 1873-1882.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., y Ramos, V. A., 2010, Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons: *Tectonophysics*, v. 489, no. 1-4, p. 258-273.
- Victor, P., Oncken, O., y Glodny, J., 2004, Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile): *Tectonics*, v. 23, p. TC4004, doi:4010.1029/2003TC001519.
- Villeneuve, M. E., Pérez de Arce, C., Uribe-Zeballos, H., appetini, E., Hickson, C. J., y Stasiuk, M. V., 2002, Geochronological compilation for the border Region between Argentina, Bolivia, Chile and Peru (14°S – 28°S): In Proyecto Multinacional Andino / Multinational Andean Project GeoData CD-ROM 2002. recopiladores/compilers, Makepeace, A.J.;

- Stasiuk, M.V.; Krauth, O.R.; Hickson, C.J.; Cocking, R.B.; Ellerbeck, D.M. *Publicación Geológica Multinacional / Multinational Geological Publication*, No. 3 (Digital).
- Weissel, J., y Karner, G., 1989, Flexural uplift of Rift Flanks due to Mechanical Unloading of the Lithosphere during Extension: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, no. B10, p. 919-950.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., y Wilke, H., 2000, Geochronology (40 Ar/39 A, K-Ar and He-Exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18°-22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of central Andes: *Revista Geológica de Chile*, v. 27, no. 2, p. 205-240.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., y Selles, D., 2002, The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, no. 1, p. 23-38.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka, W., Wylegalla, K., Tibi, R., Haberland, C., Rietbrock, A., Giese, P., Wigger, P., Röwer, P., Zandt, G., Beck, S., Wallace, T., Pardo, M., y Comte, D., 2000, SUBduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases: *Nature*, v. 408, p. 958-961.
- Zandt, G., Velasco, A., y Beck, S., 1994, Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia: *Geology*, v. 22, p. 1003-1006.

---

## ANEXOS

### A1 – Dataciones

En el contexto del desarrollo de la Carta Guaviña (Morandé et al., en edición), numerosas dataciones radiométricas fueron realizadas en el área de estudio utilizando principalmente el método U-Pb LA-ICP-MS en circón. Los resultados de mayor interés para el desarrollo del presente trabajo se muestran en la Tabla A1.1. Se incorpora el resultado de una datación U-Pb TIMS en circón realizada por Villeneuve et al. (2002) en rocas de la Formación Cerro Empexa.

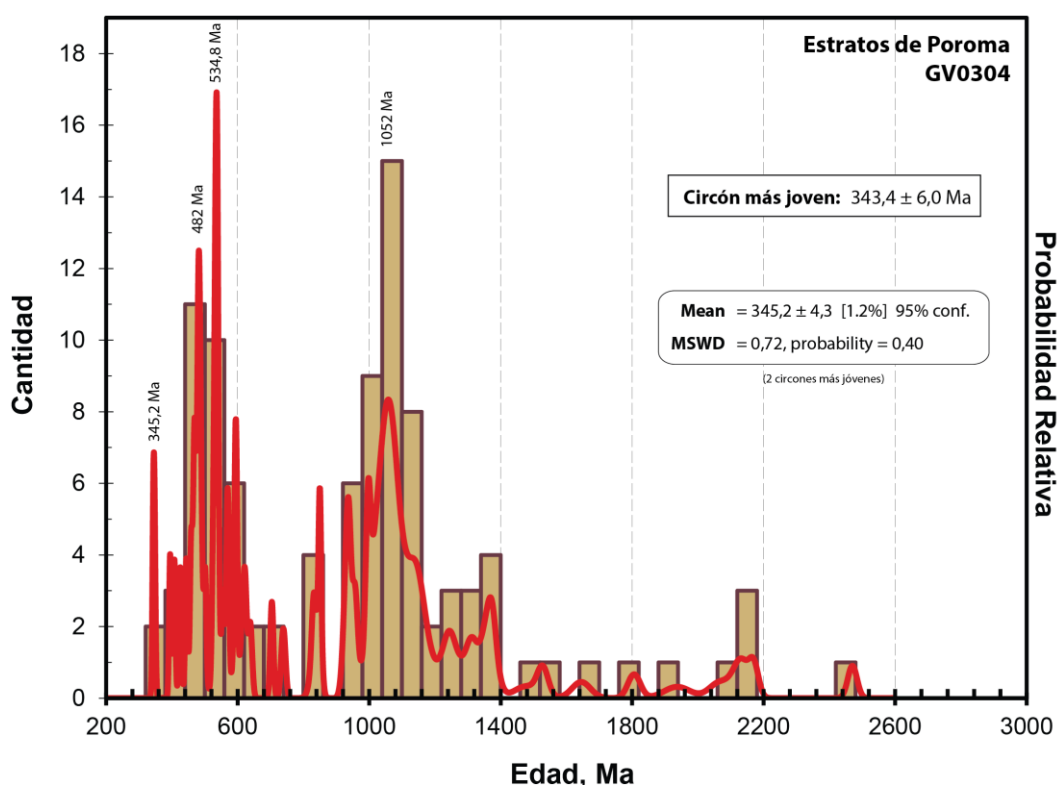
Además del resultado de cada datación, es de interés para el presente estudio conocer la distribución de edades de los circones analizados, con el objetivo de determinar las posibles fuentes de aporte de éstos. En las figuras A1.1 a A1.9 se muestran histogramas del conteo de las edades de los circones en las muestras de interés.

Tabla A1. 1: Edades radiométricas

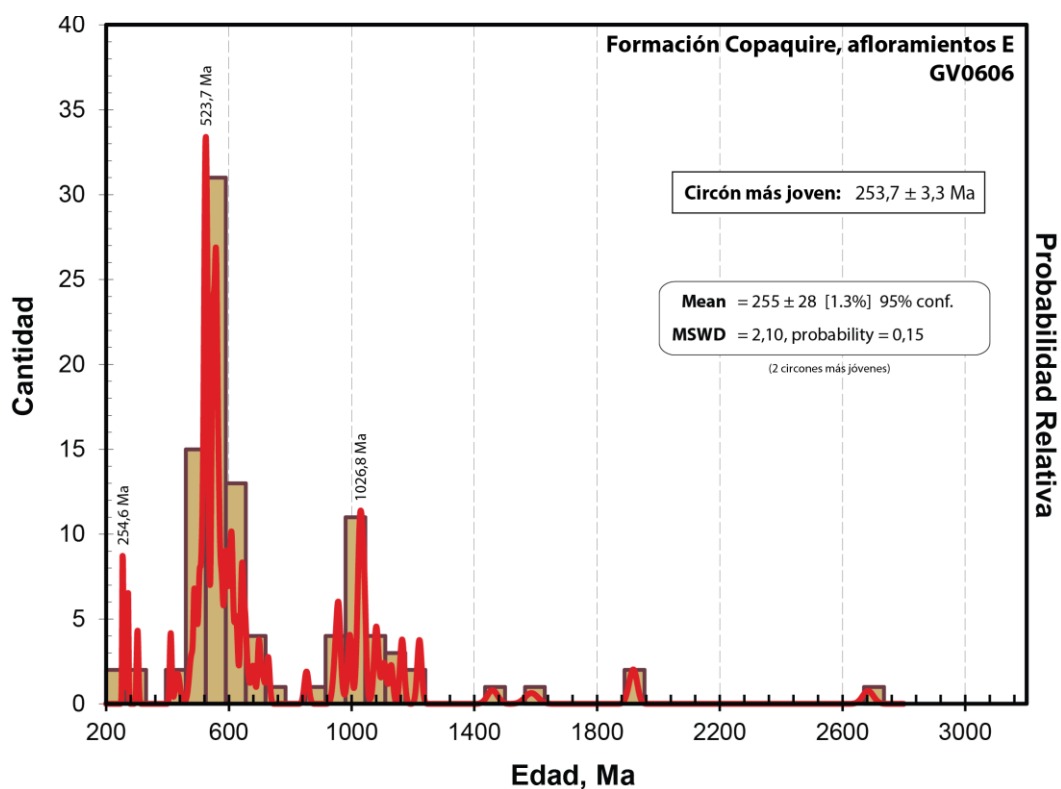
Muestra	UTM_E	UTM_N	Altura	Localidad	Subunidad	Litología	Tipo de Datación	Edad ± error (Ma ± 2σ)	Interpretación
<b>Complejo Metaturbidítico Quebrada Aroma</b>									
<sup>a</sup> GV0718	470361	7837592	2624	Quebrada de Aroma		Cuarzoarenita	U-Pb LA-ICP-MS en circón	402 ± 21	Edad máxima de depósito
<b>Estratos de Poroma</b>									
GV0304	481625	7803029	2817	Este de Poromma		Arenita arcósica	U-Pb LA-ICP-MS en circón	345 ± 15	Edad máxima de depósito
<b>Formación Copaquire</b>									
GV0606	493613	7799275	3731	Camino a Lirima		Cuarzoarenita	U-Pb LA-ICP-MS en circón	260 ± 24	Edad máxima de depósito
GV0703	453123	7802865	1593	Pachica		Wacka cuarcífera	U-Pb LA-ICP-MS en circón	154 ± 3,2	Edad máxima de depósito
<b>Formación Cerro Empexa</b>									
GV0632	483802	7813126	2777	Este de Sibaya	Miembro B	Arenita lítica	U-Pb LA-ICP-MS en circón	82 ± 1,3	Edad máxima de depósito
<sup>b</sup> PL3	475861	7811257		Noroeste de Guaviña	Miembro C	Toba dacítica	U-Pb TIMS	72,1 ± 0,4	Edad depósito volcánico
GV0112	477033	7812452	2575	Este de Guaviña	Miembro D	Arenita feldespática	U-Pb LA-ICP-MS en circón	68,84 ± 0,46	Edad máxima de depósito
<sup>a</sup> GV0722	478874	7839942	3132	Este de Chiapa	Miembro D	Arenita arcósica	U-Pb LA-ICP-MS en circón	69,55 ± 0,53	Edad máxima de depósito
<sup>a</sup> GV0716	484046	7825760	3649	Noreste de Chusmiza	Miembro D	Arenita arcósica	U-Pb LA-ICP-MS en circón	73,6 ± 1,4	Edad máxima de depósito
<b>Formación Altos de Pica</b>									
GV0113	452292	7802585	1577	Estratos de Carora		Arenita lítica	U-Pb LA-ICP-MS en circón	23,28 ± 0,73	Edad de depósito (aprox.)
<sup>a</sup> GV0401	450394	7831003	1763	Quebrada Aroma		Toba de ceniza cristalina de biotita	U-Pb LA-ICP-MS en circón	23,15 ± 0,53	Edad depósito volcánico
<b>Ignimbrita Guailleane</b>									
<sup>a</sup> GV0102	496487	7815294	3612	Noreste de Paguanta		Toba de lapilli cristalina riocácitica de biotita	U-Pb LA-ICP-MS en circón	3,74 ± 0,1	Edad depósito volcánico
<b>Cuerpos Intrusivos</b>									
GV0103	460354	7803473	1717	Este de Pachica	Granitoides del Cretácico Superior	Granito de piroxeno	U-Pb LA-ICP-MS en circón	74,53 ± 0,68	Edad de emplazamiento
GV0604	474023	7800741	2712	Sur de Mocha	Granitoides del Cretácico Superior	Monzogranito de biotita	U-Pb LA-ICP-MS en circón	74,0 ± 1,0	Edad de emplazamiento
<sup>a</sup> GV0732	488080	7789901	3276	Sur del área de estudio (Noasa)	Granitoides del Eoceno medio	Cuarzo monzonita de biotita	U-Pb LA-ICP-MS en circón	44,02 ± 0,36	Edad de emplazamiento
GV0802	495184	7804277	3847	Camino Lirima	Granitoides del Eoceno superior	Cuarzo monzodiorita de hornblenda	U-Pb LA-ICP-MS en circón	37,67 ± 0,45	Edad de cristalización

<sup>a</sup>: edades de muestras ubicadas fuera del área de estudio, realizadas en el contexto del levantamiento geológico de la Carta Guaviña

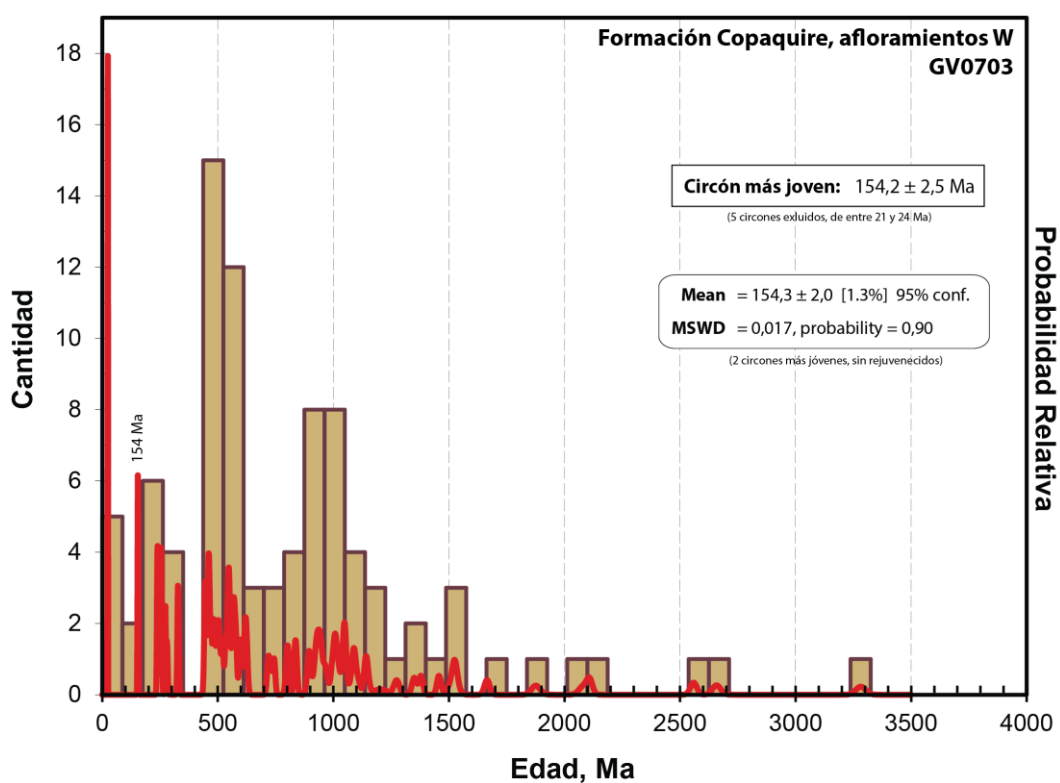
<sup>b</sup>: muestra obtenida por Villeneuve et al., 2002



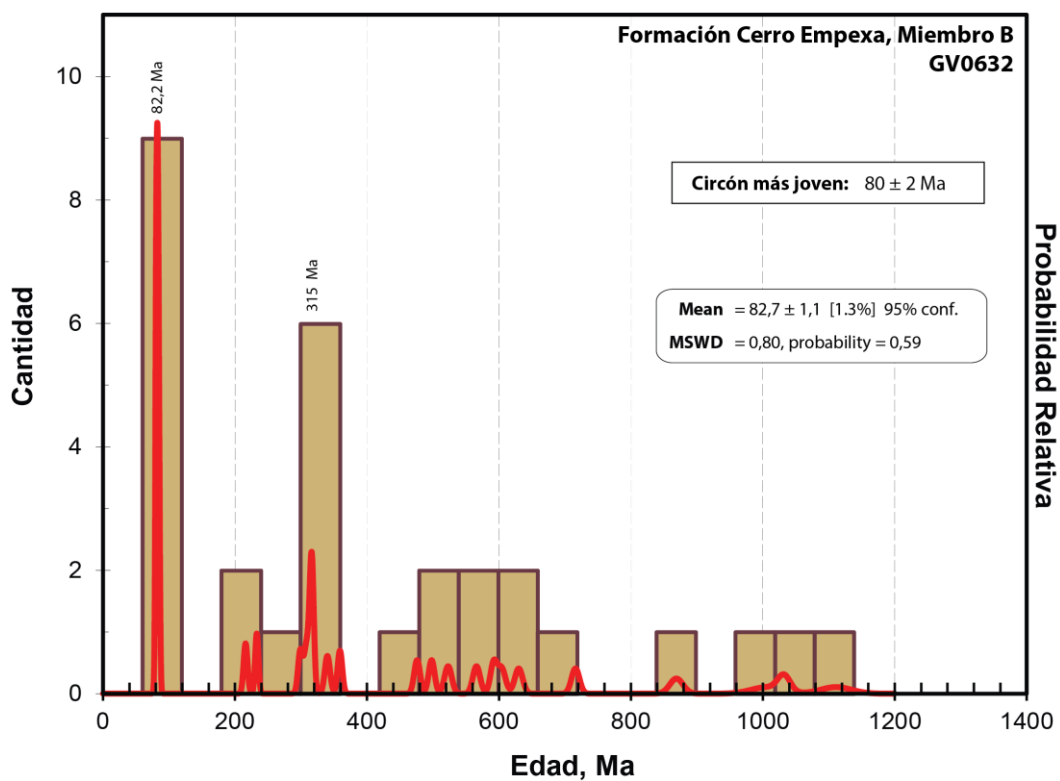
**Figura A1. 1:** Histograma de distribución de edades de circones de la muestra GV0304, correspondiente a los Estratos de Poroma.



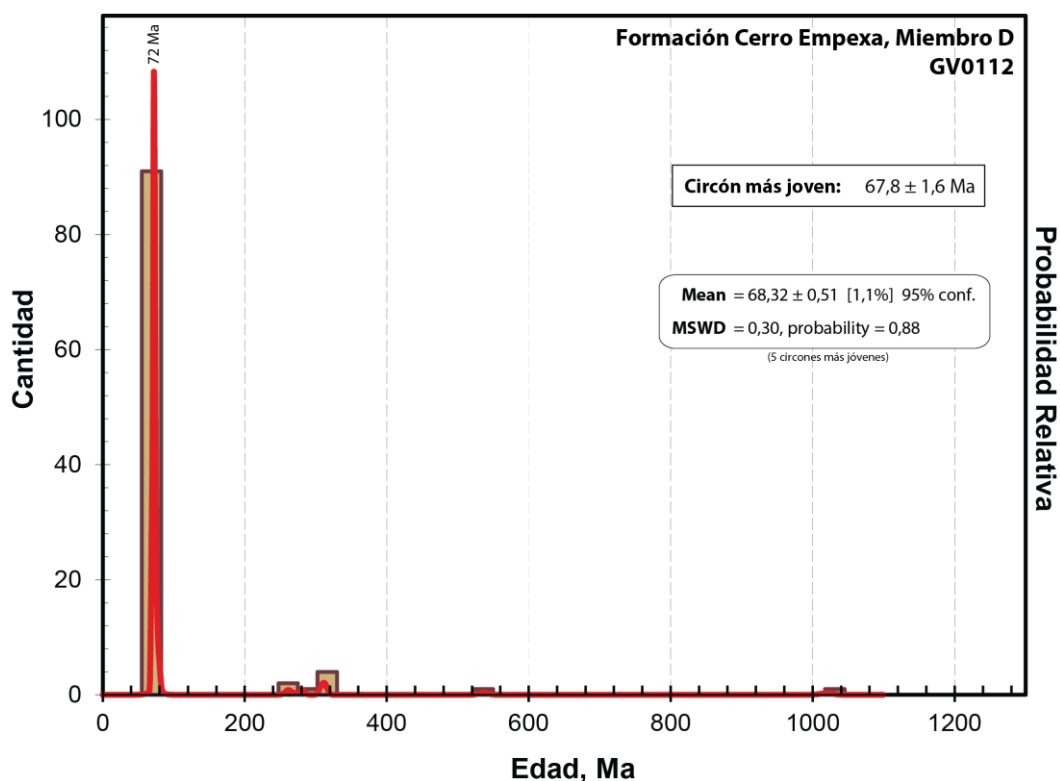
**Figura A1. 2:** Histograma de distribución de edades de circones de la muestra GV0606, correspondiente a la Formación Copaquire.



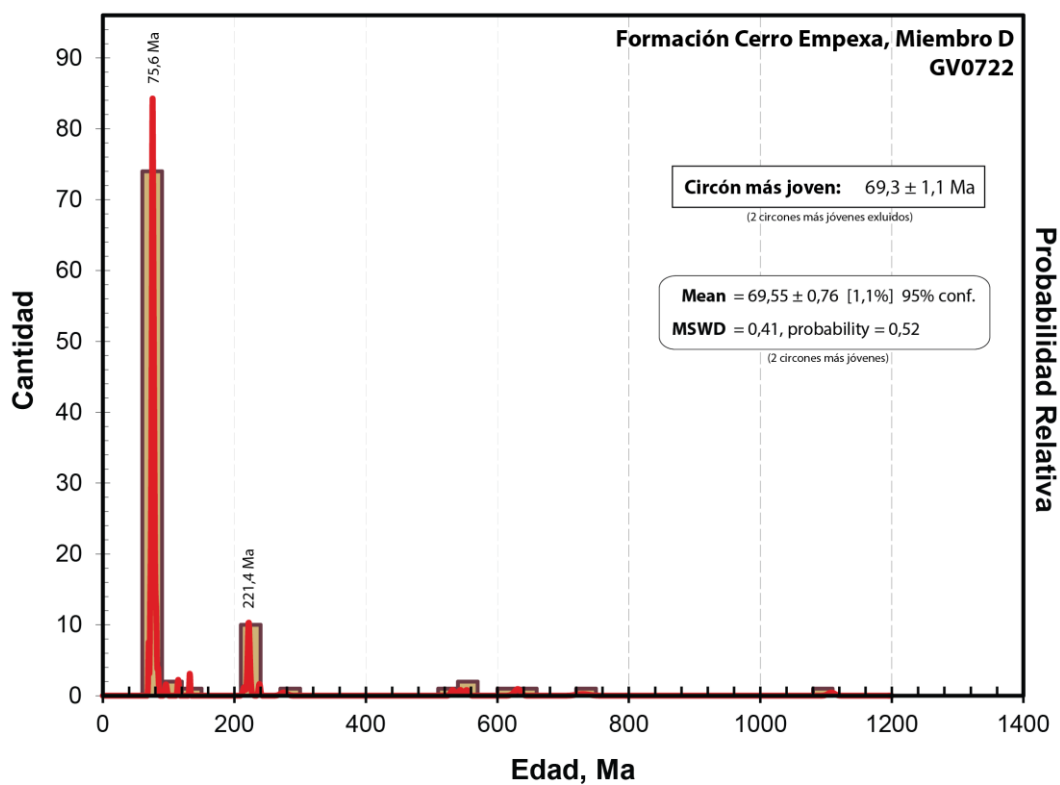
**Figura A1. 3:** Histograma de distribución de edades de circones de la muestra GV0703, correspondiente a la Formación Copaquire.



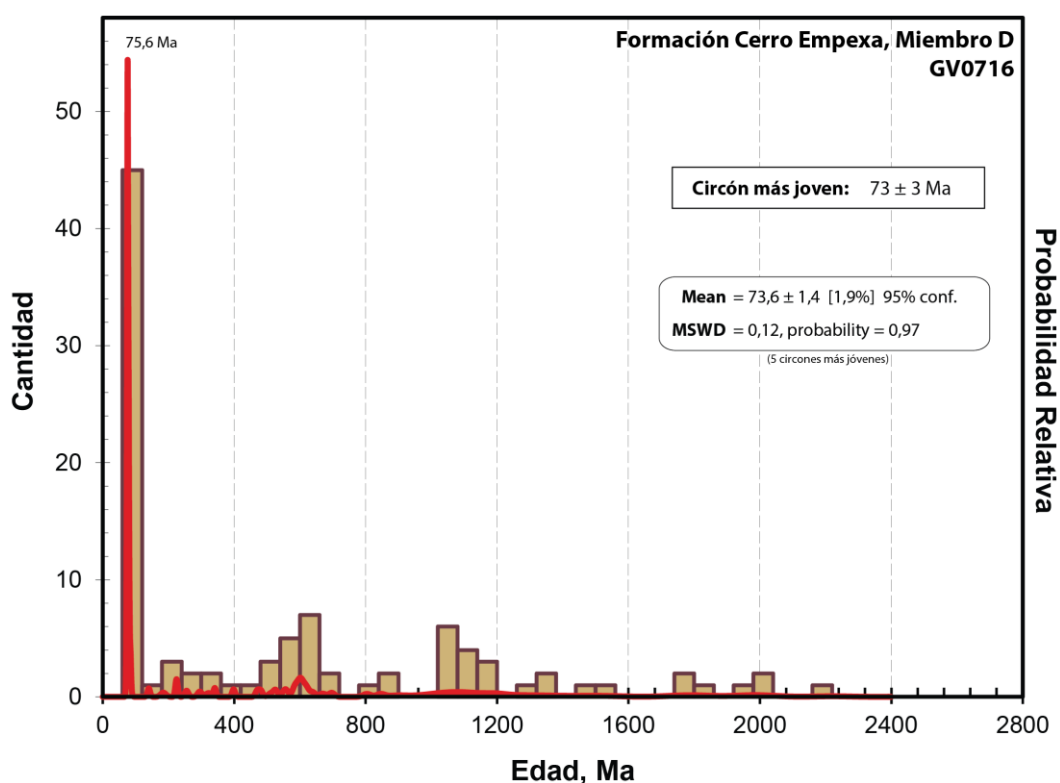
**Figura A1. 4:** Histograma de distribución de edades de circones de la muestra GV0632, correspondiente al Miembro B de la Formación Cerro Empexa.



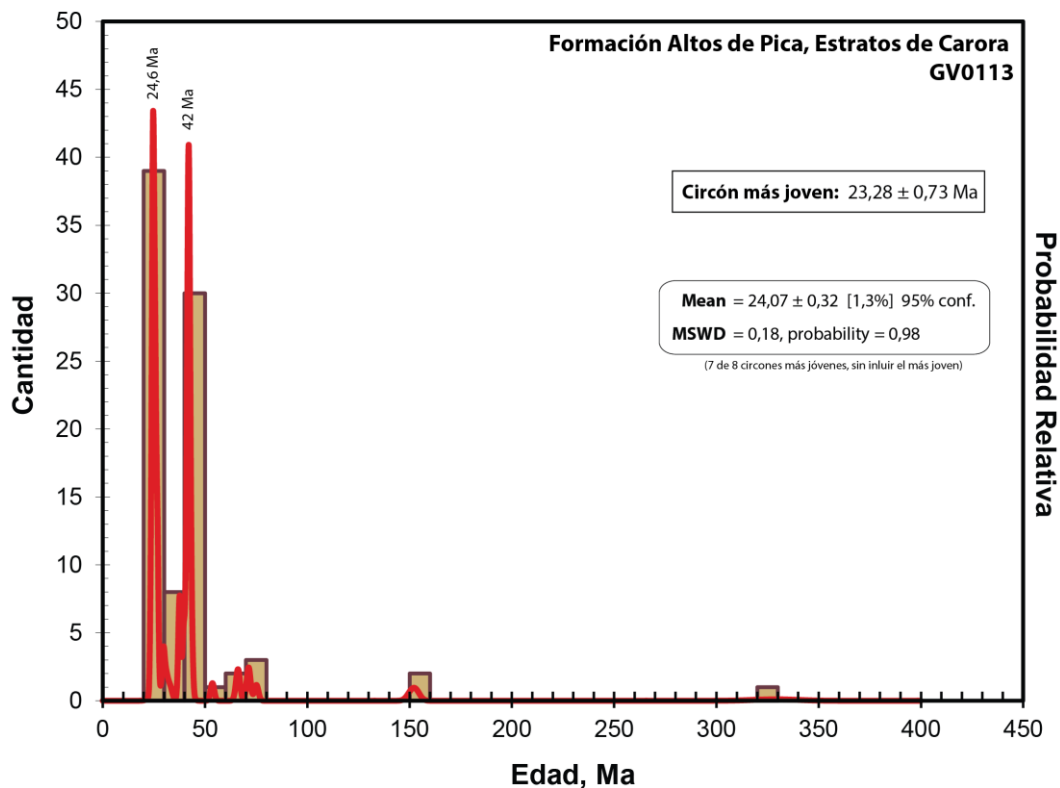
**Figura A1. 5** Histograma de distribución de edades de circones de la muestra GV0112 correspondiente a la Formación Copaquire.



**Figura A1. 6:** Histograma de distribución de edades de circones de la muestra GV0722, correspondiente al Miembro D de la Formación Cerro Empexa.

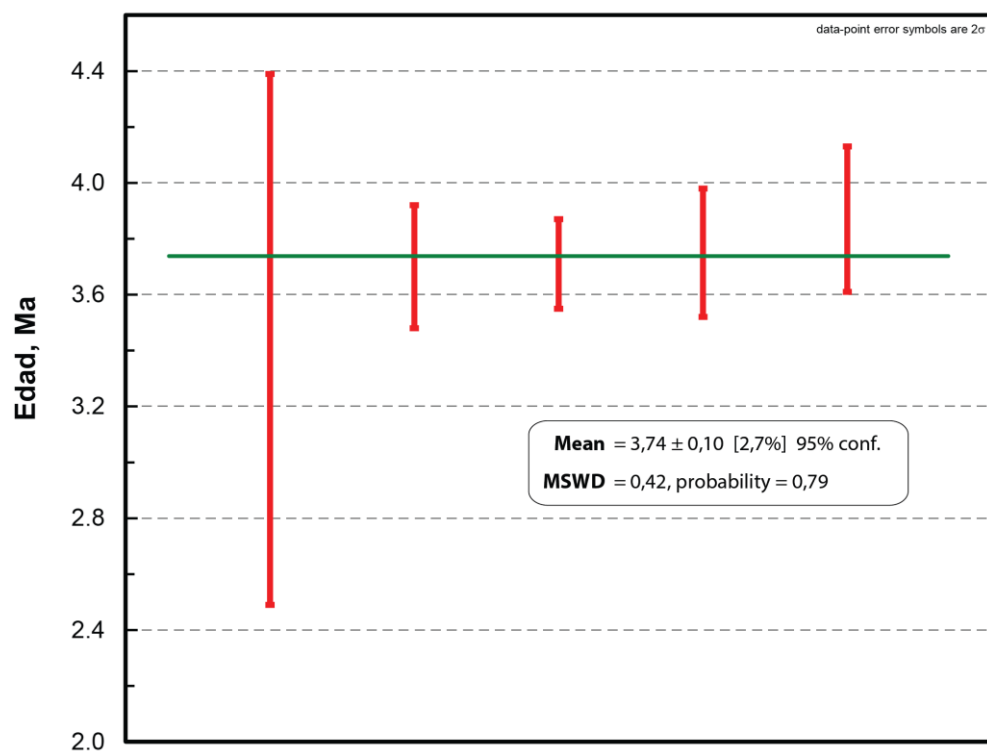


**Figura A1. 7:** Histograma de distribución de edades de circones de la muestra GV0716, correspondiente al Miembro D de la Formación Cerro Empexa.



**Figura A1. 8:** Histograma de distribución de edades de circones de la muestra GV0113, correspondiente a la Formación Altos de Pica.





**Figura A1. 9:** Histograma de distribución de edades de circones de la muestra GV0102, correspondiente a la Ignimbrita Bisluri.