



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

**ESTRUCTURA DEL SALAR DE ATACAMA: IMPLICANCIAS  
EN LA ESTRUCTURA CORTICAL DE LOS ANDES CENTRALES**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEOLOGA  
TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN  
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA**

**SUSANA MARISOL HENRÍQUEZ GONZÁLEZ**

**PROFESOR GUÍA:  
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ  
MARCELO FARÍAS THIERS**

**SANTIAGO DE CHILE  
DICIEMBRE 2012**

i) Resumen

El inicio de la construcción de los Andes Centrales ha sido rastreado desde etapas tan tempranas como el Cretácico Tardío (eg. Coney y Evenchick, 1994; Sempere et al., 1997; Horton y DeCelles, 1997; Mpodozis et al., 2005). Sin embargo, son escasos los lugares donde se puede caracterizar la arquitectura pre-Cenozoica y estimar su contribución al acortamiento tectónico, el principal mecanismo propuesto para explicar esta cordillera (eg. Isacks, 1988; Schmitz, 1994; Allmendinger et al., 1997; Kley y Monaldi, 1998). Un lugar ideal para estudiar esta deformación es la Cuenca del Salar de Atacama. Esto debido a su registro estratigráfico continuo desde el Cretácico “Medio” al reciente y a los abundantes trabajos sobre la estructura superficial y subsuperficial (Macellari et al., 1991; Flint et al., 1993; Muñoz et al., 2002; Jordan et al., 2002; Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2003; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006; Reutter et al., 2006; Jordan et al., 2007). Sin embargo, a pesar de los abundantes estudios que concentra esta cuenca, no existe una sección estructural que permita visualizar su estructura profunda y estimar el acortamiento tectónico que contiene.

Así, en una primera instancia se procuró entender y estimar, a través de la modelación de un perfil estructural, los procesos que afectaron esta cuenca como evidencia principal del desarrollo de un antepaís Cretácico Tardío y Eoceno-Oligoceno (eg. Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006). Luego, a partir de la revisión de la geología del arco volcánico, la Puna y la Cordillera Oriental, se construyó una sección cortical Andina hipotética aunque balanceada que permite explicar de una manera simple y razonable las principales características geológico-estructurales en este segmento de los Andes.

Los resultados obtenidos muestran que durante el Cretácico Tardío y hasta el límite KT, el borde sur de la Cuenca de Atacama acomodó 16 km acortamiento, principalmente debido a movimientos en el Cordón de Lila. Luego, durante el Paleógeno, acomodó 22 km extra asociado a una fuerte actividad en el borde oriental de la Cordillera de Domeyko, alcanzando en gran medida su arquitectura actual. Por otra parte, la síntesis realizada para las regiones de Arco, Puna y Cordillera Oriental indica que la estructura tanto de escama gruesa como fina de esta región está íntimamente ligada con la estructura observada en el sector de la Cordillera de Domeyko y Salar de Atacama. Mientras durante el Cretácico Tardío se desarrolló una cuenca de antepaís que no se extendió más allá del actual arco volcánico, durante el Eoceno-Oligoceno se desarrolló una amplia cuenca de antepaís asimétrica que se extendió probablemente hasta la Cordillera Oriental. El modelo cortical Andino construido sugiere que el orógeno está controlado por dos despegues subhorizontales que generan un amplio anticlinal de basamento. Estos despegues habrían actuado en momentos distintos, el más superficial durante el Cretácico Tardío y Paleógeno, y, el segundo, durante el Eoceno Tardío-Mioceno al reciente, asociado al alzamiento de la Cordillera Oriental. Así, según este modelo, esta parte del Orógeno Andino habría acomodado 210 km de acortamiento tectónico.

ii) Dedicatoria

Me siento feliz de terminar este bello proceso de mi vida, no solo por mí, sino porque así puedo agradecer a todos quienes han compartido su vida conmigo, los maestros de mi vida, a los que les debo todo lo que soy y lo que he logrado. Me siento una afortunada, con unos padres que dieron todo lo que tenían y más para enseñarme a volar alto; con una familia como pilar fundamental sobre el cual valorar las cosas simples y sustanciales de la vida; con amigos y amigas que hacen que vivir, crecer y descubrir el mundo sea una experiencia día a día feliz y llena de amor; y con un profesor que creyó en mí, enseñándome tanto de ser profesional como de ser persona. Siéntanse parte de esto, porque no estaría aquí y ahora sin su apoyo, palabras, sonrisas y abrazos. Mi único merito fue querer para mí lo que ellos me impulsaron a soñar y a hacer. A todos ellos les dedico este trabajo, pues es tan mío como suyo. Siento que la palabra gracias no alcanza en este momento para decirles lo fundamentales que son para mí, pero como no conozco otra, solo les puedo decir: MUCHAS GRACIAS.

Susana Henríquez González

### iii) Agradecimientos

Pensé que agradecer sería cosa fácil. A priori suena sencillo, pero cuando te lo tomas en serio, uf, es un mar de emociones. Empecé a repartir, en trozos de apoyo y esfuerzo, lo necesario para que escribiera unas pocas ideas en un manuscrito y para que me diera cuenta de todo lo que no se. Fue fácil y gratificante recordar y reconocer tantos rostros, tanta dedicación y confianza, que intentaré ser justa con todos los que creyeron en mí.

Para empezar, hay dos personas a las que les debo todo, dos personas que me enseñaron de pequeña a superarme, y créanme que no les hice la tarea fácil. Dos luchadores incansables que me hacen sentir privilegiada, que sacrificaron muchísimo por verme cumplir mis sueños, dos soles en mi vida que me llenan de orgullo: mis padres. Luego, agradecer a quienes la vida me enseñó a valorar: mi familia. No niego que al principio tuve una que otra duda, pero luego entendí lo afortunados que somos y lo esenciales que son para mí. Gracias por darme la tranquilidad de nunca sentirme sola o desprotegida.

Por otra parte, no habría podido realizar este trabajo sin el apoyo de un grupo muy particular de personas de una admirable calidad personal y profesional: el Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo. En particular, agradezco a mi profesor guía, un extraordinario científico, quizás poco convencional, que sabe tanto de trabajo como de disfrutar la vida. Gracias por creer en mí y apoyarme aun cuando le significó un gran esfuerzo; dándome privilegiadas oportunidades de aprender, y por ser un líder que hizo del laboratorio una familia. Además, agradecer a quienes me acompañaron en terreno, aguantando mi genio y mis mañas, cosa que a mi pesar requiere mucha paciencia; gracias por enseñarme la importancia de trabajar en equipo, con una sonrisa, y de adaptarse a las circunstancias dando lo mejor de sí. Bueno, ahora que lo pienso, aun necesito mejorar en un par de esas. Una especial mención al grupo de logística de terreno, astutas personas capaces de construir un hogar en los lugares más inhóspitos y agrestes que conozco.

No podría pasar por alto el Departamento de Geología, sus funcionarios, académicos, investigadores y estudiantes; un oasis social compartido por personas a veces algo exóticas, pero sin duda cálidas, alegres, chispeantes y generosas. Nadie podría quedar indiferente a la energía que se vive aquí y yo no podría haber llegado a un mejor lugar.

Por último y no menos importante, agradecer a cada uno de mis amigos y amigas, esas notables personas, a veces diría personajes, que tuve la fortuna de conocer. Cada uno me enseña y entrega un mundo, hacen que todo a mí alrededor sea más dulce y fácil, y que incontables momentos sean invaluable. Recuerdo tantas sonrisas, consejos, abrazos, llantos y carcajadas, y bueno, uno que otro brindis y bailoteo. Son tantas confianzas y afectos, tantos momentos felices; que hacen que al detenerme a mirar mi vida y mi futuro, sonría, y sepa que encontré amigos que atesorar.

Como ven, soy una afortunada de la vida, ustedes lo hacen así, así que gracias, gracias y mil gracias, por hacerme tan fácil sonreír.

Susana Henríquez González

## Índice de contenido

1. Introducción.....	1
-Contexto geológico y problemática.....	1
-Hipótesis y objetivos.....	8
-Metodología.....	9
2. Marco Tectónico.....	13
-Marco Geológico.....	13
-Marco Estructural.....	20
3. Geología y estructura de la Cuenca de Atacama.....	24
1. Estratigrafía de la Cuenca de Atacama.....	24
2. Estructura de la Cuenca de Atacama.....	29
1. Estructura superficial del borde sur occidental de la Cuenca de Atacama.....	30
2. Estructura subsuperficial de la Cuenca de Atacama.....	36
3. Sección estructural balanceada de la Cuenca de Atacama.....	41
4. Modelo Cortical Andino: Una integración de la estructura desde la Cuenca de Atacama a la Cordillera Oriental (23-24°S).....	44
1. Revisión de secciones estructurales regionales en la Puna y Cordillera Oriental.....	44
2. Breve análisis de las características generales esperadas para la estructura cortical en este segmento de los Andes.....	48
3. Sección cortical entre el borde oriental de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Oriental a los 23-24°S: Una solución simple y razonable.....	52
5. Discusiones.....	57
6. Conclusiones.....	63
7. Bibliografía.....	65

## Índice de figuras

Figura 1.1: Secciones estructurales a lo largo de los Andes Centrales.....	4
Figura 1.2: Modelo digital de elevación de la cuenca del Salar de Atacama.....	7
Figura 2.1: Zona de estudio.....	13
Figura 2.2: Geología de la Cordillera de Domeyko a la Cordillera Oriental.....	14
Figura 2.3: Cuadro Cronoestratigráfico.....	19
Figura 3.1: Imagen LANDSAT de la Cuenca del Salar de Atacama.....	25
Figura 3.2: Estratigrafía de la Cuenca del Salar de Atacama.....	27
Figura 3.3: Mapa Cerro Negro.....	33
Figura 3.4: Imágenes de deformación para sección Cerro Negro.....	34
Figura 3.5: Sección Cerro Negro y reconstrucción palimpástica.....	35
Figura 3.6: Línea sísmica e interpretación de 1g01a y 1g010.....	38
Figura 3.7: Línea sísmica e interpretación de 1g024 y 1f013.....	39
Figura 3.8: Línea sísmica e interpretación de 1g024.....	40
Figura 3.9: Sección de la Cuenca de Atacama y reconstrucción palimpástica.....	43
Figura 4.1: Modelo de elevación mostrando la ubicación y los perfiles estructurales integrados en la sección cortical.....	47
Figura 4.2: Sección integrada para el trasarco a los 22-24°S.....	49
Figura 4.3: Compilación de secciones estructurales desde el borde oriental de la Cordillera de Domeyko a la Cordillera Oriental a los 22 – 24°S.....	49
Figura 4.4: Esquemas de modelos corticales extremos propuestos para los Andes Centrales.....	51
Figura 4.5: Sección cortical del Orógeno Andino a los 23-24°S.....	55
Figura 5.1: Modelo cortical Andino.....	60

## Anexos

Anexo A: Mapa Cerro Negro escala 1:25.000

Anexo B: Fotos sector Cerro Negro correspondiente a Figura 3.3 ampliadas.

Anexo C: Sección Cerro Negro escala 1:50.000 y estado restaurado al Paleoceno temprano a escala 1:100.000.

Anexo D: Tabla de referencias correspondientes a la Figura 1.1.

## 1. Introducción

### 1. Contexto geológico y problemática

Los Andes son el ejemplo clásico del desarrollo de un orógeno producto de la subducción de una placa oceánica bajo una placa continental (James, 1971; Isacks, 1988). Esta cordillera se extiende por cerca de 7500 km a lo largo del borde occidental de la Placa Sudamericana constituyendo el cinturón montañoso más largo del mundo. Dentro de los Andes Centrales, en su porción central (figura 1.1), éste orógeno presenta una flexión de primer orden donde alcanza su máxima amplitud, cercana a 800 km, y espesores corticales que superan los 60 km, uno de los mayores sobre la Tierra (Isacks, 1988). Aunque diferentes procesos han sido propuestos para explicar su extensión e importante espesor cortical, actualmente es ampliamente aceptada la importancia del acortamiento tectónico a la morfología de los Andes (eg. Isacks, 1988; Schmitz, 1994; Allmendinger et al., 1997; Kley y Monaldi, 1998; McQuarrie, 2002). Esto último se basa en numerosas publicaciones que han estimado el acortamiento tectónico a lo largo de los Andes Centrales. Este proceso contribuye con al menos el 55% del espesor cortical (Giese et al., 1999), aunque alcanza usualmente el 70 a 80% (Schmitz, 1994; Kley y Monaldi, 1998) e incluso supera el 100% (McQuarrie, 2002). En la región del Altiplano-Puna, Kley y Monaldi (1998) estimaron que un 30% del espesor cortical habría ocurrido durante el Neógeno. La relevancia de este mecanismo proviene principalmente de dos observaciones que apuntan a un mismo proceso: un gradiente decreciente de las estimaciones mínimas de acortamiento tectónico desde los Andes Centrales hacia el sur (ver estimaciones y compilaciones de Roeder 1988; Sheffels, 1990; Allmendinger et al., 1990; Schmitz, 1994; Baby et al., 1997; Kley et al., 1999; McQuarrie, 2002; Arriagada et al., 2008), y la existencia de un patrón de rotaciones tectónicas decreciente en el mismo sentido al sur del codo de Arica (Randall et al., 1998; Somoza et al., 2002; Arriagada et al., 2008). Por otra parte, una fuente adicional de acortamiento tectónico es el “underthrusting” del Cratón Brasileño. Éste, al actuar en forma acoplada al orógeno desde el borde occidental de la Cordillera Oriental hasta el actual antepaís (Beck y Zandt, 2002), permitiría explicar unos 14 km de engrosamiento cortical asociados a un desplazamiento del cratón de 100 a 150 km (Lamb y Hoke, 1997). A pesar de la relevancia de este mecanismo de apilamiento tectónico, típicamente se estima insuficiente para explicar toda la raíz cortical.

El origen de este importante espesor cortical así como el problema de espacio generado en la base de los lugares que acumulan acortamiento frágil, aún es materia de intenso debate. Diversos procesos adicionales al acortamiento tectónico que podrían estar actuando a nivel de la corteza inferior y/o manto litosférico han sido propuestos. Por su naturaleza, estos procesos son difíciles de evaluar y estimar, no solo en los niveles profundos, sino que también en la morfología de los Andes. Los procesos frecuentemente considerados son “underplating” de material tectónicamente erodado del margen continental (eg. Baby et al., 1997), delaminación del manto litosférico densificado producto de cambios de fase mineral (eg. Kay et al., 1994), flujo cortical conducido por diferencias en el manto litosférico y, en menor medida, adición magmática (eg. Lamb y Hoke, 1997). De acuerdo a Schmitz, (1994) el “underplating” y la adición magmática en conjunto alcanzarían a lo más a un 20%, mientras que Giese et al. (1999) estimó que el “underplating” contribuye solo en un 5% al engrosamiento cortical. Para las zonas más engrosadas donde se espera una abundante deformación dúctil desacoplada de la corteza superior, la delaminación es usualmente considerada (eg. Kay et al., 1994; Beck y Zandt, 2002; Sobolev y Babeyko, 2005; Schurr et al., 2006). Hoke y Garzione (2008) propusieron que el proceso de delaminación es esencial para alzar los Andes durante el Mioceno entre los 10 y 4 Ma, y consideran que el acortamiento previo es solo necesario para generar condiciones favorables para este mecanismo. Sin embargo, Husson (2001) argumenta que este proceso es insuficiente para engrosar más de 800 m la corteza. Otro proceso ampliamente considerado en las zonas engrosadas es el flujo dúctil en la corteza inferior (eg. Kley y Monaldi, 1998; Husson y Sempere, 2003; Gerbault et al., 2004). Por último, respecto al aporte por adición magmática, mientras algunos autores estiman que podría alcanzar el 40% en la zona del arco magmático (Lamb y Hoke, 1997), otros proponen que su aporte sería inferior al 10% (Roeder, 1988). Todos estos procesos que modifican los volúmenes y densidades de la raíz cortical debiesen generar inevitablemente una respuesta morfológica producto de una compensación en equilibrio isostático.

Las estimaciones realizadas al momento reafirman la importancia del acortamiento tectónico en la construcción de los Andes. Sin embargo, debido a que el acortamiento tectónico es el elemento principal que contribuye al volumen cortical total de los Andes Centrales, los errores en las estimaciones de acortamiento pueden tener un impacto mayor y resulta entonces esencial

entender, estimar y respetar primero los procesos corticales que son la principal condición de borde en esta problemática.

Por otro lado, un número importante de estudios considera que la construcción de los Andes Centrales es esencialmente de edad Neógeno (Isacks, 1988; Sempere et al., 1990; Gubbels et al., 1993; Vandervoort et al., 1995; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1997; Jordan et al., 1997). Sin embargo, existe una cantidad creciente de trabajos que plantean que la evolución de los Andes Centrales puede ser rastreada a etapas tan tempranas como el Cretácico Tardío (eg. Coney y Evenchick, 1994; Sempere et al., 1997; Horton y DeCelles, 1997). La evidencia sedimentológica, estructural y paleomagnética muestra una importante deformación ocurrida entre el Cretácico Tardío y el Neógeno en el norte de Chile, especialmente a lo largo de la Cordillera de Domeyko y Cuenca del Salar de Atacama (Chong y Reutter, 1985; Hammerschmidt et al., 1992; Hartley et al., 1992; Scheuber y Reutter, 1992; Charrier y Reutter, 1994; Somoza et al., 1999; Roperch et al., 2000; Arriagada et al., 2000; Randall et al., 2001; Horton et al., 2001; Coutand et al., 2001; Mcquarrie, 2002; Somoza y Tomlinson, 2002; Arriagada et al., 2003; DeCelles y Horton, 2003; Carrapa et al., 2005; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006; Carrapa y DeCelles, 2008; Martínez et al., 2012). A pesar de esto, tal como lo ilustra la figura 1.1, en la parte occidental de los Andes Centrales, la estructura cortical ha sido escasamente documentada y no hay secciones de escala regional que hayan intentado establecer el aporte de la deformación de este sector al espesor cortical del orógeno.

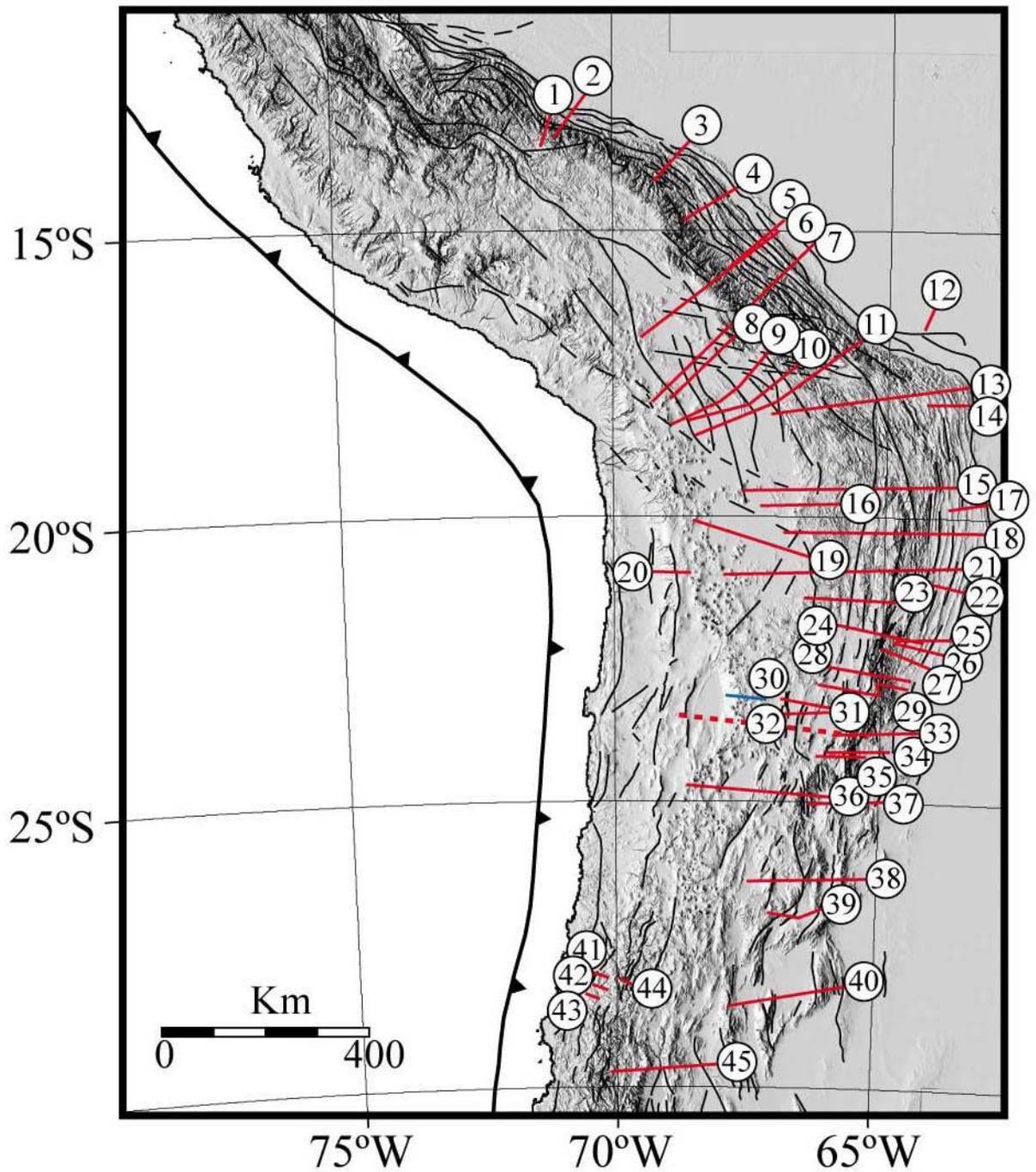


Figura 1.1: Secciones estructurales a lo largo de los Andes Centrales

Trazas de secciones estructurales de importancia cortical publicadas a lo largo de los Andes Centrales. En rojo, trazas de perfiles estructurales con estimación de acortamiento. En trazo segmentado la traza de la sección cortical que este trabajo pretende analizar. En azul, traza de perfil gravimétrico (Delgado, 2010). Notar que la mayor parte de las secciones se concentran en la parte oriental del orógeno (Modificada de Arriagada et al., 2008). Ver referencias de secciones numeradas en Anexo D.

En este contexto surgen las siguientes preguntas:

¿Cuánto es el aporte de la deformación pre-neógena al engrosamiento de los Andes Centrales?

¿Cuál es el estilo de esta deformación?

¿Cuándo ocurrió?

Para responder a estas preguntas es necesario considerar primero que la evolución de los Andes Centrales está sujeta a procesos geológicos de gran extensión lateral que vinculan y condicionan, a través de la sedimentación, estructuras y herencia estructural, la evolución subsecuente del orógeno (Jordan et al., 1983; Allmendinger, 1986; Kley et al., 1999). Segundo, no es fácil encontrar una región en la vertiente occidental de los Andes con un registro estratigráfico casi continuo desde el Cretácico que además pueda ser vinculado a la evolución de la parte oriental en un mismo proceso a escala cortical.

Probablemente, un lugar idóneo donde parece factible intentar responder estas preguntas es en la Cuenca del Salar de Atacama. Esta cuenca, ubicada al este de la Cordillera de Domeyko, registra sedimentación continua desde el Cretácico “Medio” con abundantes evidencias de deformación compresiva (Charrier y Reuter, 1994; Muñoz et al., 2002; Jordan et al., 2002; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007). Además, esta cuenca posee una grilla de líneas sísmicas de reflexión realizadas por ENAP disponibles en la literatura (Macellari et al., 1991; Flint et al., 1993; Muñoz et al., 2002; Jordan et al., 2002; Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2003, 2006; Reutter et al., 2006; Jordan et al., 2007) y un pozo de 5000 m (Pozo Toconao 1) que permiten entender la arquitectura interna y estratigrafía de esta cuenca (figura 1.2). Por otro lado, pese a la importancia de ésta, al momento no existe una sección estructural que estime el acortamiento tectónico que contiene, por lo que resulta esencial poder visualizar su arquitectura y estimar su aporte a las fases iniciales de la construcción de los Andes.

Para integrar la arquitectura interna de la región del Salar de Atacama en un modelo de escala orogénica que muestre la evolución desde el Cretácico a esta latitud es necesario considerar la información disponible en la parte central (Arco y Puna) y oriental (Cordillera Oriental) del orógeno. Esto conlleva necesariamente a enfrentarse al problema de pasar por el arco volcánico Neógeno donde la extensa cobertura volcánica oculta parte importante de la información estructural que pudiese haber debajo de ésta. Afortunadamente, a pesar de los escasos controles sobre su estructura, este arco parece estar estructuralmente controlado (Lahsen, 1982; Gardeweg y Ramírez, 1987; González et al., 2009) y debiese responder, al menos en parte, a la arquitectura pre neógena del sector donde se emplaza.

Por otra parte, aunque el trasarco concentra numerosos estudios estructurales (Allmendinger et al., 1986; Claduhos et al., 1994; Allmendinger et al., 1997; Heredia et al., 1999; Allmendinger y Zapata, 2000; Rubiolo et al., 2001; Coutand et al., 2001), a esta latitud no existe una visión cortical que vincule la Puna con la Cordillera Oriental. Finalmente, aunque el actual relieve de la Puna ha sido asociado a procesos geodinámicos profundos como a delaminación y flujos corticales (eg. Kay et al., 1994; Husson y Sempere 2003) más que a acortamiento tectónico (eg. Claduhos et al., 1994; Coutand et al., 2001), parece extraño que dentro de una región ampliamente dominada por apilamiento tectónico se encuentre una zona aislada donde prevalezcan ampliamente otros procesos. En este contexto, este trabajo de tesis busca comprender y analizar, a través de la construcción de una sección de escala cortical, la estructura profunda de la Cuenca del Salar de Atacama, Arco Volcánico, Puna y la Cordillera Oriental. El análisis estructural permite establecer una evolución en el tiempo y estimar la contribución del acortamiento tectónico en esta latitud de los Andes Centrales al actual espesor cortical. En consecuencia, en una primera parte se realizó un análisis detallado de la información de superficie y sísmica del Salar de Atacama y en una segunda fase se realizó una compilación y análisis de la bibliografía disponible tanto en Arco, Puna y Cordillera Oriental.

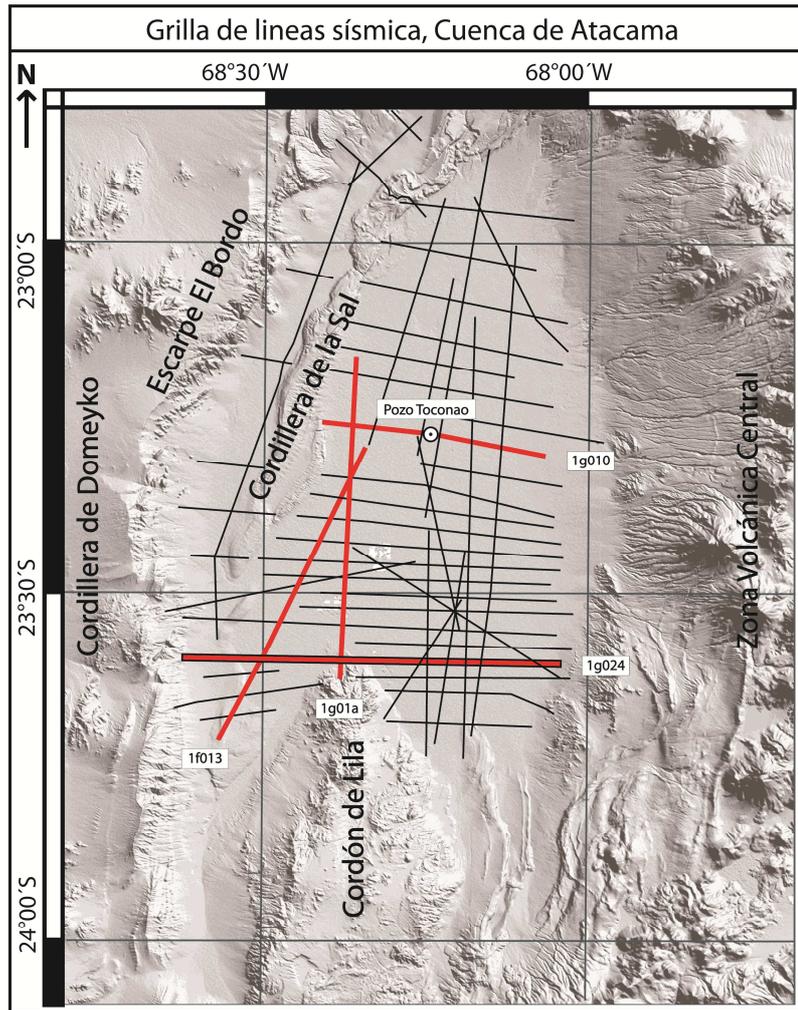


Figura 1.2: Modelo digital de elevación de la Cuenca del Salar de Atacama mostrando las principales unidades morfoestructurales de la región y la ubicación de las líneas sísmicas de reflexión y el pozo Toconao 1 realizados por ENAP. En rojo las líneas utilizadas en este estudio.

## 2. Hipótesis y objetivos

### Hipótesis

Como hipótesis de trabajo para el desarrollo de esta Tesis se propone que “la evolución tectónica de los Andes Centrales está íntimamente relacionada con acortamiento tectónico y procesos geodinámicos que ocurren en la base de la corteza. Este acortamiento tectónico juega un rol de primer orden en el actual espesor del orógeno e incluye múltiples etapas de deformación compresiva que comienzan al menos desde el Cretácico Tardío. En particular a la latitud del Salar de Atacama, el actual espesor orogénico involucra compresión cretácica, paleógena y neógena. Aun cuando el arco volcánico oscurece parcialmente la geología del área, existe un nexo estructural de primer orden entre la Cuenca del Salar de Atacama, la Puna y la Cordillera Oriental que actuó durante el Cretácico Superior, Paleógeno y Neógeno”.

### Objetivos

El objetivo general de este trabajo es:

- Entender el proceso de construcción de los Andes Centrales desde el Cretácico Superior entre el borde oriental de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Oriental.

Esto se procurará responder mediante la realización de los siguientes objetivos específicos:

- 1) Comprender el proceso de deformación desarrollado durante la orogenia Incaica a lo largo del borde oriental de la Cordillera de Domeyko.

- 2) Entender la estructura superficial y subsuperficial de la Cuenca del Salar de Atacama como evidencia principal del antepaís Cretácico Superior desarrollado a lo largo de los Andes.
- 3) Entender la relación y estructura interna entre el borde oriental de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Oriental incluyendo los dominios de la Cuenca del Salar de Atacama, Arco y Puna para así establecer posibles causas y procesos mayores que generaron la actual arquitectura de los Andes a esta latitud.

## 2. Metodología

La metodología usada para desarrollar los diferentes objetivos específicos es la siguiente:

Objetivo 1: Comprender el proceso de deformación desarrollado durante la orogenia Incaica a lo largo del borde oriental de la Cordillera de Domeyko.

Para cumplir este objetivo se realizó:

- 1) Un mapeo de detalle (1:10.000) del escarpe tectónico El Bordo al sur del Salar de Atacama donde la deformación de las formaciones Cenozoicas Naranja y Loma Amarilla reflejan la acción de la Cordillera de Domeyko sobre los depósitos de la Cuenca (figura 3.2). Para esto se realizaron 2 campañas de terreno de 10 días cada una en los meses de Julio del 2010 y Enero del 2012.
- 2) A partir del mapeo anterior se realizó una sección estructural balanceada a escala 1:50.000 que muestra los rasgos estructurales principales (Anexo C) y permite estimar el acortamiento tectónico absorbido por las secuencias Cenozoicas producto del alzamiento

de la Cordillera de Domeyko. Esto se logró mediante el uso del Software Move de Midland Valley (modulo 2D Move). Este software permite el balanceo de secciones de 2 formas distintas. Por una parte se puede restaurar la deformación, es decir, llevar las unidades desde el estado actual a su estado original, y por otra, hacer un forward, es decir, dado un estado inicial generar el estado final observado mediante la aplicación secuencial de distintos episodios de deformación. Ambas técnicas utilizan distintos algoritmos matemáticos y geométricos para representar las diferentes formas en que se deforman las rocas según la acción de fallas y/o pliegues. En este caso el balanceo de la sección se hizo mediante restauración de la deformación.

Objetivo 2: Entender la estructura superficial y subsuperficial de la Cuenca del Salar de Atacama como evidencia principal del antepaís Cretácico Superior desarrollado a lo largo de los Andes.

Para cumplir este objetivo se requirió:

- 1) Reinterpretar, con una visión 3D, parte de las líneas sísmicas de reflexión (figura 3.1) disponibles gracias a la empresa ENAP. Esto con el fin de entender la distribución y variación principalmente EW y NS de las unidades bajo el Salar de Atacama. Esto se hizo con ayuda del Software Move, de Midland Valley (módulos 2D Move y 3D Move). Para esto primero se reinterpretó la línea sísmica 1g010 por donde pasa el pozo Toconao 1, un pozo exploratorio de 5500 m de profundidad realizado por la empresa Enap junto con la malla sísmica. Luego se prolongaron los contactos por líneas sísmicas NS (1g01a y 1g07) de modo de correlacionar la estratigrafía al sur. Además se interpretó una línea oblicua con dirección NNE (1z013) para prolongar con mayor claridad los distintos niveles y los despegues hacia el oeste de la cuenca. Luego, para entender la deformación EO al sur de la Cuenca de Atacama, se revisaron 3 líneas paralelas (1g018, 1g022 y 1g024). Finalmente, se eligió la línea 1g024 por ser

la línea más al sur, ya publicada, que muestra de mejor forma la acción del Cordón de Lila en la Cuenca de Atacama.

- 2) Convertir a profundidad la interpretación de la línea sísmica 1g024. Para esto se contó con la ayuda de Eduardo Contreras, Geofísico del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, quien en base a la interpretación y a la estratigrafía del pozo Toconao 1 (extendida por la malla 3D de líneas sísmicas reinterpretadas), realizó una conversión de Two Way Travel Time (TWT) a profundidad.
  
- 3) Integrar la geología de superficie y de subsuperficie mediante la confección de una sección estructural integrada de escala 1:600.000 desde la Cordillera de Domeyko hasta el borde occidental de la Cordillera Occidental. Para esto se utilizó el módulo 2D Move del software Move donde, en base a las geometrías de los depósitos, su disposición y las distintas estructuras reconocidas, se hizo una restauración de la deformación para ver el aporte en acortamiento de las distintas fases tectónicas que afectaron la zona de estudio.

Objetivo 3: Entender la relación y estructura interna entre el borde oriental de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Oriental estableciendo posibles causas y procesos mayores que generaron la actual arquitectura de los Andes a esta latitud.

Para cumplir este objetivo se requirió:

- 1) Hacer una revisión de los mapas geológicos publicados entre la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Oriental y los 23° y 24° S. En base a estos, realizar un mapa geológico compilatorio a escala 1:2.000.000.

- 2) Hacer una revisión de las secciones estructurales publicadas así como trabajos geofísicos en ausencia de antecedentes geológicos estructurales. En base a estos datos y considerando los resultados de esta tesis para la Cuenca del Salar de Atacama, realizar una sección estructural hipotética aunque balanceada a escala 1:2.000.000 que integre antecedentes estructurales y tectono-sedimentarios de la región y permita proponer una solución geométrica a la deformación cortical profunda que controló el orógeno a esta latitud. Esto se logró mediante el uso del Software Move de Midland Valley (módulo 2D Move).

## 2. Marco Tectónico

### 1. Marco Geológico

La evolución geológica de la región incluye la historia de al menos cinco unidades morfoestructurales que de oeste a este son (figura 2.1): la Cordillera de Domeyko, la Cuenca de Atacama en la Depresión de los Salares, la Cordillera Occidental, la Puna y la Cordillera Oriental. Considerando la extensión longitudinal del presente trabajo (figura 2.1 y 2.2), donde se intentará hacer un análisis estructural de unos 400 km de sección este-oeste, y con el objeto de sintetizar la evolución geológica a esta latitud, hemos agrupado los eventos mayores en 3 “eventos principales simplificados”: un Prerift Proterozoico-Paleozoico, un Sinrift Permo-Triásico a Cretácico Temprano y un Sinorogénico Cretácico Tardío al reciente (ver referencias en cada etapa y figura 2.3).

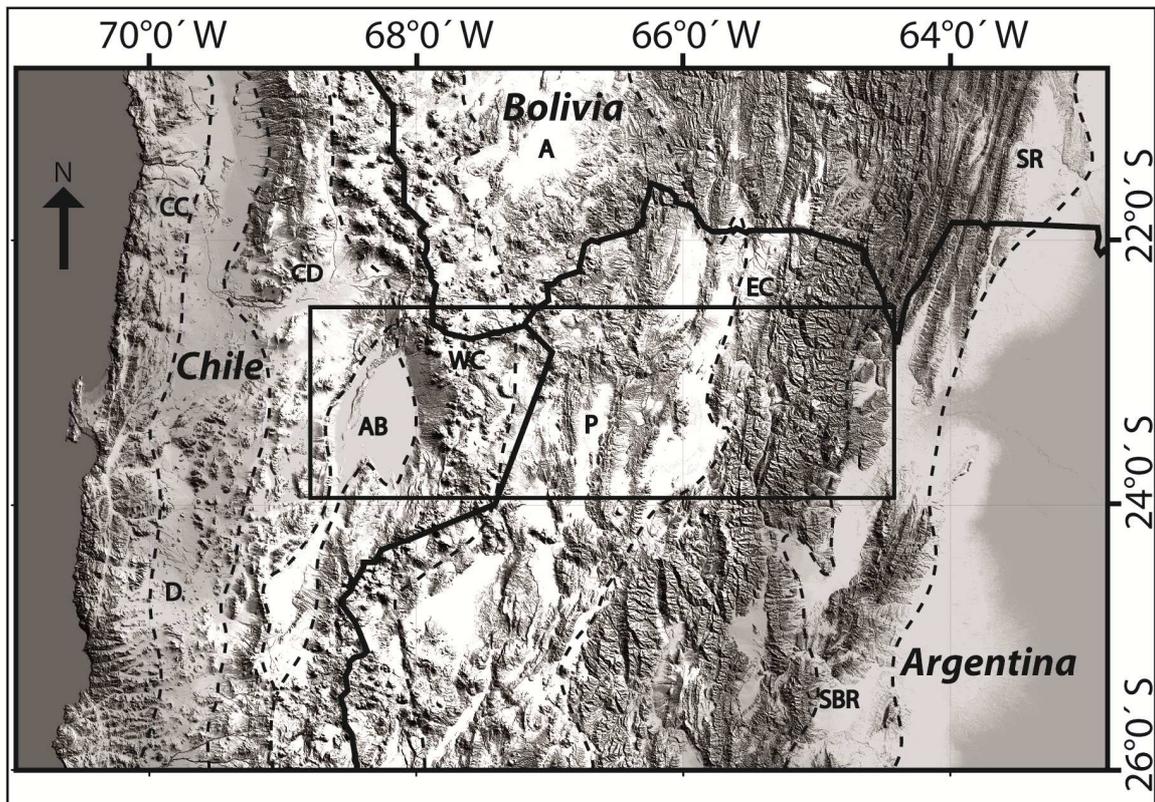


Figura 2.1: Zona de estudio. Modelo digital de elevación de los Andes Centrales comprendidos en el norte de Chile, norte de Argentina y sur de Bolivia. Se representan las principales unidades morfoestructurales de la región. CC: Cordillera de la Costa; D: Depresión Central; CD: Cordillera de Domeyko; AB: Cuenca de Atacama; WC: Cordillera Occidental; P: Puna; A: Altiplano; EC: Cordillera Oriental; SR: Subandino; SBR; Sierras de Santa Bárbara. La zona de estudio está ubicada entre los 22,5 y 24° latitud sur y contempla desde el borde oriental de la Cordillera de Domeyko hasta la Cordillera Oriental.

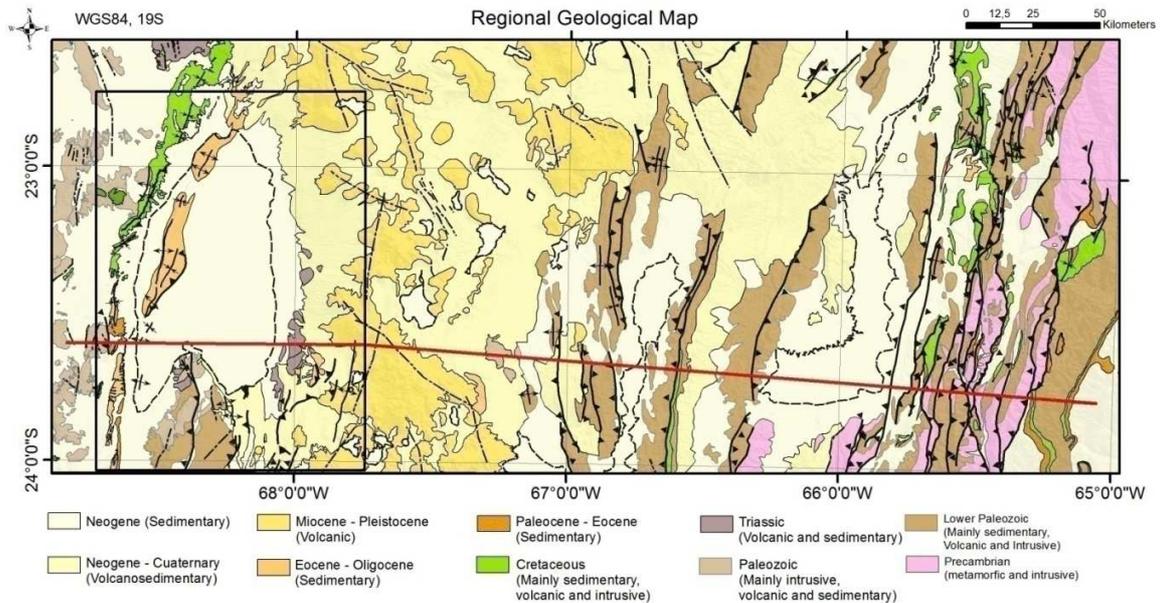


Figura 2.2: Geología de la Cordillera de Domeyko a la Cordillera Oriental. Mapa geológico simplificado desde el borde occidental de la Cordillera de Domeyko hasta la Cordillera Oriental. Ubicación de la sección regional y zona de estudio en el antearco. Compilación en base a trabajos de Ramírez y Gardeweg, (1982); Marinovic y Lahsen, (1984); Arriagada, (1999); Gardeweg y Ramírez, (1985); Zappettini y Blasco, (2001); Rubiolo et al. (2001); González et al. (2004); Caffè et al. (2001).

La etapa de Prerift Proterozoico-Paleozoico se caracteriza por una serie de fases orogénicas asociadas a colisión y acreción de terrenos (Ramos, 1999; Charrier et al., 2007; figura 2.3). El registro estratigráfico comienza con una extensa presencia de sedimentitas metamorfizadas (Formación Puncoviscana, eg. Rubiolo et al., 2001) y cuerpos intrusivos expuestos a lo largo de la Cordillera Oriental. Discordantes sobre estas unidades, el registro Paleozoico Inferior se expone ampliamente en la Cordillera Oriental y la Puna y, localmente, a lo largo de la Cordillera Occidental. Corresponde principalmente a unidades sedimentarias (eg. Grupo Mesón, Formación Acoite, etc; eg. Rubiolo et al., 2001) así como

cuerpos intrusivos y complejos magmáticos y eruptivos. Por último, el registro del Paleozoico Superior aflora a lo largo de la Cordillera de Domeyko, Cordillera Occidental y, escasamente, en la región del actual arco volcánico. Corresponde a abundantes cuerpos intrusivos así como depósitos sedimentarios y volcánicos principalmente félsicos (Ramírez y Gardeweg, 1982).

Entre el Permotriásico y el Cretácico Temprano se desarrollaron varios episodios extensivos o de rift a lo largo del margen occidental de la actual Placa Sudamericana (eg. Charrier et al., 2007). A la latitud del Salar de Atacama se observan 4 episodios mayores de rifting: uno Permotriásico; uno Jurásico de tipo trasarco y dos Cretácico Inferior, uno de tipo trasarco y otro de tipo intracratónico (eg. Salfity y Marquillas, 1999; Charrier et al., 2007). De estos, los rifting de trasarco solo se exponen a lo largo del eje y borde occidental de la Cordillera de Domeyko, por lo que no son considerados en este estudio. Así, solo se contemplaron dos procesos, el rift Permotriásico y el rift intracratónico de Salta (figura 2.3). El rift Permo-Triásico se caracterizó por extensos depocentros a lo largo de Chile y parte de Argentina (Charrier et al., 2007). Sin embargo, dentro de la zona de estudio se encuentra escasamente representado en la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Occidental. En la Cordillera de Domeyko alcanza los 2250 m de secuencias volcano-sedimentarias, con base desconocida (Formación Estratos El Bordo, Tuina, Grupo Cas, Peine y equivalentes eg. Ramírez y Gardeweg, 1982). En la Cordillera Occidental se compone esencialmente de unidades volcano-sedimentarias alcanzan poco más de 200 m. Por otra parte, el relleno sinrift del Rift de Salta alcanza los 600 m de una secuencia sedimentaria continental granocreciente (Subgrupo Pirgua, Salfity y Marquillas, 1999). Estos depósitos se extienden a lo largo de la Cordillera Oriental, en partes de la Puna y ampliamente hacia al norte, fuera de la zona de estudio.

Por último, el margen occidental de Sudamérica se ve afectado por numerosas fases compresivas las que agrupamos en un gran episodio sinorogénico desarrollado desde el Cretácico Tardío al reciente: A esta latitud, el registro estratigráfico compresivo comienza

con la Fase Peruana en la Cordillera de Domeyko a los 90 Ma (Amilibia et al., 2008; figura 2.3). El alzamiento de esta cordillera generó la Cuenca de Atacama, una cuenca compresiva que ha alojado los depósitos de la Cordillera de Domeyko desde el Cretácico “Medio” hasta hoy en día. El relleno sinorogénico de la cuenca comienza con brechas y conglomerados que gradan a secuencias continentales finas (Formación Tonel, Hartley et al., 1992; Charrier y Reutter, 1994; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006). Estos depósitos registran discordancias progresivas internas que revelan su carácter compresivo (Mpodozis et al., 2005). Discordantemente se depositó una potente serie de más de 3000 m de sedimentos continentales pardo-rojizos (Formación Purilactis, Mpodozis et al., 2005 y referencias allí citadas). En discordancia, una serie de conglomerados (Formación Barros Arana) revelan la erosión de partes profundas de la Cordillera de Domeyko (Mpodozis et al., 2005). Por otra parte, en el borde occidental de esta cordillera, se depositó una serie de más de 1000 m de sedimentos rojos continentales (Formación Tolar, Maksaev, 1978; y Formación Tambillo, Skármeta y Marinovic, 1981) equivalentes a la Formación Purilactis (Charrier et al., 2007). Por otra parte, en la Puna y la Cordillera Oriental, ocurre un paulatino proceso de cierre del rift de Salta asociado a la fase de “sag”. Aquí, la transgresión del océano Atlántico, favorecida por las fosas del sinrift, ocurre en un marco de aparente tranquilidad tectónica durante el Maastrichtiano (Salfity y Marquillas, 1999). Los depósitos asociados a este evento (Formación Yacoraite y otras, Salfity y Marquillas, 1999) se extendieron hasta la Cuenca de Atacama, evidenciando que ambas cuencas se encontraban vinculadas para este tiempo (Matthews et al., 1996; Muñoz et al., 2002; Mpodozis et al., 2005). Contemporáneo a esta ingresión marina, en el borde occidental de la Cuenca de Atacama, una secuencia volcánica de hasta 800 m (Formación Cerro Totola) se deposita discordante sobre las unidades cretácicas inferiores. Su composición es principalmente básica y su edad está entre los 66 y 64 Ma (K/Ar en roca total, Mpodozis et al., 2005).

Luego, la Cordillera de Domeyko y la Cuenca de Atacama, se ven afectadas por una nueva fase compresiva correlacionada con la Fase KT del límite Cretácico – Terciario. Esta fase se reconoce por fuertes discordancias dentro de la Cuenca de Atacama (Arriagada et al.,

2006). Los espacios de sedimentación fueron rellenados durante el Paleoceno–Eoceno por la Formación Naranja, una secuencia sedimentaria continental granocreciente de unos 1500 m que grada de evaporitas y arenas finas a arenas y conglomerados. Por otra parte, en la Cordillera Oriental y la Puna, el subgrupo Santa Bárbara muestra el relleno sedimentario de baja energía con alta presencia de fangolitas, areniscas y pelitas (Salfity y Marquillas, 1994). Este relleno que alcanza los 980 m, localmente se asocia a una segunda etapa de postrift (Salfity y Marquillas, 1999).

Para mediados del Eoceno, la Fase Incaica generó evidencia de compresión en la Cordillera de Domeyko, la Cuenca de Atacama, la Puna y la Cordillera Oriental (eg. Salfity y Marquillas, 1999; Coutand et al., 2001; Carrapa et al., 2005; Arriagada et al., 2006). La Cordillera de Domeyko concentró amplias rotaciones tectónicas horarias (Somoza et al., 2002; Arriagada et al., 2003) y condicionó un rápido periodo de exhumación entre los 50 – 30 Ma (Maksaev y Zentilli, 1999). Esta actividad generó una fuerte discordancia progresiva en la Cuenca de Atacama (Arriagada et al., 2006), permitiendo acumular más de 2000 m de conglomerados gruesos de la Formación Loma Amarilla, en cuya base se encuentra una toba datada en  $43,8 \pm 0,5$  Ma y  $44,2 \pm 0,9$  Ma ( $Ar^{39}/Ar^{40}$  en Biotita; Hammerschmidt et al., 1992). Por otra parte, los depocentros generados en la Puna y Cordillera Oriental son poco potentes. Sus sedimentos se acumularon sobre el Grupo Salta en una suave discordancia que se atenúa hacia el este (Salfity y Marquillas, 1999). Estos depósitos son principalmente continentales e incluyen conglomerados a arcillolitas, y secundariamente ignimbritas ácidas (Formación Casa Grande y equivalentes; Rubiolo et al., 2001).

Durante el Oligoceno tardío al reciente se establecen la Puna y la Cordillera Oriental como tal, separando definitivamente la Cuenca de Atacama del antepaís principal. A partir del Mioceno medio se establece el arco volcánico en su posición actual. La Cuenca de Atacama alcanza su configuración actual, con aportes tanto de la Cordillera de Domeyko como del arco. En la Puna se desarrollan varios depocentros que comienzan con la Fase Pehuenche (eg: Cuenca Arizaro; Salfity y Marquillas, 1999), muchos de los cuales evolucionaron a

cuencas de drenaje interno. Con la Fase Quechua II, desarrollada durante el Mioceno superior (Zappettini y Blasco, 2001 y Rubiolo et al., 2001), se produce el levantamiento y engrosamiento cortical de la Puna (Coira y Knox, 1989), al mismo tiempo que se produce la inversión principal de la cuenca del Grupo Salta (Salfity y Marquillas, 1999, Kley et al., 2005). Esta fase, en conjunto con la Fase Quechua I, permitiría el desarrollo de despegues profundos que controlaron la evolución de la Cordillera Oriental (Rubiolo et al., 2001). Por último, la Fase Diaguita pliega gran parte de la cobertura ignimbrítica a lo largo de la Cordillera Occidental y la Puna, permitiendo la implantación de centros volcánicos en esta última (Zappettini y Blasco, 2001). Esta última fase genera la inversión definitiva de los depósitos del Grupo Salta en la Cordillera Oriental (Salfity y Marquillas, 1999) y provoca la reactivación local de corrimientos Quechuas (Zappettini y Blasco, 2001).

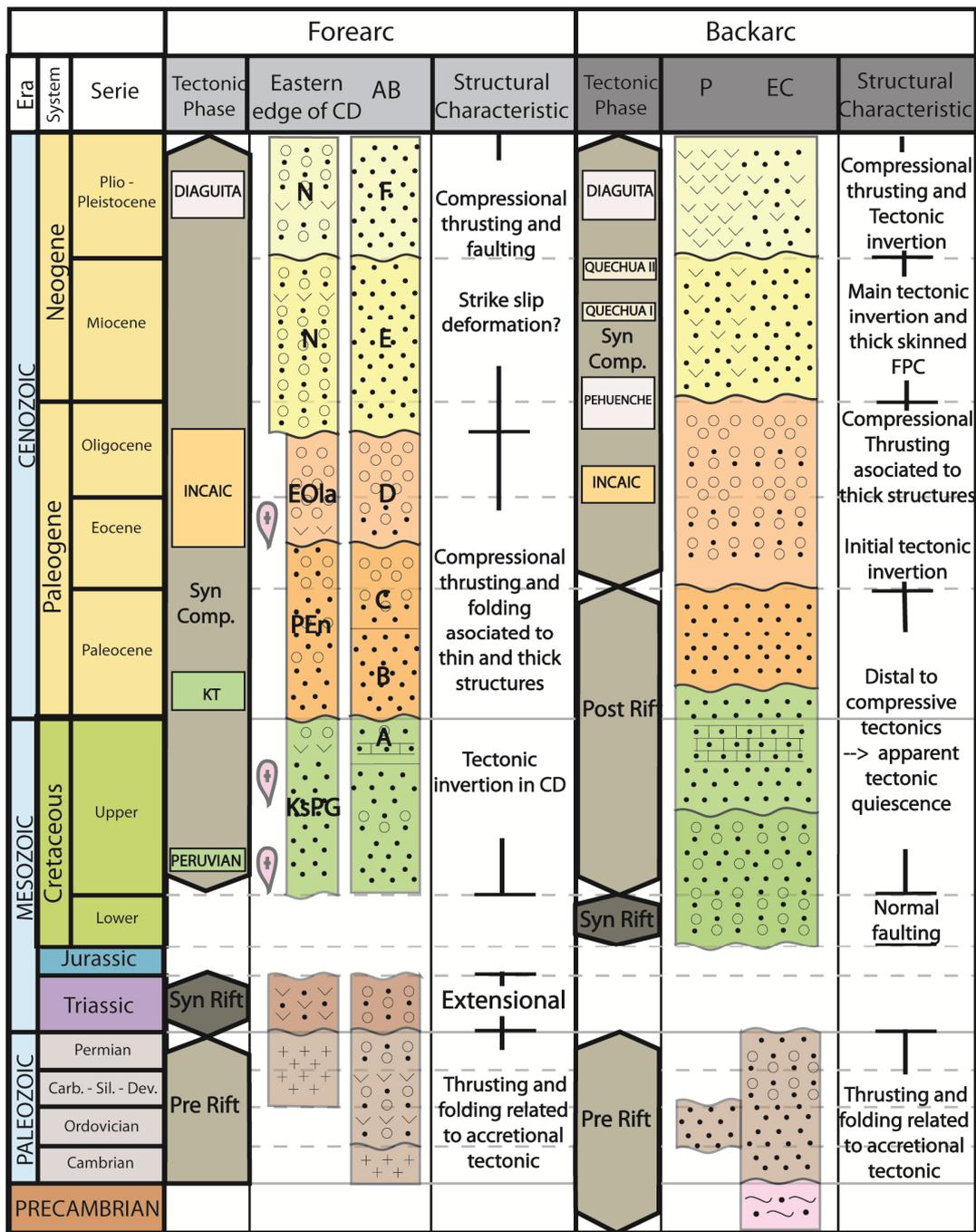


Figura 2.3: Cuadro Cronoestratigráfico.

Carta cronoestratigráfica de las unidades de parte del antearco (el lado oriental) y del trasarco a la latitud del Salar de Atacama. Para el antearco se representan las unidades del borde occidental de la Cordillera de Domeyko y de la Cuenca de Atacama y; para el trasarco, las unidades de la Puna y Cordillera Oriental. Aquí se muestra el principal rasgo del relleno estratigráfico y la característica estructural asociada a las fases tectónicas registradas en cada región. Dentro del antearco, en la Cuenca de Atacama (AB), se muestra

la estratigrafía publicada del pozo Toconao 1 (A, B, C, D, E y F según Muñoz et al., 2002); mientras que para el borde oriental de la Cordillera de Domeyko se utilizó la estratigrafía de Mpodozis et al., (2005) (ver figura 3.2 para más detalle). Notar la exageración del tiempo comprendido entre el Cretácico Superior y el reciente así como la migración de la deformación asociada a las fases tectónicas.

## 2. Marco Estructural

La estructura de los Andes a esta latitud se caracteriza por una extensa presencia de basamento involucrado en la deformación. Su arquitectura actual puede ser explicada a través de la caracterización de las cinco unidades morfo-estructurales desarrolladas (figura 2.1). Así, de oeste a este encontramos:

La Cordillera de Domeyko: Constituye un cinturón estructural ubicado en el antearco del norte de Chile. Se extiende por unos 500 km entre los 21° y 28° S, con una altura promedio de 3000 ms.n.m. Está dominado por una serie de cordones de basamento Paleozoico elongados norte-sur. Estos cordones fueron alzados por fallas inversas de alto ángulo que transmitieron la deformación a la cobertura meso-cenozoica en estructuras de escama delgada (eg. Amilibia et al., 2008). Estas estructuras están cortadas por lineamientos transversales de orientación NO-SE y, subordinadamente, NE-SO (Mpodozis y Cornejo, 1997). Diferentes trabajos han propuesto que el régimen compresivo este-oeste en la Cordillera de Domeyko comenzó a los 90 Ma durante el Cretácico Tardío temprano, como consecuencia de la inversión de las cuencas Mesozoicas de trasarco (Amilibia et al., 2008, Mpodozis et al., 2005). Su borde oriental es un escarpe tectónico que se extiende por más de 120 km, con una altura máxima de 900 m (Escarpe El Bordo). Este escarpe presenta variaciones norte sur en su estilo estructural que van desde, un pliegue con núcleo de basamento en la parte norte, a una falla inversa de vergencia este en el sur, la cual despega el basamento sobre las unidades Cenozoicas (Arriagada et al., 2006). Por otra parte, a esta latitud, el borde occidental de ésta cordillera es bastante menos evidente que su límite oriental, sin embargo, en profundidad parece responder a fallas inversas de alto ángulo y

vergenza oeste (Victor et al., 2004). Trabajos termocronológicos indican que al menos 4-5 Km de rocas fueron erodadas durante la exhumación de este bloque tectónico entre los 50 y 30 Ma (Eoceno medio – Oligoceno temprano) (Maksaev y Zentilli, 1999).

La Cuenca de Atacama en la Depresión de los Salares: Una anomalía topográfica negativa de primer orden en los Andes Centrales emplazada en una zona con una fuerte anomalía gravimétrica positiva (“Central Andean Gravity High” de Götze y Krause, 2002). Se encuentra dividida superficialmente por la Cordillera de la Sal, un relieve elongado NS a NNE que separa el actual Salar de Atacama del Llano de la Paciencia (figura 3.1). El relleno mesozoico de esta cuenca aflora en sinclinales apretados y fallas de alto ángulo a lo largo del Escarpe El Bordo (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006). Por otra parte, gracias a la realización de una malla de líneas sísmicas de reflexión por ENAP (figura 3.1) se comenzaron a publicar una serie de interpretaciones de estilos estructurales en subsuperficie. Inicialmente la Cuenca de Atacama fue entendida como una cuenca extensional (eg. Flint et al., 1993). Luego se reconocieron características compresivas que fueron asociadas a procesos de inversión tectónica (eg. Muñoz et al., 1997 y 2002), transpresión (Pananont et al., 2004) y compresión con episodios extensivos (Jordan et al., 2002 y 2007). Los últimos resultados proponen que esta cuenca evolucionó en un contexto compresivo como una cuenca de antepaís durante la mayor parte de su historia (Arriagada et al., 2006). Según datos de subsuperficie la Cordillera de la Sal es el resultado de un flujo diapírico de rocas Oligocenas a Pleistocenas que habría comenzado durante el Mioceno Temprano tardío a Mioceno Medio asociado a una falla inversa profunda (Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004).

La Cordillera Occidental: Corresponde a una unidad elongada típicamente NS que se encuentra localmente desplazada hacia el este cerca de 60 km bordeando la Cuenca de Atacama (Mpodozis et al., 2005). Esto permite diferenciar dos dominios de orientación NS que limitan al sur y al este esta cuenca. El dominio oriental hospeda a parte importante del arco volcánico desde Mioceno Medio al reciente, alcanzando elevaciones cercanas a los

6000 ms.n.m (Elger et al., 2005). La cobertura volcánica asociada oculta gran parte de la geología previa, dificultando la caracterización geológica y estructural. A lo largo de su borde occidental se registra un acortamiento esencialmente este-oeste que afecta la cobertura ignimbrítica, con fallamiento bivergente activo al menos durante el Plioceno. Hacia el sur, González et al. (2009) sugirieron que probablemente el fallamiento estuvo activo gran parte del Oligoceno-Mioceno al reciente. Una evidencia indirecta de estructuras son la serie de cordones volcánicos alineados NS a NE que sugieren un fuerte control estructural en el emplazamiento del arco (Lahsen, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984; González et al., 2009; ver figura 2.2). Por otra parte, el dominio sur corresponde al Cordón de Lila (CdL), un cordón montañoso de 3200 m de altura promedio. Este cordón está afectado por una serie de fallas de orientación NS y, en menor medida, por lineamientos NNW y NNE. Edades de trazas de fisión en apatito de  $38.6 \pm 5.6$  Ma indican que este basamento estuvo a 3-4 km de profundidad durante el Eoceno (Andriessen and Reutter, 1994).

La Puna: Una altiplanicie elevada por sobre los 3700 ms.n.m. Aquí se encuentran una serie de cuencas intermontanas separadas por cordones montañosos NS a NNE, así como centros eruptivos. Los cordones corresponden a rocas del Paleozoico Inferior alzadas por fallas inversas de alto ángulo y vergencia opuesta que propagan la deformación a la cobertura Mesozoica y Cenozoica (Ramos, 1999; figura 2.2). En base a datos de proveniencia, Carrapa et al. (2005) determinaron una fuente común al oeste de la Puna y Altiplano durante el Eoceno tardío al Oligoceno con fuentes locales esporádicas. Esto le sugirió la existencia de una cuenca de antepaís orientada longitudinalmente en los Andes Centrales para este tiempo. Secciones estructurales realizadas por Coutand et al. (2001) muestran un acortamiento Cenozoico de un 10 a un 15% subperpendicular al orógeno.

La Cordillera Oriental: Un sistema de fallas de escama gruesa y doble vergencia que alcanza alturas de 5000 a 6000 ms.n.m (Elger et al., 2005). Su estructura se caracteriza por una imbricación de escamas de rumbo NNW que involucran basamento granítico y

sedimentario proterozoico (figura 2.2). Estas escamas tienen una estructura compleja resultado de múltiples orogenias. Aquí se encuentran gran parte de los depósitos pertenecientes al rift de Salta (Grupo Salta; Salfity y Marquillas, 1994; González et al., 2004; Rubiolo et al., 2001). Estos depósitos registran periodos de alzamiento y erosión desde el Eoceno medio hasta el Pleistoceno (Salfity y Marquillas, 1999). Carrera et al. (2006) propone que los depósitos del rift fueron invertidos durante el desarrollo de la Cordillera Oriental. Según Rubiolo et al. (2001), el despegue principal de basamento se encuentra a entre los 15 y 20 km de profundidad y los cabalgamientos de basamento de vergencia este se desarrollaron entre los 20 y 22 Ma hasta el Mioceno superior.

Esta visión actual de la estructura de los Andes Centrales muestra grandes diferencias acerca del control de las estructuras profundas que controlan cada sector del orógeno. El menor control se tiene, naturalmente, en la región del arco. Sin embargo, en la Cuenca de Atacama, a pesar de los numerosos trabajos realizados, su estructura superficial y subsuperficial ha sido solo bien descrita en términos esquemáticos (eg. Macellari et al., 1991; Flint et al., 1993; Muñoz et al., 2002; Jordan et al., 2002; Arriagada et al., 2006; Reutter et al., 2006; Jordan et al., 2007), sin lograr aun una estimación del acortamiento tectónico absorbido. Es por esto que este trabajo pretende lograr, a partir de la integración de la geología de superficie y subsuperficie en la Cuenca de Atacama, una sección estructural que permita entender la arquitectura del borde occidental de la cuenca de antepaís Cretácica así como dar una primera estimación del acortamiento tectónico en esta porción del antearco. Luego, integrar esta estructura con la información estructural de la Puna y la Cordillera Oriental para poder visualizar la arquitectura completa de la cuenca de antepaís Cretácico Superior a esta latitud. El sector occidental del orógeno no fue considerado principalmente debido a la ausencia de trabajos que propongan una idea acerca de su estructura cortical profunda a esta latitud, motivo por el cual requiere un trabajo adicional al de solo integrar información.

### 3. Geología y estructura de la Cuenca de Atacama

#### 1. Estratigrafía de la Cuenca de Atacama

La Cuenca de Atacama se caracteriza por ser un profundo depocentro limitado por basamento Paleozoico al sur, este y oeste (figura 3.1). Este basamento en la Cordillera de Domeyko consta de intrusivos Paleozoicos y secuencias volcano-sedimentarias del Paleozoico Superior a Triásico (Estratos El Bordo y Formación Agua Dulce y Tuina, Raczynnski, 1963; García, 1967; Fortt, 1981; Mundaca, 1982; Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984). Al sur, el basamento consta de una serie de intrusivos y secuencias volcano-sedimentarias del Paleozoico Inferior (CISL, Formación Lila, entre otras, Ramírez y Gardeweg, 1982; Mpodozis et al., 1983). Sobre esta secuencia afloran sucesiones Permo-Triásicas volcánicas y volcano-sedimentarias (Formaciones Cas y Peine, Ramírez y Gardeweg 1982). Estas últimas afloran, tanto al sur, sobre el Cordón de Lila, como al este, en la Cordillera Occidental.

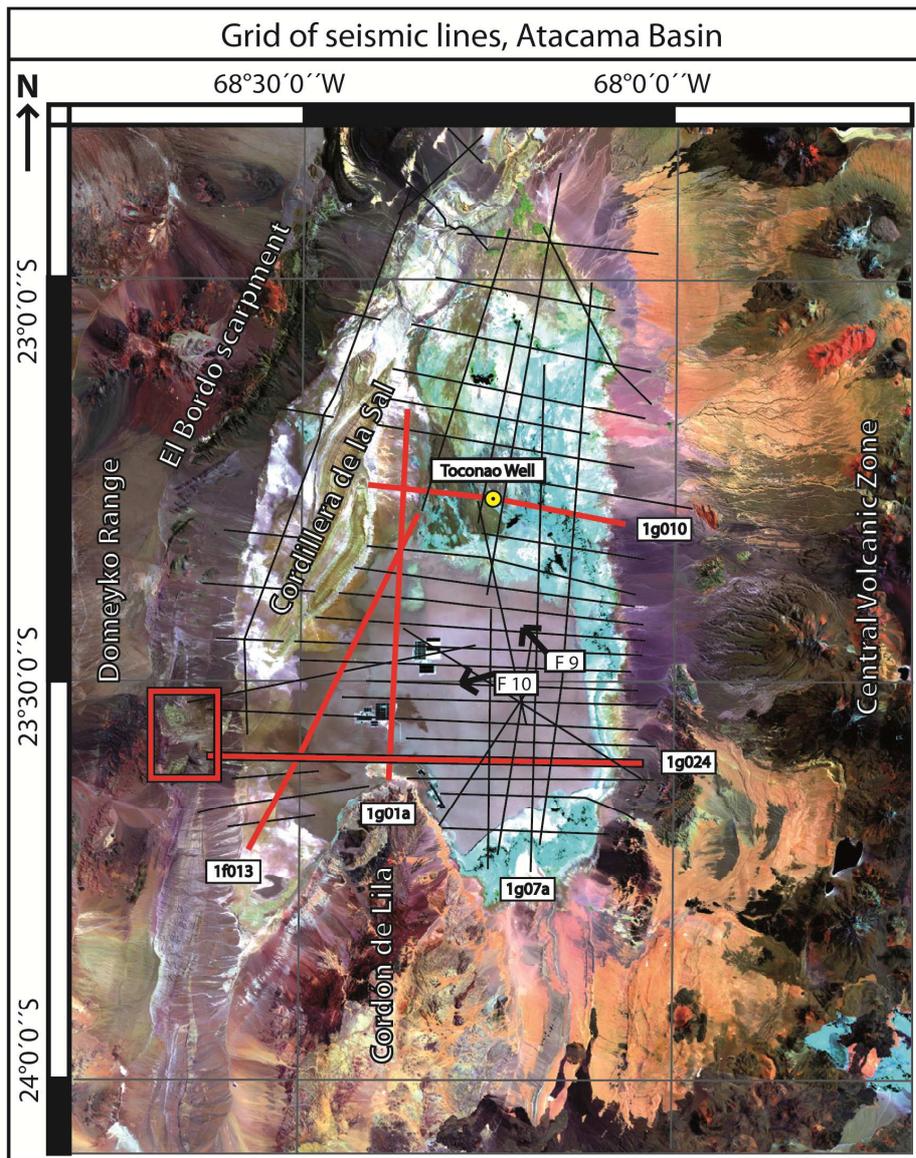


Figura 3.1: Imagen LANDSAT de la Cuenca del Salar de Atacama. Imagen LANDSAT de la Cuenca de Atacama mostrando las principales unidades topográficas, ubicación de las líneas sísmicas y la posición del pozo exploratorio Toconao-1 realizados por ENAP. Las cajas blancas muestran los nombres de las líneas sísmicas y el cuadro rojo muestra la ubicación de la figura 3.3. Las líneas rojas (1g010, 1f013, 1g07a, 1g01a) muestran la ubicación de las líneas sísmicas re-interpretadas. La línea roja con borde negro (1g024) y el cuadrado rojo es por donde va la sección restaurada de la figura 3.9a.

El relleno sinorogénico de la Cuenca de Atacama se ha establecido de dos formas, por medio del pozo exploratorio Toconao1 (ENAP, figura 2.3 y 3.1) y por medio de los afloramientos expuestos a lo largo del Escarpe El Bordo (figura 2.2). La estratigrafía a lo largo del escarpe el Bordo ha sido estudiada por numerosos autores (eg. Brüggén, 1934, 1942, 1950; Dingman, 1963; Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984; Hartley et al., 1988, 1992; Flint et al., 1989; Charrier y Reutter, 1990, 1994; Hammerschmidt et al., 1992; Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005), los cuales han permitido definir tanto su carácter sedimentario detrítico continental así como su columna estratigráfica. La estratigrafía considerada en este trabajo corresponde a la propuesta por Mpodozis et al. (2005) (figura 3.2), donde nuevas observaciones complementan los trabajos previos. Así, de base a techo se tiene: Formación Tonel (KsT ), Formación Purilactis (KsBA), Formación Barros Arana (KsBA) y la Formación Cerro Totola (KsCT) pertenecientes al Cretácico Superior, y Formación Naranja (PEn) y Formación Loma Amarilla (EOla), pertenecientes al Paleógeno. Según ellos, la Formación Tonel es una secuencia sedimentaria continental de 500 mts a más de 1000 mts compuesta de brechas y conglomerados seguidos de areniscas finas pardo rojiza localmente alternada con yeso y, finalmente, depósitos de anhidrita. Esta intruida por diques lamprófiros de 68 Ma (datación K/Ar en biotita de Mpodozis et al., (2005)) y depositada en discordancia angular sobre las unidades triásicas. La Formación Purilactis es una secuencia sedimentaria continental compuesta de cerca de 3000 mts de areniscas, fangolitas rojas y, en menor medida, conglomerados. Posee entre sus clastos fragmentos de los diques lamprófiros que intruyen a la Formación Tonel y su contacto basal es un despegue por falla inversa sobre la Formación Tonel. La Formación Barros Arana es una secuencia sedimentaria continental compuesta por 550 mts de conglomerados de grano grueso rojizos bien cementados asociados con areniscas. Depositada en una posible discordancia sobre la Formación Purilactis, posee una alta presencia de clastos graníticos derivados posiblemente de partes profundas de la Cordillera de Domeyko. La Formación Cerro Totola es una secuencia volcano-sedimentaria compuesta por 800 mts de andesitas, andesitas basálticas y lavas dacíticas intercaladas con ignimbritas riolíticas y conglomerados volcanoclásticos en la base. Depositada en discordancia sobre Formación Purilactis y Formación Tonel, su edad está entre 66-64 Ma por dataciones K/Ar en roca total (Mpodozis et al., 2005). Sobre las unidades Cretácicas, el registro Paleógeno se compone de sucesiones sedimentarias detríticas con menor aporte volcánico. De base a techo son: la Formación Naranja y la Formación Loma amarilla, las cuales serán descritas en detalle más adelante.

## Estratigrafía de la Cuenca del Salar de Atacama

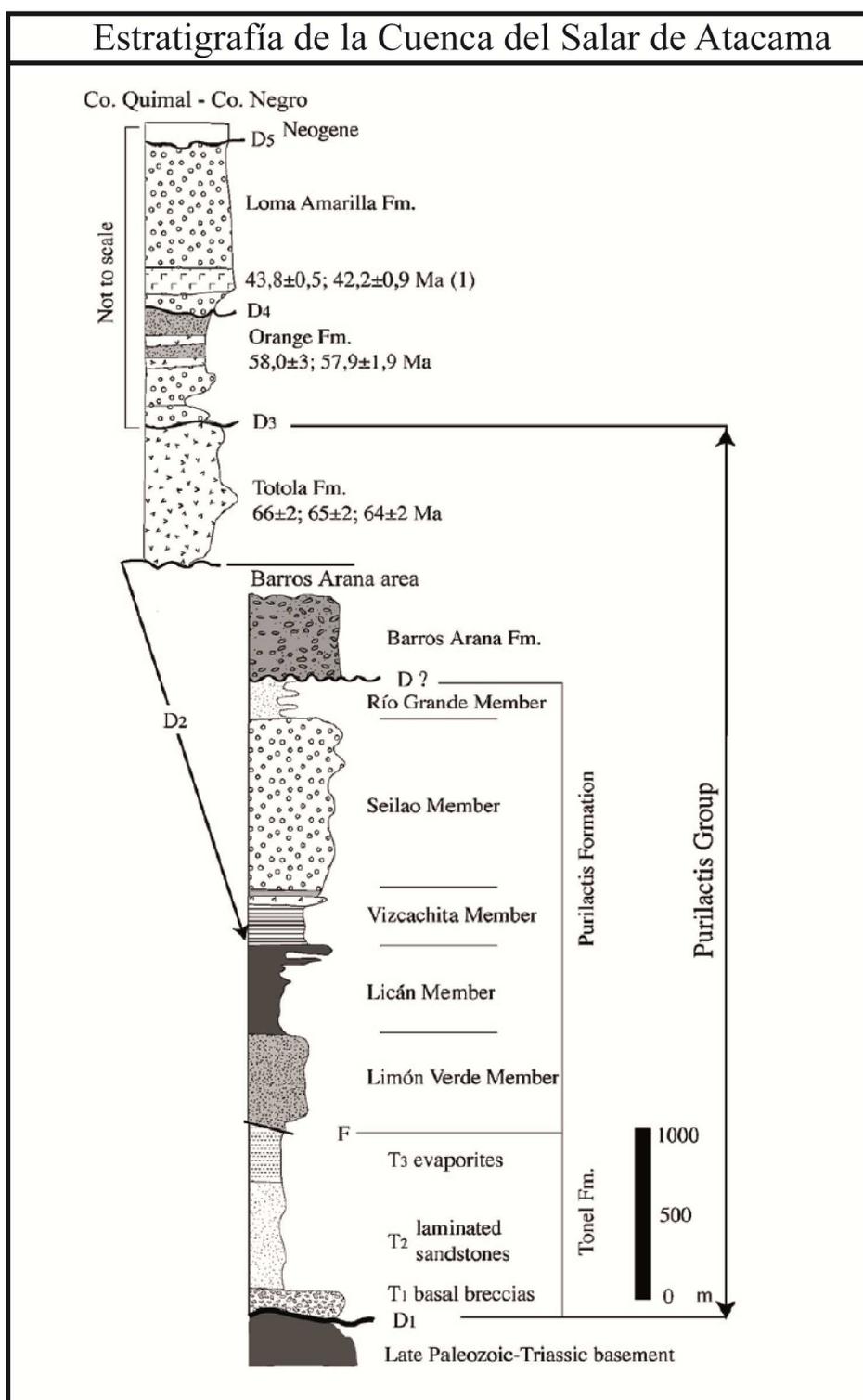


Figura 3.2: Estratigrafía de la Cuenca del Salar de Atacama. Figura tomada de Mpodozis et al., (2005).

El pozo Toconaol se ubica en el centro norte de la Cuenca de Atacama, junto con la línea sísmica 1g010 (figura 1.2). Este pozo perforó 5500 m de rocas sedimentarias donde se distinguieron siete unidades (A1, A2, B, C, D, E y F según Muñoz et al., 2002; figuras 2.3 y 3.6). Su estratigrafía ha sido correlacionada con distintas formaciones en superficie (eg. Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007). Según estos trabajos, las distintas unidades pueden ser caracterizadas en base a su litología, discordancias mayores y geometrías de deposición. Las discordancias mayores son Cretácica Superior y Eocena-Oligocena (Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007). La discordancia Cretácica permite correlacionar las secuencias A1 y A2 (según Muñoz et al., 2002) con las formaciones Barros Arana, Cerro Totola y Purilactis (según Mpodozis et al., 2005). En el pozo equivale a 1050 m de sucesiones sedimentarias continentales y marinas. El registro marino se asocia con la ingesión marina desde el océano Atlántico en el Maastrichtiano (Mpodozis et al., 2005). La segunda discordancia es progresiva y limita superiormente las unidades B y C y continuamente a la unidad D (figura 3.6). Así, B y C corresponderían a la Formación Naranja y D a la Formación Loma Amarilla (figura 2.3). Dentro del pozo la Formación Naranja corresponde a 1000 m de una sucesión sedimentaria continental granocreciente y la Formación Loma Amarilla a 450 m de principalmente conglomerados. Por último, las secuencias E y D según Muñoz et al. (2002) representan el relleno del Oligoceno Tardío al reciente (Jordan et al., 2007). En el pozo la sucesión E corresponde a 550 m de una unidad de baja energía y equivale a la Formación San Pedro que aflora principalmente a lo largo de la Cordillera de la Sal (Muñoz et al., 2002). Finalmente, los 1000 m de la sucesión F se correlaciona con la Formación Vilama (Marinovic y Lahsen, 1984).

Por otra parte, el Escarpe El Bordo puede ser subdividido en dos dominios, uno norte, donde afloran rocas cretácicas, y uno sur, donde afloran rocas principalmente cenozoicas (figura 2.2). El registro Cenozoico comienza, como se dijo previamente, con la Formación Naranja, una secuencia sedimentaria continental compuesta por 1600 m distribuidos en cuatro miembros concordantes entre sí (figura 3.3). Litológicamente esta zona se puede dividir en dos dominios: uno sur, donde afloran principalmente los miembros basales, y uno norte, donde afloran todos los miembros superiores (figura 3.3). La base aflora solo en la parte sur en dos franjas NNE. Se compone de intercalaciones centimétricas de limolitas, areniscas finas y arcillolitas ricas en evaporitas (Miembro Na en figura 3.3). El segundo miembro consta de intercalaciones métricas

de areniscas finas, arcillolitas y limolitas con niveles milimétricos evaporíticos y localmente niveles métricos conglomerádicos (Miembro Nb en figura 3.3). Este miembro aflora en una franja NNE a NNW en el centro y ampliamente en el sur de la zona de estudio. El tercer miembro se compone de intercalaciones métricas de areniscas medias y finas amarillas y anaranjadas con conglomerados subordinados (Miembro Nc en figura 3.3). Aflora en el centro de la zona de estudio en una franja NNE a NS. Por último, el cuarto miembro consta de areniscas medias y finas pardo rojizas que se acuñan al oeste seguidas de intercalaciones métricas de areniscas medias y conglomerados que varían a intercalaciones centimétricas de areniscas finas y limolitas con ocasionales niveles conglomerádicos (Miembro Nd en figura 3.3). Gardeweg et al. (1994) encontraron lavas intercaladas dentro de esta formación al sur de la zona de estudio las que dataron en  $57.9 \pm 1.9$  y  $58.0 \pm 3$  Ma (K/Ar, roca total). Esta unidad sobreyace en discordancia angular a la Formación Tonel y es sobreyacida en discordancia angular y erosiva por la Formación Loma Amarilla (Mpodozis et al., 2005 y referencias allí). Esta última es una secuencia volcano-sedimentaria sintectónica compuesta en su base por cerca de 200 m de una toba blanca seguida de más de 2000 m de conglomerados gruesos grises a rojizos y gravas mal consolidadas. La toba fue datada por Mpodozis et al. (2005) mediante K/Ar en plagioclasa ( $39,9 \pm 3,0$ Ma) y  $Ar^{39}/Ar^{40}$  en biotita ( $43,8 \pm 0,5$  Ma y  $44,2 \pm 0,9$  Ma por Hammershmidt et al., (1992)).

## 2. Estructura de la Cuenca de Atacama

Como se ha visto, la Cuenca de Atacama posee un importante control estructural, especialmente en su borde occidental a lo largo del Escarpe El Bordo. La arquitectura actual de la cuenca es el resultado de sucesivos eventos compresivos que afectaron principalmente a la Cordillera de Domeyko. La estructura a lo largo del escarpe presenta variaciones no solo en su rumbo sino también en las unidades que afecta, mientras que al norte afecta al relleno Cretácico Superior a través de estructuras NNE, al sur afecta al relleno Paleógeno a través de estructuras NS. Por otra parte, la estructura de basamento cambia acorde con las variaciones en el escarpe. Así, el norte se caracteriza por un anticlinal con núcleo de basamento, y el sur, por basamento que cabalga al este directamente sobre los depósitos Cenozoicos (Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005). Una última diferencia es la presencia al sur del Cordón de Lila, el cual cabalga al este sobre el relleno de la cuenca, y se hunde hacia el norte, dentro del Salar (Arriagada et al., 2006). Estas

características hacen del sur de la cuenca un lugar ideal para estudiar su arquitectura. Además, considerando las unidades involucradas en la deformación, en el sur se puede diferenciar la deformación Cenozoica de la Mesozoica, permitiendo así estimar la contribución de cada periodo de deformación que afectó a la cuenca. Por último, en el sur de la cuenca, existen una serie de perfiles sísmicos de reflexión de buena calidad que han sido interpretados y publicados por diversos autores (eg. Muñoz et al., 2002; Jordan et al., 2002; Arriagada, 2003; Reutter et al., 2006; Arriagada et al., 2006), facilitando la comprensión de esta parte de la cuenca. Es por esto que resulta fundamental entender y estimar primero la deformación Cenozoica que afectó el borde sur occidental de la Cuenca de Atacama.

### 1. Estructura superficial del borde sur occidental de la Cuenca de Atacama

Como ya se ha visto, los depósitos del borde sur occidental de la Cuenca de Atacama corresponden al relleno Paleógeno de la misma. La estructura de estos depósitos fue estudiada en campañas de mapeo con el fin de caracterizar y estimar el acortamiento tectónico de la fase Incaica en dicha cuenca.

La estructura en el sector del Cerro Negro está controlada por la presencia de basamento Paleozoico fallado sobre la cobertura Cenozoica (figuras 3.3, 3.4 y 3.5). Esta falla inversa de bajo ángulo y vergencia este propaga la deformación de escama gruesa de la Cordillera de Domeyko a la cobertura Cenozoica de la Cuenca de Atacama. La deformación de escama delgada se presenta en dos dominios estructurales, uno occidental y uno oriental. El dominio occidental se caracteriza por una serie de fallas de vergencia este que fallan y pliegan la cobertura (figura 3.4a). Dichas fallas se generaron en secuencia acorde con un fallamiento que migra al este. Así, las fallas mas orientales imbrican sucesivamente las occidentales. Estos despegues se concentran en las secuencias basales evaporíticas del relleno Paleoceno. En el norte, el segundo miembro de la Formación Naranja se encuentra repetido sobre sí mismo y en núcleos de anticlinales apretados (figura 3.4a). Hacia el sur, un despegue que nace en el nivel basal y se propaga hacia los niveles superiores genera una repetición tectónica de los miembros basales de la Formación Naranja (figura 3.4f). La presencia de múltiples pliegues que se abren hacia el norte y fallan al sur evidencia un mayor acortamiento hacia el sur (figuras 3.4a y 3.4f). Por otra parte, en el dominio

oriental la deformación es de vergencia oeste (figura 3.4c). Su estilo es tipo faja plegada y corrida con despegues muy someros y pliegues de escala decamétrica tipo propagación de falla y flexura de falla (figuras 3.4c y 3.4d). Este dominio se limita a las secuencias superiores de la Formación Naranja en las que el contraste litológico favorece el desarrollo de múltiples despegues. El límite entre ambos dominios es un sinclinal que evidencia el choque de vergencias opuestas (figura 3.4a, figura 3.4b).

En base a la recolección de datos en terreno se realizó una sección estructural balanceada (figura 3.5). Las características estructurales de primer orden a considerar al momento de balancear la sección son: deformación de vergencia este, un panel occidental que mantea al oeste y un panel oriental que debe hundirse hacia el este hasta alcanzar el nivel dentro de la cuenca. Estos paneles generan, a grandes rasgos, una geometría anticlinal, la cual requiere masa que rellene su espacio interior (núcleo). Para solucionar este problema, la principal estructura propuesta es una falla flat-rampa-flat, que permite generar un pliegue tipo flexura de falla y duplicar la secuencia. El estilo estructural de esta deformación es consistente con los observados en superficie para la Formación Naranja. El limbo frontal del anticlinal propuesto constituye un “escalón” que permite que la Formación Naranja se hunda hacia el este. Por otra parte, esta estructura ayuda a disminuir el problema de espacio en el núcleo interno de esta geometría anticlinal. Para terminar de completar este espacio se propone una falla ciega de vergencia este que pliega el basamento. Dicha falla tiene que ser post Formación Naranja, pues la pliega sin dejar evidencias sedimentarias de un nuevo frente compresivo. Así, se sugiere una estructura de basamento desarrollada durante la Fase Incaica, como ya propusieron Amilibia et al. (2008). Aunque las evidencias de esta estructura son escasas e indirectas, este modelo constituye una solución razonable dado los datos disponibles. Así, la deformación del dominio oriental parece ser una respuesta de vergencia opuesta al choque de la Formación Naranja contra otra más competente a la deformación: la Formación Loma Amarilla (figura 3.5b).

La modelación de esta sección se realizó utilizando el software MOVE (módulo 2DMOVE) facilitado por Midland Valley. La restauración de la deformación se muestra en la figura 3.5(b). El algoritmo utilizado fue Flujo Paralelo a la Falla (FPF). Este algoritmo fue escogido por

diversos motivos. Por una parte, la condición reológica de la secuencia y la distribución paralela de los miembros favorece ampliamente un cizalle paralelo a las capas. Esto ya que la presencia de intercalaciones de sedimentos con reologías contrastantes y la presencia de evaporitas intercaladas favorece el desarrollo de despegues paralelos a las capas, mientras que, por otro lado, se ajusta muy bien al estilo de deformación observado con múltiples despegues y rampas internas.

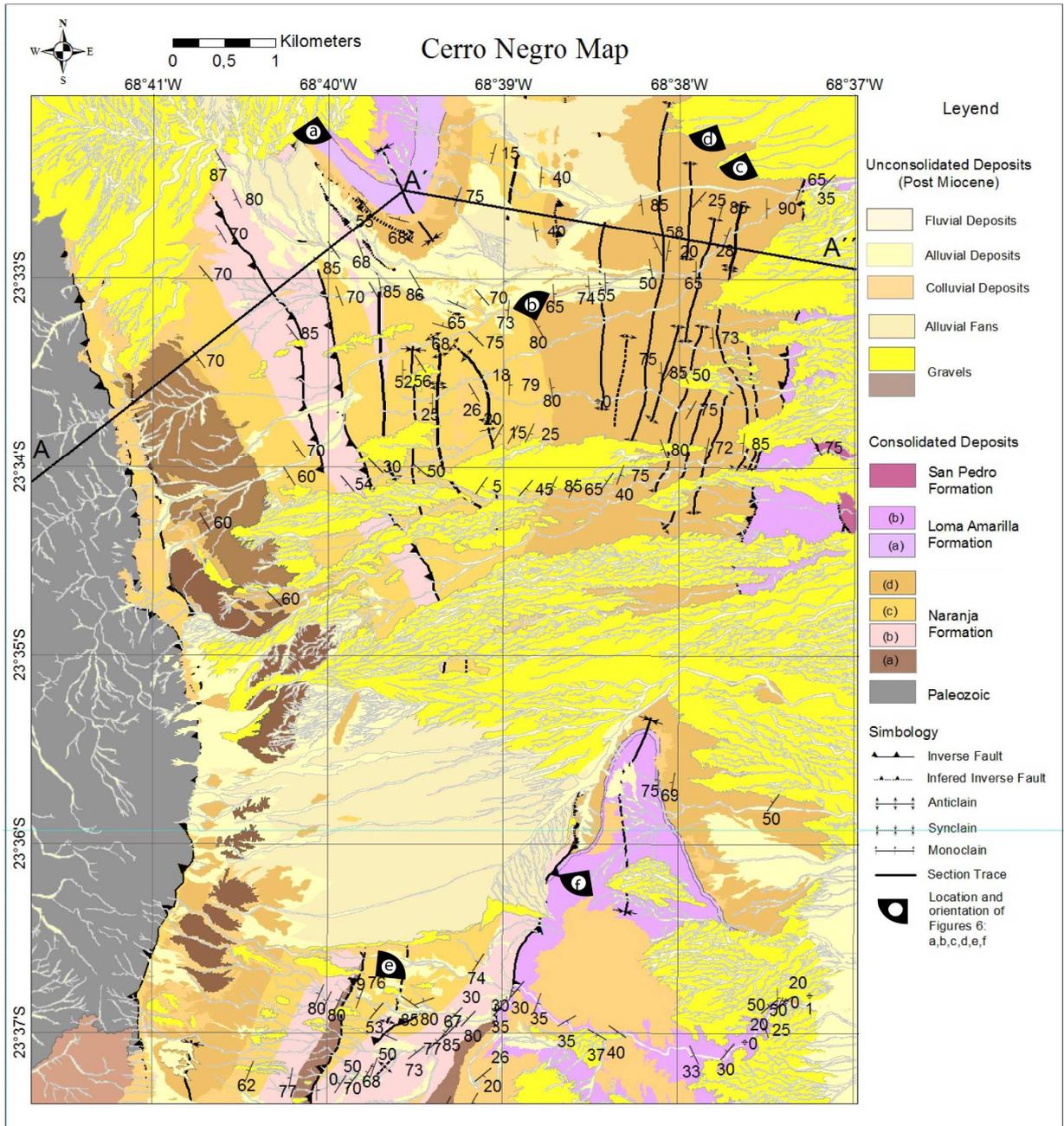


Figura 3.3: Mapa Cerro Negro.

Mapa geológico del sector Cerro Negro (ver ubicación en figura 3.1) y simbología de las unidades. La traza AB muestra la ubicación de la sección estructural observada en la figura 3.5. Los triángulos negros muestran la ubicación y orientación de las fotografías presentadas en la Figura 3.4 ((a), (b), (c), (d), (e) y (f)). (Versión escala 1:25.000 en Anexo).

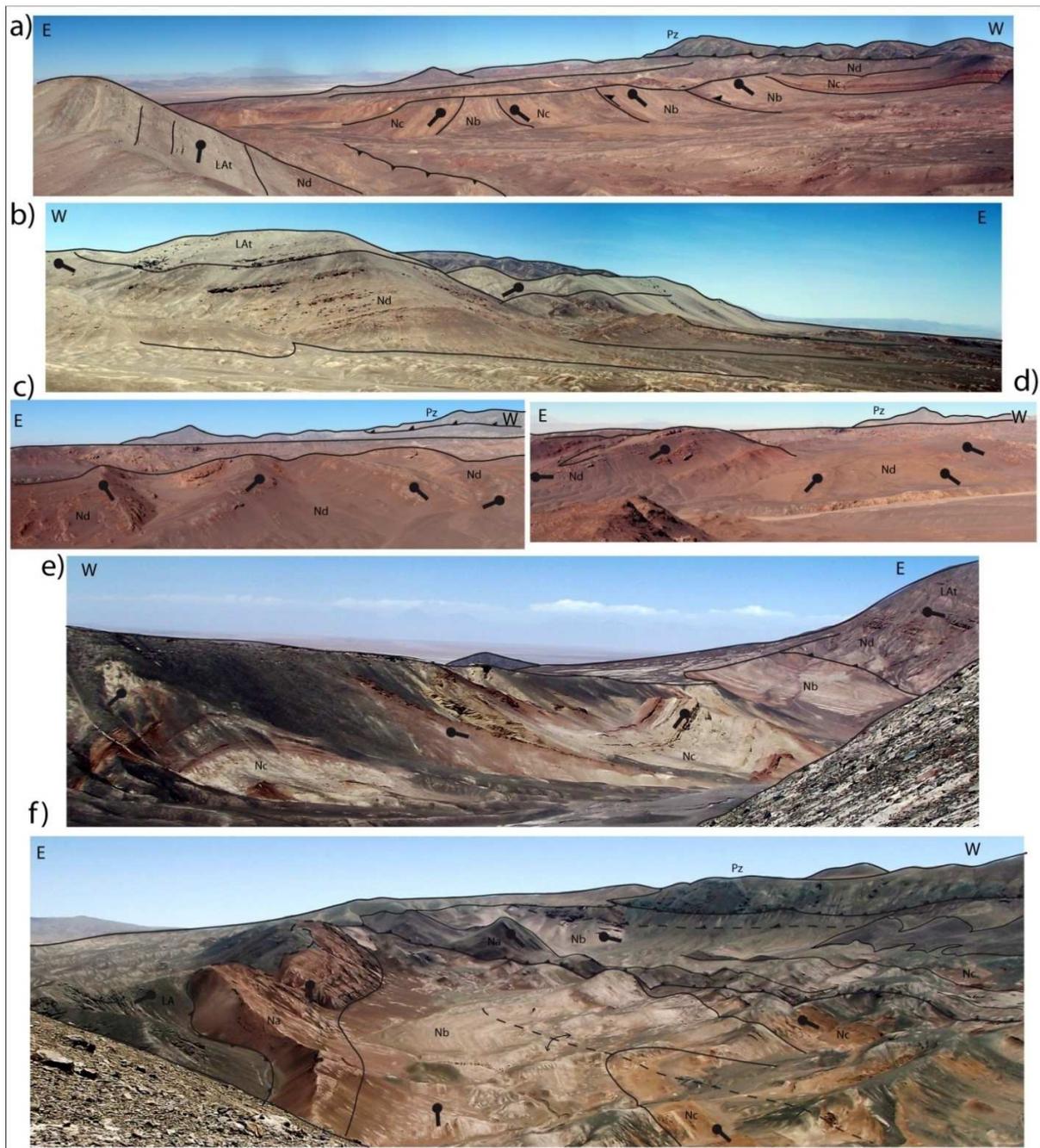


Figura 3.4: Imágenes de deformación para la sección Cerro Negro (ver Fotos ampliadas en Anexo B). Estructuras observadas en el sector del Cerro Negro. Para ubicación ver figura 3.3. Na, Nb, Nc y Nd corresponden a los miembros de la Formación Naranja. LAAt corresponde a los depósitos de toba LAa de la Formación Loma Amarilla. (a) Vista panorámica al sur mostrando de oeste a este: el basamento Paleozoico alzado, un panel del alto ángulo ( $70^\circ$  al W) despegado en el nivel Nb, un anticlinal apretado afectando los miembros Nb y Nc y, por último, el panel occidental de el pliegue sinclinal que afecta la Formación Loma Amarilla. (b) Panel oriental del sinclinal de Loma Amarilla. (c) Plegamiento de vergencia oeste provocados por despegues internos dentro del miembro Nd. (d) Pliegue anticlinal afectando el miembro Nd. (e) Pliegue anticlinal y sinclinal

afectando el miembro Nc y el flanco occidental de un pliegue sinclinal que afecta el miembro Nd y la Formación Loma Amarilla. Este sinclinal se encuentra despegado por una falla inversa de vergencia W sobre el miembro Nb. (f) Vista panorámica sur mostrando de oeste a este: basamento Paleozoico alzado por una falla inversa de vergencia E, la repetición tectónica de las secuencias Na y Nb, un sinclinal afectando los miembros Na, Nb y Nc y, por último, la Formación Loma Amarilla fallándose sobre la Formación Naranja por una estructura inversa de vergencia oeste.

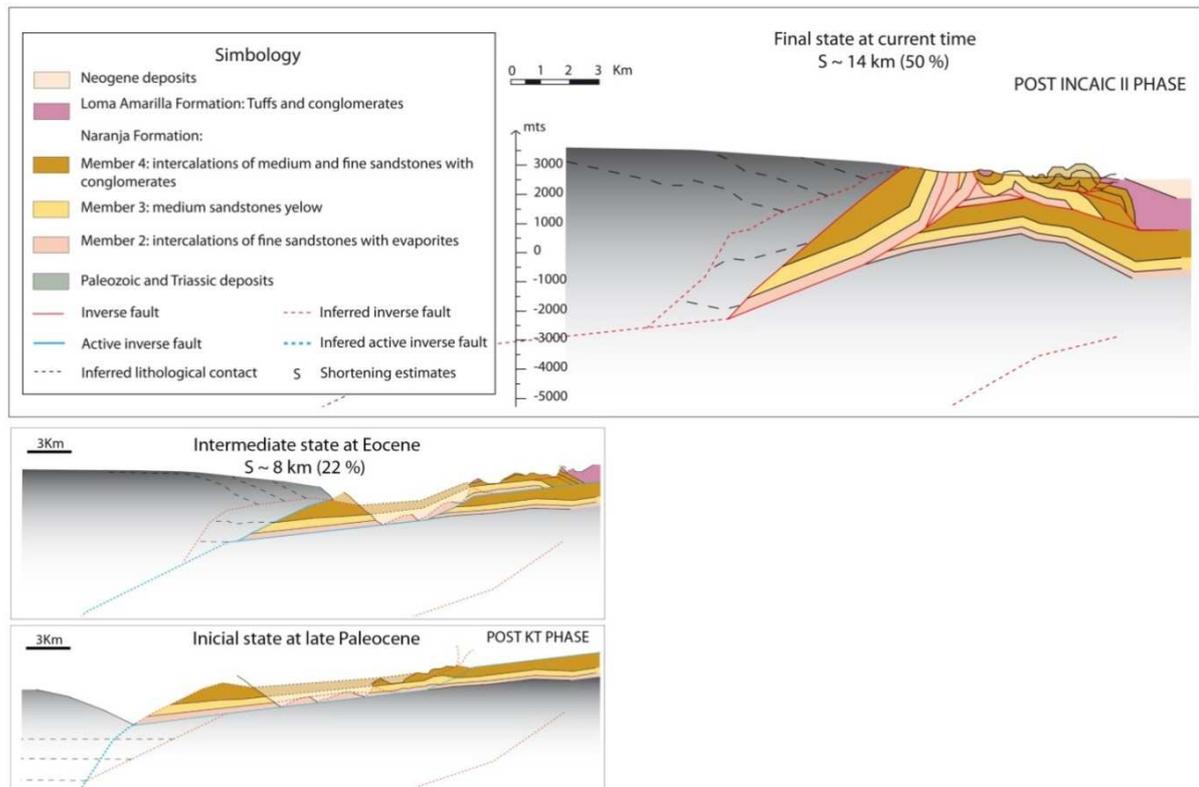


Figura 3.5: Sección Cerro Negro y reconstrucción palimpástica (ver sección escala 1:25.000 en Anexo C). Sección estructural del borde sur oriental de la Cordillera de Domeyko. (a) Sección estructural del sector Cerro Negro (ver ubicación en figura 3.3). La falla de bajo ángulo que levanta basamento es una falla que, dadas las múltiples geometrías de inversión observadas por Amilibia et al. (2008) en la Cordillera de Domeyko, pudiese corresponder a una falla tipo bypass, como proponen estos autores, o a una falla de atajo, como se ilustra en la figura. De cualquier forma, la naturaleza profunda de esta falla no reviste mayores alcances para la deformación de escama delgada representada en la sección. La falla ciega de basamento que pliega la Formación Naranja es una falla inferida ya propuesta por Amilibia et al. (2008) que permite alzar basamento minimizando el acortamiento. (b) Restauración de la deformación para el Eoceno Temprano, en la que se observa la discordancia donde se comienza a depositar la Formación Loma Amarilla, y para el Paleoceno, que muestra la situación predeformada. La restauración no considera el rebote isostático esperado por la liberación de la carga de la Cordillera de Domeyko.

## 2. Estructura subsuperficial de la Cuenca de Atacama

La estructura interna de la Cuenca de Atacama ha sido estudiada por medio del análisis de perfiles sísmicos de reflexión realizados por ENAP (figura 3.1). Muchos de estos ya han sido publicados por autores como Muñoz et al. (2002), Arriagada, (2003), Arriagada et al. (2006) y Jordan et al. (2007), entre otros. Considerando las líneas sísmicas disponibles se hizo una revisión 3D de las discordancias mayores, reflectores más importantes y unidades sísmicas. En base a esto, y considerando las interpretaciones previas, así como la información estratigráfica del Pozo Toconao 1, se propone una reinterpretación para la sección 1g024 (figura 3.8).

La estructura general de la cuenca está muy bien exhibida en dos líneas, una EW y otra NS, ambas previamente publicadas (Jordan et al., 2002; Arriagada et al., 2006, entre otros). La estructura EW, al norte de la Cuenca de Atacama, se puede observar en la línea 1g010. Allí se observa un profundo depocentro afectado por un plegamiento de vergencia este de estilo faja plegada y corrida (figura 3.6). Este plegamiento involucra principalmente a las unidades Cretácicas. Esta tectónica compresiva genera una fuerte discordancia angular y un consecuente relieve irregular que es llenado por los depósitos Paleógenos. Sobre estos últimos se identifica una segunda discordancia de importancia regional, la cual consiste en una discordancia progresiva que revela el carácter sinorogénico de los depósitos que controla. Dicha discordancia ha sido asociada a la fase orogénica KT, cuya importancia en la construcción de los Andes ha sido ampliamente documentada (eg: Sempere et al., 1990; Reutter et al., 1996; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006; Carrera et al., 2006; Amilibia et al., 2008). Por otra parte, la deformación NS de la cuenca responde a diferentes estilos estructurales a lo largo de la misma (línea 1g01a, figura 3.6). Esto ya que mientras al norte se desarrolla un estilo de faja plegada y corrida de escama delgada, hacia el sur la presencia de basamento Paleozoico alzado involucrado en la deformación condiciona el cierre de la cuenca.

El basamento en el Cordón de Lila, al sur de la Cuenca de Atacama, está controlado por una falla compresiva profunda de vergencia este. Dicha falla, denominada Falla Lila, es una falla ciega que

se extiende desde la Cordillera de Domeyko y afecta la parte sur de la Cuenca de Atacama. Su presencia se reconoce en 2 líneas sísmicas oblicuas entre sí, la línea 1g024 y 1z013 (figura 3.7).

A diferencia de la parte central de la cuenca, donde las unidades sísmicas mantienen una continuidad este-oeste (Figura 3.6), hacia el sur, la presencia del Cordón de Lila marca un fuerte cambio en la geometría de los depósitos (figura 3.8). Es por esto que la ubicación de las discordancias mayores es fundamental para definir las potencias y geometrías internas de los depósitos, y así, el desplazamiento de las fallas que los controlan (límites de cuenca). En la interpretación de la línea 1g024 se puede ver que durante el Neógeno la actividad se ha concentrado en la Cordillera de la Sal, con menores desplazamientos en la Falla El Salar (figura 3.8). Los depósitos del Eoceno - Oligoceno muestran un carácter sintectónico al alzamiento del Cordón de Lila, lo que se refleja en una discordancia progresiva en el limbo occidental del mismo, mientras que hacia el este, en borde oriental de la cuenca, los sedimentos se acuñan contra un relieve alzado. Los depósitos Paleocenos-Eocenos se encuentran limitados por dos discordancias importantes, una Incaica que se desarrolla mejor al oeste del Cordón de Lila, y una KT que se desarrolla mejor hacia el este. Esta unidad muestra un fuerte cambio en los espesores al este y oeste de la Falla el Salar. Esto parece responder a una fuerte erosión de los depósitos sobre el Cordón de Lila posterior al relleno del depocentro generado por la fase KT. Esta fase generó una discordancia angular mayor asociada a fallas y pliegues de vergencia este (Muñoz et al., 2002; Jordan et al., 2002; Arriagada et al., 2006; entre otros) que afectan secuencias Cretácicas bien estratificadas (Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007). La base de estos depósitos no se observa con claridad, solo se puede estimar su ubicación a grandes rasgos según el comportamiento esperado. Las condiciones de borde que se tienen para estimar la ubicación del basamento son de 2 tipos. La primera es por su afloramiento tanto en el Cordón de Lila como en el borde este de la cuenca. La segunda tiene que ver con lo bien estratificados y continuos que se ven los depósitos en las líneas sísmicas a pesar de su profundidad (figuras 3.6, 3.7 y 3.8), característica incompatible con depósitos más antiguos sobre los que se expone en superficie.

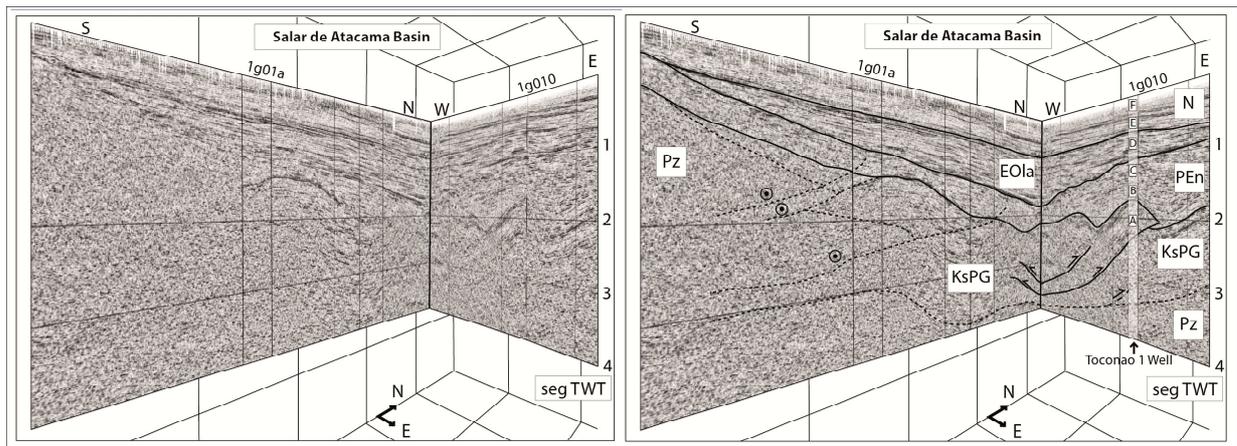


Figura3.6: Línea sísmica e interpretación de 1g01a y 1g010.

Vista NW de las líneas sísmicas 1g010 y 1g01a. Ver su ubicación en la figura 3.1. La escala vertical esta en segundos de Two Way Time Travel (TWT). Las cajas blancas muestran los nombres y edades de las unidades (N: Secuencia Neógena, EOLA: Formación Loma Amarilla, PEn: Formación Naranja, KsPG: Grupo Purilactis, Pz: Unidades Paleozoicas y Permo-Triásicas). Notar que sobre la línea 1g010 se observa la ubicación del Pozo Toconao-1 y estratigrafía de acuerdo a Muñoz et al. (2002). La figura muestra una reinterpretación de la línea 1g010 mostrada previamente por autores como Muñoz et al. (2002), Arriagada, (2003) y Arriagada et al. (2006).

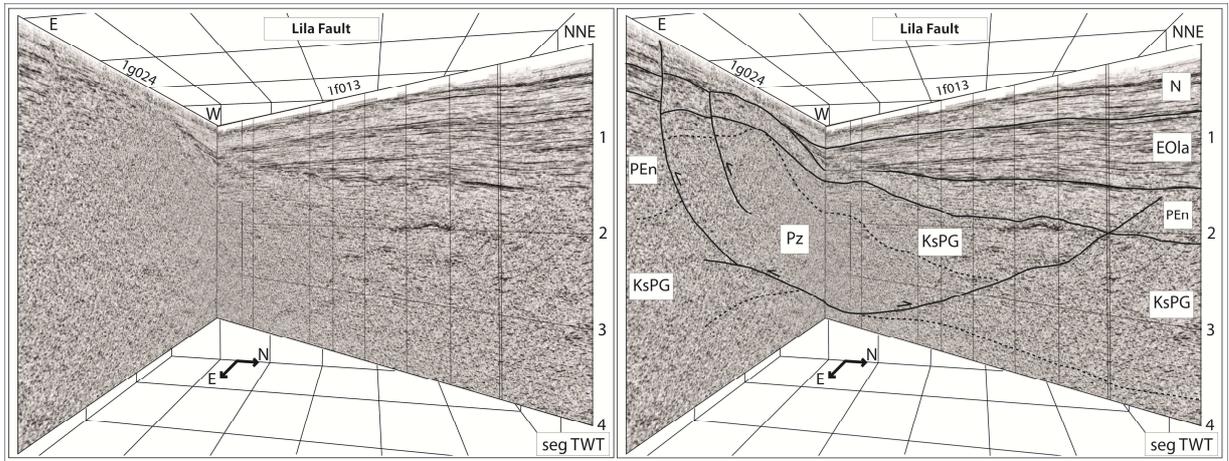


Figura3.7: Línea sísmica e interpretación de 1g024 y 1f013.

Vista SW de las líneas sísmicas 1g024 y 1f013. Ver su ubicación en la figura 3.1. La escala vertical esta en segundos de Two Way Time Travel (TWT). Las cajas blancas muestran los nombres y edades de las unidades (N: Secuencia Neógena, EOla: Formación Loma Amarilla, PEn: Formación Naranja, KsPG: Grupo Purilactis, Pz: Unidades Paleozoicas y Permo-Triásicas). Aquí se observa la naturaleza sinorogénica de las unidades PEn y EOla al alzamiento del basamento del Cordón de Lila. La falla que controla el alzamiento de este basamento es la Falla Lila, una falla de bajo ángulo que se observa débilmente en la línea 1g024 y más claramente la línea 1f013.

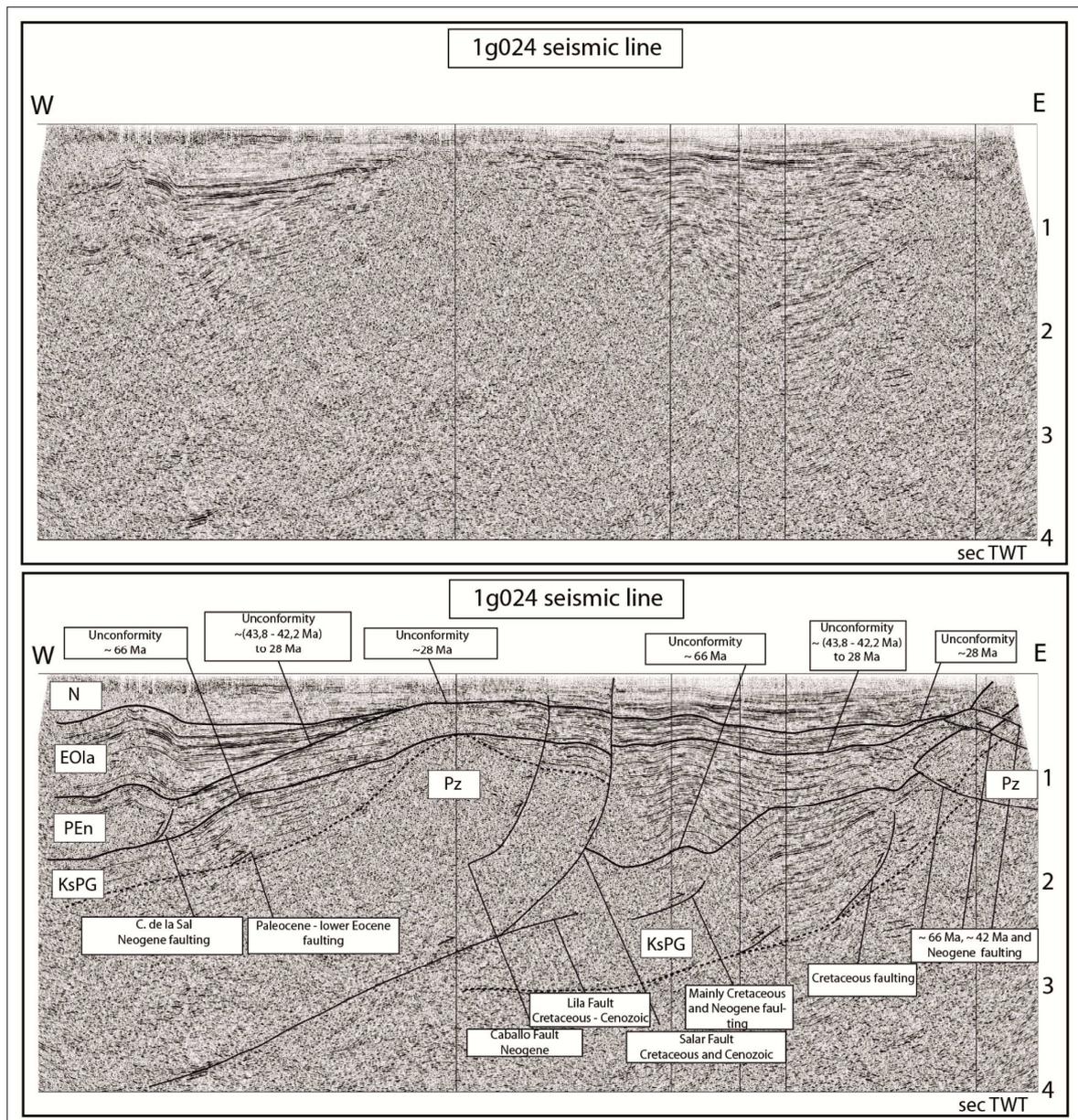


Figura 3.8: Línea sísmica e interpretación de 1g024.

Perfil sísmico 1g024. Ver su ubicación en la figura 3.1. La escala vertical está en segundo de Two Way Time Travel (TWT). (a) Perfil sísmico sin interpretar (b) Reinterpretación de la estructura al sur de la Cuenca de Atacama mostrada por Arriagada et al., (2006). Las cajas blancas muestran: los nombres de las secuencias (N: Unidades Neógena, EOIa: Formación Loma Amarilla, PEn: Formación Naranja, KsPG: Grupo Purilactis, Pz: Unidades Paleozoicas y Permo-Triásicas); los nombres y edades de las discordancias; y los nombres de las fallas y/o su edad de actividad.

### 3. Sección estructural balanceada y restaurada de la Cuenca de Atacama

Para integrar la información superficial del Escarpe El Bordo con la información subsuperficial de la Cuenca de Atacama es necesario convertir de tiempo a profundidad la información sísmica de la línea 1g024 (figura 3.8). El cambio de tiempo ( $t$ ) a profundidad ( $z$ ) se realiza según la ecuación:

$$z = (v_0/k) \times [(e^{kt})/2 - 1]$$

Donde:  $z$ : Profundidad [ $m$ ];  $v_0$ : Velocidad inicial [ $m/s$ ];  $k$ : Gradiente vertical de velocidad;  $t$ : Tiempo de ida y vuelta [ $s$ ].

La relación anterior permite obtener la profundidad ( $z$ ) a partir del tiempo de viaje de la onda acústica ( $t$ ) asumiendo un medio isótropo y homogéneo. Las constantes  $v_0$  y  $k$  fueron obtenidas a partir del modelo de velocidad y profundidad que se tiene de un perfil de refracción Oeste-Este a 22°S (Contreras-Reyes et al., 2012). Como resultado se obtiene una sección estructural en unidades de distancia ( $m$ ) tanto en la vertical como en la horizontal. Para la conversión fue necesario discretizar cada superficie interpretada (fallas y contactos geológicos) en puntos con coordenadas ( $x_i, t_i$ ) (formato ASCII). Esta información fue transformada según una función exponencial resultando una sección estructural en dominios de distancia ( $x_i, z_i$ ). Los gradientes verticales de velocidad  $K_2$  y  $K_1$  corresponden a 0,45 y 0,75 respectivamente.

A partir de la información de terreno (figura 3.3, Anexos) y la reinterpretación en subsuperficie en profundidad se generó una sección estructural balanceada desde el borde oriental de la Cordillera de Domeyko hasta el inicio de la Cordillera Occidental (figura 3.1). La sección construida pasa por la misma ubicación de la línea 1g024 e integra los datos colectados en superficie en la zona del Cerro Negro (figuras 3.3 y 3.5). Los resultados de esta integración de datos se pueden ver en la figura 3.9a. Allí se puede ver la evolución de la cuenca y la acción de las diferentes fases tectónicas en la misma (figura 3.9b). Los desplazamientos de las fallas dentro

de la Cuenca de Atacama se obtuvieron reconstruyendo los depocentros en el tiempo. La restauración se hizo con el software Move (módulo 2D Move) de Midland Valley. Los resultados muestran que la cuenca se generó durante el Cretácico Tardío por la acción de las fases Peruana y KT, acumulando 16 km de acortamiento (15% del acortamiento actual). Durante este periodo, se desarrollaron dos frentes activos, uno en la Cordillera de Domeyko fuera de la zona de estudio y un segundo en el Cordón de Lila, asociado al desplazamiento sobre una falla profunda de bajo ángulo. Dicha falla mantuvo su actividad en las fases orogénicas posteriores, sin embargo, el acortamiento posterior fue acomodado principalmente en la Cordillera de Domeyko. Así, el alzamiento de esta cordillera durante el Paleógeno generó la configuración actual de la cuenca producto de 22 km de acortamiento (17% de acortamiento tectónico actual) y una subsidencia controlada, al menos en parte, por la carga del orógeno. Finalmente, a pesar que se observa deformación neógena principalmente a lo largo del borde oriental de la Cuenca de Atacama, esta no contribuye mayormente al acortamiento tectónico en esta zona.

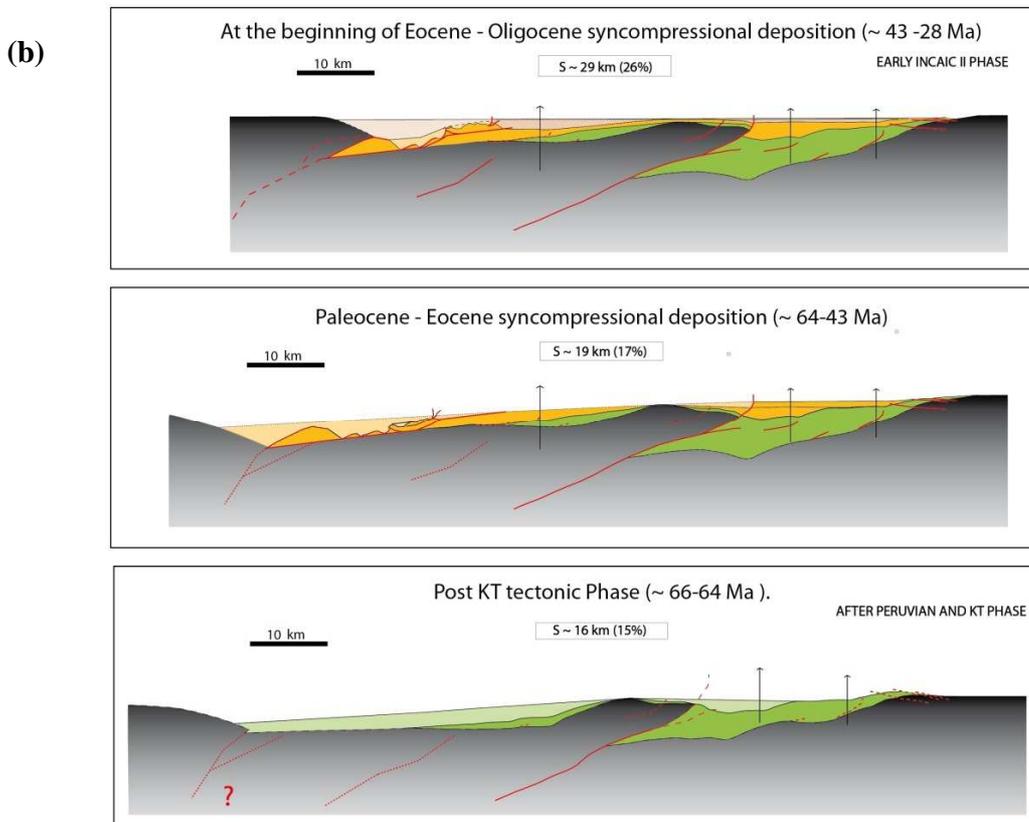
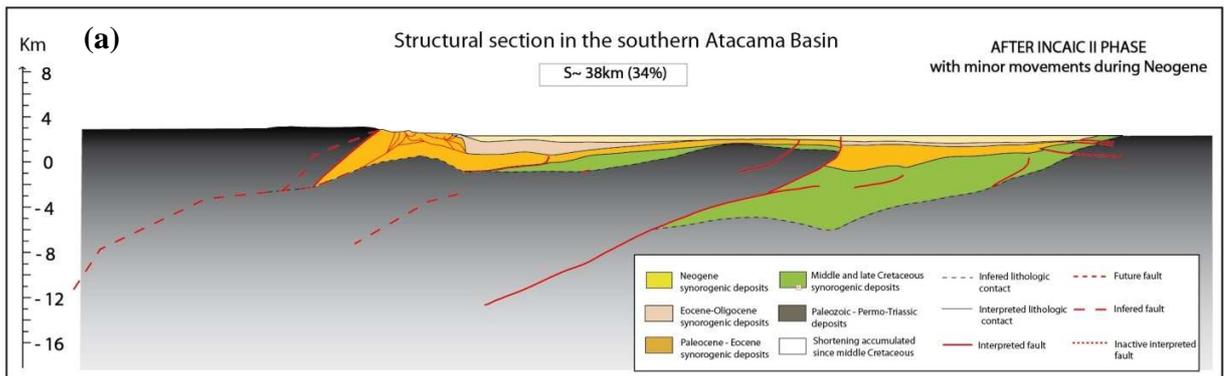


Figura 3.9: Sección de la Cuenca de Atacama y reconstrucción palimpástica.

Sección estructural de la Cuenca de Atacama. Ver ubicación de traza de sección en la figura 3.1. (a) Esta figura muestra el resultado de la compilación de información de superficie (sección Cerro Negro, figura 3.5(a)) con la reinterpretación de subsuperficie (línea 1g024, figura 3.8(b)) transformada de tiempo a profundidad. (b) Restauración palimpástica mostrando la configuración del relieve luego de las principales fases tectónicas. Aquí se observa que la cuenca absorbió acortamiento tectónico en dos momentos y lugares distintos, durante el Cretácico Superior a lo largo del Cordón de Lila y durante el Paleógeno principalmente a lo largo de su borde occidental. Mientras durante el Cretácico Tardío hasta la Fase KT la cuenca absorbió 16 km de acortamiento (15%), durante la Fase Incaica (Eoceno – Oligoceno) la cuenca acomodó 22 km (19%).

#### 4. Modelo Cortical Andino: Una integración de la estructura regional desde la Cuenca de Atacama a la Cordillera Oriental (23-24°S)

Para poder entender el proceso de construcción de los Andes a esta latitud es necesario integrar la información del antearco, arco y trasarco. El capítulo anterior ha permitido analizar y caracterizar la estructura de parte del antearco, específicamente en la Cuenca de Atacama. En este capítulo intentaremos analizar y caracterizar la estructura del arco y trasarco. Esto se hizo basado en una compilación bibliográfica que incluye los mapas geológicos publicados por el Servicio Geológico de Argentina (SEGEMAR) y publicaciones científicas de la Puna y Cordillera Oriental. En el caso del Arco hemos utilizado la información de cartas geológicas publicadas por SERNAGEOMIN, el trabajo de Gardeweg et al. (1987) y el trabajo reciente de Delgado, (2010). Primero se analiza la estructura de la Puna y Cordillera Oriental y luego esta se integra con la información disponible para el Arco.

##### 1. Revisión de secciones estructurales regionales en la Puna y la Cordillera Oriental

Durante el Eoceno – Oligoceno la Cuenca de Atacama, Puna y Cordillera Oriental parecen haber formado parte de una gran cuenca de antepaís (Mpodozis et al., 2005; Carrapa et al., 2005; Carrapa y DeCelles, 2008). Esta cuenca recibió aportes desde la proto- Cordillera de Domeyko y de bloques aislados, de la proto- Puna (Carrapa et al., 2005; Carrapa y DeCelles, 2008). La deformación en la Cordillera de Domeyko (Precordillera) comenzó en el Cretácico Superior y tuvo un peak durante la Fase Incaica (45-32 Ma) (Maksaev y Zentilli, 1999; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2008). Durante esta última fase, el acortamiento Andino habría alcanzado la Cordillera Oriental (Sempere et al., 1990; McQuarrie et al., 2002; Muller et al., 2002; McQuarrie et al., 2005), iniciando su exhumación y erosión durante el Eoceno medio tardío - Oligoceno temprano la cual se extendió hasta el Mioceno temprano (Barnes et al., 2008). Hacia el norte, la Cuenca del Altiplano comenzó a acumular sedimentos desde el Paleoceno medio asociados a una fuente al este, sin embargo, ya para el Eoceno medio, se estableció una fuente permanente de sedimentos al oeste que permitió una rápida acumulación de los mismos (Horton et al., 2001; Mcquarrie et al., 2005). Según Charrier et al. (2012), la fuente occidental de sedimentos para el Altiplano corresponde a la Precordillera y Cordillera Occidental. Además,

esto últimos autores apuntan que durante el Oligoceno tardío esta cuenca estableció su condición endorreica asociada al alzamiento de la proto - Cordillera Oriental al este. De esta forma, la cuenca de antepaís desarrollada durante el Eoceno – Oligoceno a la latitud de la Cuenca de Atacama se habría extendido ampliamente al norte, acumulando sedimentos en la proto - Cuenca del Altiplano.

Estructuralmente la Puna se caracteriza por una serie de cordones de basamento del Paleozoico inferior alzados por fallas inversas de alto ángulo, en un dominio bivergente, que propagan la deformación a la cobertura Mesozoica y Cenozoica (Cladouhos et al., 1994; Blasco y Zapettinni, 1996; Ramos, 1999; Coutand et al., 2001). Secciones estructurales realizadas por Cladouhos et al. (1994) (perfil 32 en figura 1.1) y Coutand et al. (2001) (sección E en figura 4.1 y 31 en figura 1.1) muestran un acortamiento Cenozoico cercano a los 40 y 50 km respectivamente, equivalente a un 10 a 15% subperpendicular al orógeno (Coutand et al., 2001). Respecto de la estructura profunda, Cladouhos et al. (1994) proponen, a partir de un modelo geométrico, la existencia de un despegue cercano a los 12 km, mientras que Allmendinger y Zapata, (2000), a partir de datos geofísicos más al oriente, proponen un despegue entre los 9 y 13 km de profundidad que podría extenderse bajo la Puna.

La Cordillera Oriental, por su parte, se caracteriza por un sistema de fallas de escama gruesa y doble vergencia (Elger et al., 2005). Allí los estilos estructurales son el resultado tanto de cabalgamientos puramente inversos como de la inversión tectónica del rift intracratónico de Salta (eg. Salfity y Marquillas, 1994; Kley et al., 2005; Carrera et al., 2006). Allí se concentran numerosos estudios estructurales así como geofísicos que buscan entender la geometría profunda de la corteza (Kley et al., 1997; Heredia et al., 1999; Allmendinger y Zapata, 2000; Rubiolo et al., 2001; Kley et al., 2005; Carrera et al., 2006). Según Kley et al. (1997), la Cordillera Oriental entre los 21 y 22°S está controlada por un despegue localizado entre los 9 y 17 km de profundidad con cabalgamientos Andinos desarrollados entre 25 y 12 Ma. De acuerdo con este modelo, la Cordillera Oriental acomodaría entre 50 y 80 km de acortamiento. En la región del sur del Altiplano, Muller et al. (2002) proponen que esta cordillera comenzó a desarrollarse durante el Eoceno – Oligoceno temprano acumulando acortamiento hasta el Oligoceno tardío a Mioceno Temprano cuando migra hacia el antepaís. Sin embargo, Carrera et al. (2008) proponen que en la

región sur de la Puna, esta cordillera se desarrollo durante el Mioceno a Mioceno Tardío asociada con la inversión del Rift de Salta, proceso que según Salfity y Marquillas, (1999) habría comenzado ya desde el Eoceno – Oligoceno asociado a la Fase Incaica. Rubiolo et al. (2001), por su parte, argumentan que el despegue principal de basamento (el más profundo) se encuentra entre 15 y 20 km de profundidad y que los cabalgamientos de basamento de vergencia este se desarrollaron entre los 20 y 22 Ma hasta el Mioceno Tardío. Heredia et al. (1999), al igual que Rubiolo et al. (2001), proponen la existencia de dos despegues, uno entre los 12 y 15 km y otro más profundo, cercano a los 20 km, y que las láminas de basamento comienzan a emplazarse entre los 17 y 14 Ma en el oeste hasta los 11 Ma en el este, antes que la deformación se transfiera hacia el antepaís. Por último, Allmendinger y Zapata, (2000) proponen dos despegues en el lado centro oriental de la Cordillera Oriental, uno entre los 16 y 20 km que mantea hacia el NW, y otro hacia el este, cercano a los 32 km de profundidad. A pesar de las discrepancias en la profundidad y en la edad de la deformación, en general es aceptada la existencia de dos despegues, uno cercano a los 12-16 km que puede ser tan profundo como 20 km y otro entre los 20 a 22 km que puede llegar a 32 km. El perfil escogido para representar la deformación en la Cordillera Oriental fue el de Heredia et al. (1999) debido a que propone una solución dentro de los rangos de mayor acuerdo y a la cercanía a la traza del perfil que se quiere representar (Sección G en figura 4.1).

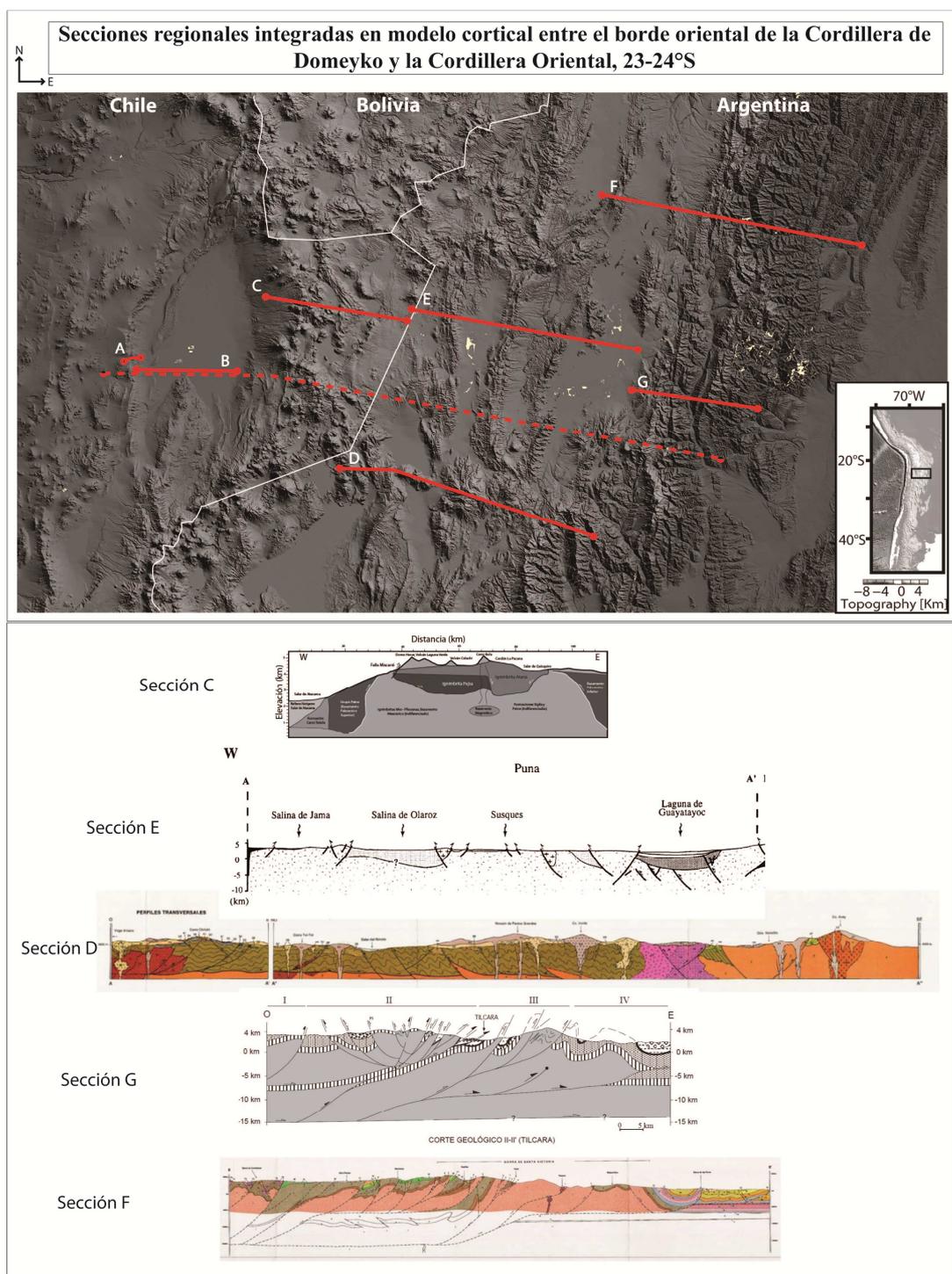


Figura 4.1: Modelo de elevación donde se muestran la ubicación y las secciones consideradas para el modelo cortical Andino. La secciones A y B corresponden a los perfiles desarrollados en este trabajo (Figuras 3.4 y 3.8). Las otras secciones corresponden a: Delgado, (2010) (sección C), Blasco y Zappettini (1996) (Sección D), Coutand et al. (2001) (Sección E), Heredia et al. (1999) (Sección G) y Rubiolo et al. (2001) (Sección F). La línea segmentada muestra la ubicación del perfil cortical propuesto.

Al integrar la estructura de ambas partes del orógeno resulta un perfil como se muestra en la figura 4.2. Allí se pueden ver las diferencias en la profundidad de los despegues asociados a cada unidad.

2. Breve análisis de las características generales esperadas para la estructura cortical en este segmento de los Andes

Una vez revisada la estructura del trasarco se pueden estimar los procesos a nivel cortical que afectaron los Andes Centrales a esta latitud. Para esto es necesario primero escalar la información de cada región. Esto se observa en el esquema presentado en la figura 4.3.

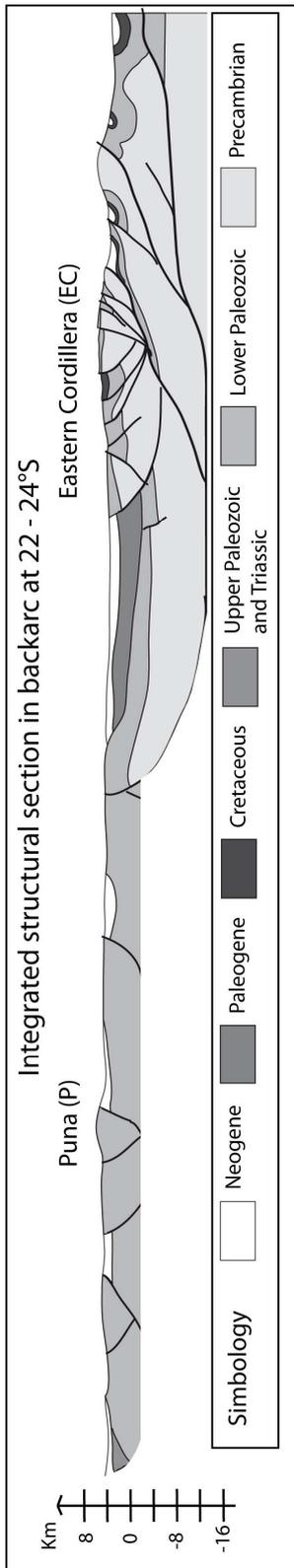


Figura 4.2

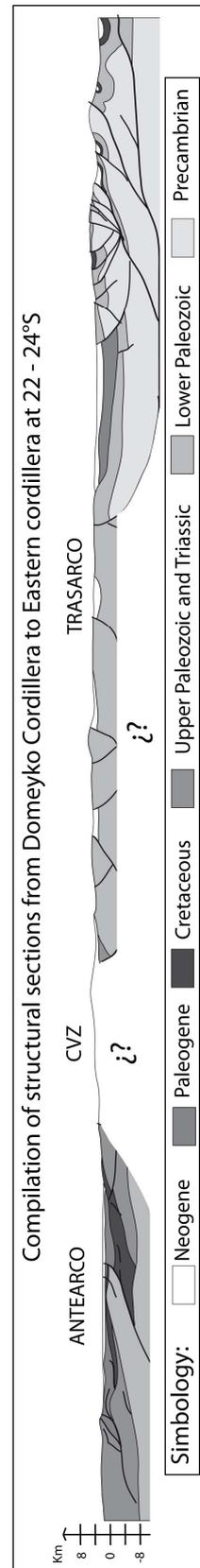


Figura 4.3

Figura 4.2: Sección integrada para el trasarco a los 22-24°S. Sección estructural para el trasarco construida a partir de Coutand et al. (2001) y Heredia et al. (1999). Secciones E y F en figura 4.1.

Figura 4.3: Compilación de secciones estructurales desde el borde oriental de la Cordillera de Domeyko a la Cordillera Oriental a los 22 – 24°S. Figura que muestra la sección integrada para el trasarco (figura 4.2) y la sección propuesta para la Cuenca de Atacama (figura 3.8a). Aquí se destacan las principales interrogantes de este segmento de los Andes.

Cuando se dimensiona cada parte del orógeno surgen varias interrogantes como: ¿Qué sucede bajo la Puna?, ¿Porqué esta tan alta ahora si durante el Paleógeno estaba a la misma altura que la Cuenca de Atacama y la Cordillera Oriental? e, independiente de lo oscurecida que esta la estructura bajo el arco, ¿Qué estilo estructural debería haber bajo él?

Para intentar responder estas preguntas se requiere analizar cómo se entiende la construcción de los Andes. Las geometrías clásicas propuestas para la estructura profunda de los Andes Centrales pueden ser entendidas en dos modelos extremos. Por una parte hay modelos que consideran la base de la corteza como el nivel principal de despegue a partir del cual nacen una serie de cabalgamientos de vergencia típicamente este (eg. Schmitz, 1994; Baby et al., 1997; Schmitz y Kley, 1997). Por otra parte, existe otros modelos que se basan principalmente en el desarrollo de importantes discontinuidades en la corteza como la Zona de Baja Velocidad del Altiplano (ALVZ) (Yuan et al., 2000; ANCORP Working Group, 2003), así como discontinuidades heredadas de procesos de rifting o acreción de terrenos (eg. Cristallini et al., 2000; Kley et al., 1999). A partir de estos despegues se genera un apilamiento tectónico de láminas de basamento producto de una migración de la deformación (eg. Isacks, 1988; McQuarrie, 2002; Elger et al., 2005; Farías et al., 2005). Imágenes sísmicas del margen continental realizadas unos 300 km al norte de la zona de estudio muestran la presencia de estos límites intracorticales (ANCORP Working Group 2003). Según ese trabajo, el LVZ es una superficie subhorizontal cercana a los 15 km y el ALVZ es una rampa bajo la Cordillera de Domeyko que alcanza los 40 km para luego volverse más subhorizontal cercana a los 30 km hacia el oriente.

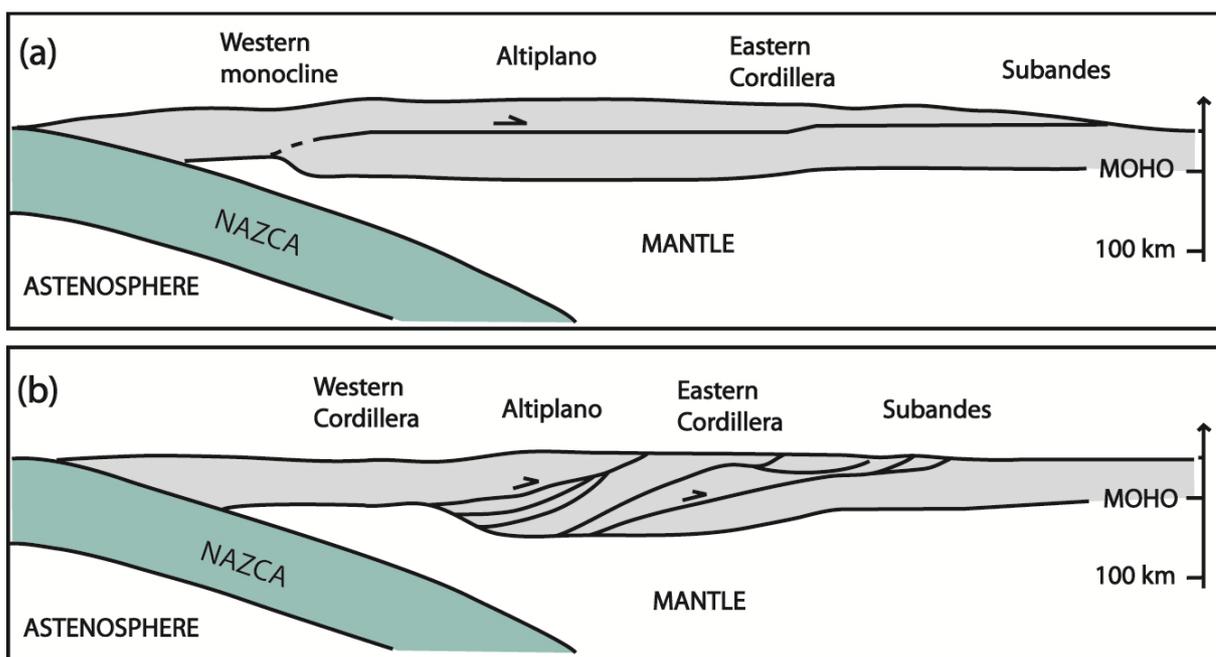


Figura 4.4. Esquemas de modelos corticales extremos propuestos para explicar la estructura profunda y construcción de los Andes Centrales. (a) Modelo de láminas de basamento limitadas por discontinuidades subhorizontales en la corteza (tomado de Isacks (1988)). (b) Modelo de cabalgamientos sobre rampas con vergencia principal al este (tomado de Schmitz, (1994)).

Para poder evaluar un modelo cortical que intente explicar este segmento de los Andes Centrales se deben establecer primero las características geológico-estructurales de primer orden. En este sentido, una característica importante a la latitud del Salar de Atacama es el vínculo lateral que hay entre algunos depósitos. Esto hace que su evolución sea muy sensible a los movimientos verticales de masa del orógeno limitando el sistema estructural que los controla. Otros rasgos relevantes son el vínculo estructural asociado a extensas cuencas de antepaís, la migración del frente de deformación y el acortamiento absorbido en cada parte de este segmento. Estas características hacen que a esta latitud los Andes se caractericen por importantes movimientos laterales, especialmente durante el Mioceno, con acotados pero no menores movimientos verticales. Al evaluar estas características en un modelo estructural integrado resulta difícil poder restaurar la deformación sobre extensas y/o numerosas rampas corticales sin que el antearco se “caiga” bajo el nivel cero y/o se desconecten depósitos vinculados. Esto ocurre principalmente por la cantidad de acortamiento absorbido durante el Mioceno en la Cordillera Oriental. Por eso, al evaluar los modelos corticales clásicos de los Andes resulta más sencillo pensar en un modelo de láminas de basamento que en un modelo de cabalgamientos en la corteza inferior (Figura 4.4).

Así, a partir de la integración de la geología observada en cada región de este segmento de los Andes (figura 4.3) se pretende realizar un modelo cortical tipo láminas de basamento que responda, de la forma más simple, a las principales interrogantes en este segmento de los Andes.

### 3. Sección cortical entre el borde oriental de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Oriental a los 23-24°S: Una solución simple y razonable

A pesar de los pocos antecedentes respecto de la estructura cortical en este segmento del orógeno, resulta fundamental tratar de visualizar como se han construido los Andes a lo largo del tiempo. Esta construcción está íntimamente ligada a la arquitectura previa del orógeno, a las geometrías compresivas desarrolladas y al desarrollo de despegues profundos en la corteza que transmiten la deformación (ver por ejemplo los argumentos de Kley et al., 1999).

Respecto de la estructura profunda, en el trasarco pareciese que al menos hay dos despegues subhorizontales, uno cercano a los 12 – 16 km (que puede ser tan profundo como 20 km) bajo la Puna activo principalmente entre el Eoceno-Oligoceno, y otro cercano a los 20 – 22 km (que puede ser tan profundo como 32 km) activo durante el Mioceno que controla la Cordillera Oriental. Dado que estos despegues son inferidos localmente, se tiene poco control sobre su extensión y geometría hacia el antearco. Sin embargo, si se considera un escenario integrado con la Cuenca de Atacama, se puede suponer que dichos despegues se prolongan principalmente horizontales con rampas locales tipo escalón. Así, el despegue que controlaría la Cordillera Oriental se podría extender bajo la Puna.

Por otra parte, en el antearco, unos 300 km al norte, Víctor et al. (2004) (Sección 20 en figura 1.1) y Farías et al. (2005) proponen que el borde occidental de la Precordillera (equivalente longitudinal de la Cordillera de Domeyko) está controlado por fallas inversas de alto ángulo y vergencia oeste activas entre los 30 y 5-10 Ma. Además, Farías et al. (2005) proponen que este sistema de vergencia oeste se encuentra probablemente ligado a los sistemas de vergencia este

encontrados al oriente por medio de las fallas maestras observadas por ANCORP Working Group, (2003). En base a estas evidencias se puede suponer que dichos despegues, ubicados aproximadamente a los 16 y a los 28 km de profundidad, se extienden bajo la Cuenca de Atacama.

Como se vio anteriormente, el vínculo tectono-sedimentario entre las regiones del arco y trasarco observado durante el KT (eg. Mpodozis et al., 2005) y durante el Eoceno – Oligoceno (eg. Carrapa y DeCelles, 2008) aporta importantes condiciones que deben ser respetadas. Mientras el vínculo durante el KT permite suponer una corteza poco engrosada hacia el antepaís (Comínguez y Ramos, 2005), en el Eoceno-Oligoceno evidencia un amplio frente de deformación asociado al antepaís Incaico. Por otra parte, la cuenca de antepaís Eocena – Oligocena se extendió ampliamente hacia el oriente generando dos frentes de deformación, uno principal al este de vergencia este y uno secundario, bivergente, desarrollado en la Puna. En base a esto se sugiere que los despegues que controlan ambos dominios son uno mismo en profundidad y que, por lo tanto, este despegue presenta un “escalón” de modo de vincular una posición más profunda bajo la Cuenca de Atacama con una más somera bajo la Puna. Dado que ambas cuencas comparten el frente principal de deformación (el borde oriental de la Cordillera de Domeyko), es posible que el despegue que controló la cuenca Incaica haya condicionado previamente la cuenca cretácica superior. Por último, en cuanto a la estructura en la Cordillera Occidental, las pocas evidencias apuntan a un control estructural de vergencia este, al menos en su borde occidental (González et al., 2009). Por otra parte, datos gravimétricos señalan que el arco volcánico es un bajo gravimétrico flanqueado por altos gravimétricos relacionados a la presencia de basamento alzado en ambos extremos, este y oeste (Delgado et al., 2010). Considerando las características que vinculan la Puna con la Cuenca de Atacama así como los datos gravimétricos, podemos suponer que bajo el CVZ probablemente se desarrolla una zona de triangular de vergencia opuesta producto del desarrollo de depocentros de vergencia este, como los generados en la Cuenca de Atacama, y bivergentes, como los generados en la Puna.

En base a estos antecedentes se propone un modelo cortical simple y razonable (figura 4.5) que respeta las principales características geométricas así como discontinuidades en la corteza, edades

y migración de la deformación. Según el modelo propuesto el Orógeno Andino a esta latitud está controlado por la presencia de dos despegues, uno ubicado cerca de los 15 km de profundidad y otro más profundo cercano a los 27 km, capaces de transmitir la deformación desde la subducción hacia el antepaís. De esta forma, la estructura cortical posee una geometría de dúplex con una lámina de basamento que, al desplazarse sobre una rampa, contribuye a generar engrosamiento y, posteriormente, alzamiento en los Andes. Esta configuración permite explicar el alzamiento de la Puna por un apilamiento tectónico desarrollado durante el Neógeno, a pesar de registrar compresión ya desde el Eoceno. Además este modelo sugiere una solución bajo la Cuenca de Atacama que respeta un transporte tectónico de la misma sin mayor actividad durante el Neógeno mientras, hacia el este, bajo el CVZ, se desarrolla actividad Plio-Pleistocena de vergencia este. Así, el actual arco volcánico se habría instalado en un contexto compresivo asociado a estructuras profundas probablemente de vergencia este, como lo han sugerido diversos autores (eg. Isacks 1988; Roeder et al., 1988; Lamb y Hoke., 1997; McQuarrie et al., 2002; Farías et al., 2005).

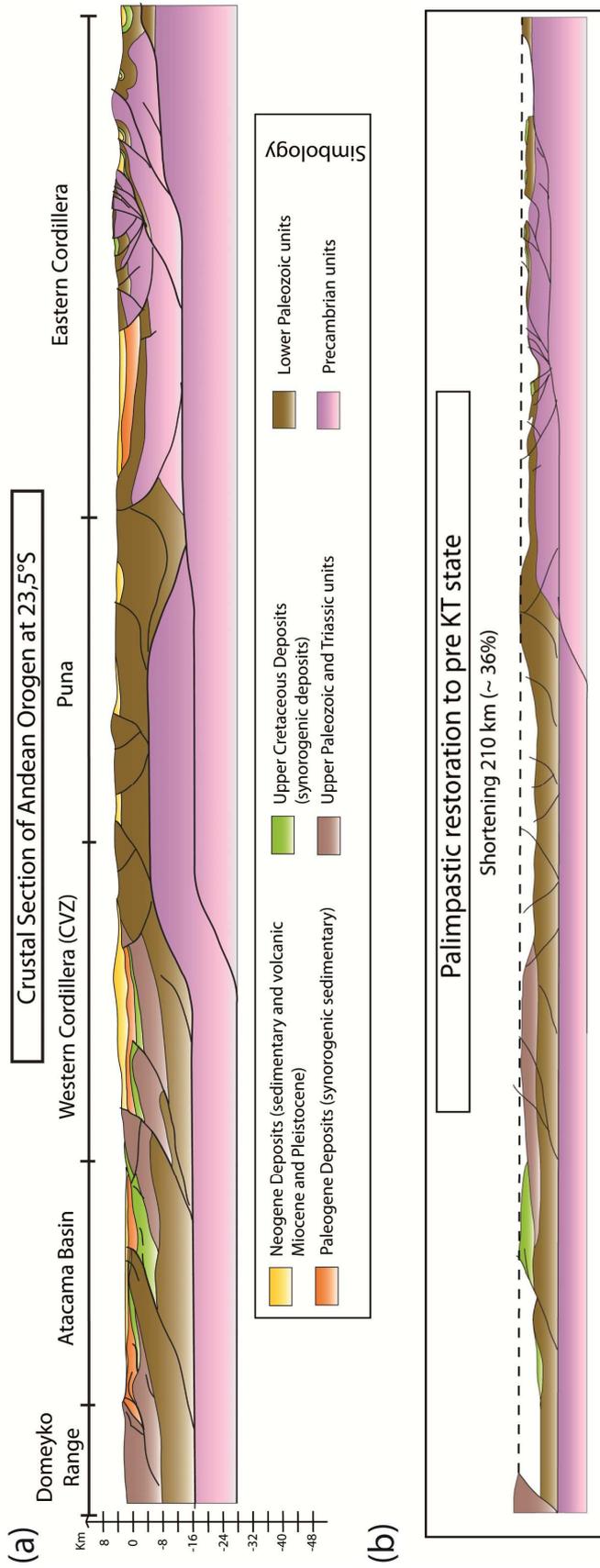


Figura 4.5: Sección cortical del Orógeno Andino a los 23-24°S.

Sección cortical de los Andes Centrales a la latitud del Salar de Atacama. Ver ubicación de la traza del perfil en la figura 2.2 y figura 4.1. (a) Modelo estructural para el Orógeno Andino mostrando una solución hipotética aunque balanceada para la estructura profunda de los Andes a esta latitud. Aquí se propone la existencia de al menos dos despegues en el trasarco, uno que permite explicar la longitud de onda de la deformación observada en la Puna (10 – 12 km de profundidad bajo la Puna), y otro, más profundo, que permite transmitir el acortamiento tectónico hacia la Cordillera Oriental. Estos despegues se prolongarían desde el antearco permitiendo la transferencia del acortamiento tectónico con vergencia principal este desde el Cretácico “Medio” al reciente. (b) Restauración palinopástica al estado pre KT controlado por la presencia de depósitos marinos de edad Maastrichtiana (Formación Yacoraite; Salfity y Marquillas, 1999). A partir de esta restauración se estima un acortamiento tectónico mínimo de 36% desde el Cretácico “Medio” acomodando cerca de 210 km.

## 5. Discusiones

La evolución tectono-estructural de los Andes Centrales a la latitud de la región de estudio está controlada por deformación de escama gruesa. La magnitud de su actividad en el antearco se pudo determinar a partir de la deformación de escama gruesa y delgada tanto en superficie como en subsuperficie.

Estudios previos ya han mostrado que la geología de la Cuenca de Atacama evolucionó como una cuenca de antepaís de trasarco desde el Cretácico Superior al Oligoceno, y como una cuenca transportada de antearco desde el Mioceno al reciente. Según las interpretaciones de subsuperficie para el Cretácico Superior se generó un importante frente de deformación en el Cordón de Lila. El estilo de deformación interior de la cuenca presenta un quiebre en el rumbo NS que es correspondido con el quiebre observado en la geología de superficie a lo largo de su borde occidental (Escarpe El Bordo). Mientras en el sur el acortamiento parece estar controlado por el cabalgamiento del Cordón de Lila (escama gruesa), en el norte el acortamiento es absorbido por una intensa deformación de escama delgada que afecta las unidades Cretácicas tanto en superficie como en subsuperficie.

Por otra parte, la distribución interna de las unidades Cretácicas evidencia una somerización del basamento hacia el este así como un avance de los depósitos en la misma dirección (figura 3.7). Esto indica que el depocentro se extiende más al oriente, probablemente bajo el actual CVZ. La estructura de basamento que controla el alzamiento del Cordón de Lila es una rampa de bajo ángulo que se propaga al este sobre la cobertura (figuras 3.5 y 3.6). Esta falla marca un cambio importante en el espesor preservado de la secuencia Cretácica sobre y frente al Cordón de Lila. Esto probablemente es resultado de la erosión de las unidades Cretácicas sobre el cordón así como una canibalización del depocentro oriental de la cuenca.

En cuanto a la profundidad del depocentro, los perfiles sísmicos no muestran una buena resolución. Sin embargo, aunque esto puede generar discrepancias, una interpretación más

somera de esta superficie no cambia las características principales observadas en el sur de la cuenca respecto del Cordón de Lila, es decir, que fue un frente activo durante el Cretácico Superior, que generó un importante depocentro hacia el este y que, producto de su continuo desplazamiento, se montó sobre el relleno de la cuenca.

Durante el Paleógeno la Cuenca de Atacama registró actividad tectónica en dos frentes de deformación, en la Cordillera de Domeyko y en el Cordón de Lila. En el borde oriental de la Cordillera de Domeyko el carácter granocreciente de los depósitos Paleocenos - Eocenos (Formación Naranja) permite suponer una fuente cada vez mas proximal, lo que se reafirma con los depósitos de alta energía del Eoceno - Oligoceno (Formación Loma Amarilla, Mpodozis et al., 2005). Esto indica que la Fase Incaica habría comenzado previo a los  $43,8 \pm 0,5$  Ma y  $44,2 \pm 0,9$  Ma (Tobas basales de la Formación Loma Amarilla) intensificándose durante el Eoceno-Oligoceno. Por otra parte, en subsuperficie se observa que los depósitos Paleocenos también están controlados por el Cordón de Lila colmatando el relieve producido por la Fase KT. Luego, durante el Eoceno - Oligoceno, los depósitos rellenaron sintectónicamente el limbo trasero del Cordón de Lila mientras, en el depocentro oriental de la cuenca, no se desarrollaron estructuras de crecimiento. La sedimentación en este lado de la cuenca se encuentra asociada a una deformación de vergencia oeste en el borde oriental de la cuenca. Esta actividad Incaica en este borde de la cuenca permite suponer el desarrollo de depocentros hacia el este bajo el CVZ.

En cuanto a la deformación observada en el Escarpe El Bordo asociada a la Fase Incaica, se observa una actividad previa a la Formación Loma Amarilla lo que corrobora que la Fase Incaica comenzó previa a dicha Formación. Esta deformación inicial en la Formación Naranja puede ser comparada con la situación observada en la actualidad en la Cordillera de la Sal. Sin embargo, a pesar de la gran similitud que muestran, la mayor competencia de los depósitos de la Formación Naranja permite desarrollar una deformación más coherente.

Así, durante el Eoceno Temprano se pudieron haber desarrollado las primeras evidencias del inicio de una importante actividad tectónica. Esta deformación se encuentra relacionada con una

actividad de escama gruesa en el borde oriental de la Cordillera de Domeyko. Allí, el importante desplazamiento del basamento hace suponer que los últimos movimientos de éste se encuentran favorecidos por una estructura plana tipo “flat”, posiblemente sobre los depósitos evaporíticos de la Formación Naranja. La configuración previa a estos desplazamientos probablemente responde a las múltiples geometrías de inversión desarrolladas a lo largo de la Cordillera de Domeyko como lo propone Amilibia et al. (2008).

La síntesis realizada para las regiones de Arco, Puna y Cordillera Oriental indica que la estructura, tanto de escama gruesa como fina de esta región, está íntimamente ligada con la estructura observada en el sector de la Cordillera de Domeyko y Salar de Atacama.

Después de varias iteraciones de prueba y error la interpretación más simple que permite unir la estructura profunda de la Cuenca del Salar con el Arco, la Puna y Cordillera Oriental es un gran anticlinal de rampa que traspasa la deformación hacia el este (Figura 5.1). Sobre este nivel la deformación se amortigua a partir de un sistema imbricado bivergente en la Cordillera Oriental y sistemas tipo “pop up” en la Puna. Mientras que en el occidente, en la Cordillera de Domeyko y la Cuenca de Atacama, la estructura es más bien un sistema de faja plegada y corrida de vergencia este. La deformación compresiva habría comenzado durante el Cretácico Tardío en el borde oriental de la Cordillera de Domeyko, como un frente muy acotado que se extendió al este involucrando, al menos, al Cordón de Lila. Es decir la Fase tectónica Peruana se habría concentrado, de acuerdo a este modelo, entre Lila y Domeyko. La Fase KT habría acentuado la deformación entre Domeyko y Lila. La deformación de escama gruesa, que es la causante principal de la deformación, recién durante el Eoceno se hace presente en la Puna. Esta compresión alcanzó la Cordillera Oriental asociada a la inversión tectónica de los depósitos del Rift de Salta (Salfity y Marquillas, 1999; Heredia et al., 1999; Kley et al., 2005; Carrera et al., 2008). El inicio de esta deformación ha sido estimada en dos momentos distintos, mientras unos autores proponen que es Eoceno – Oligoceno asociada a la Fase Incaica (Salfity y Marquillas, 1999; Kley et al., 2005), otros sugieren que es esencialmente Mioceno asociada a la Fase Quechua (Heredia et al., 1999; Rubiolo et al., 2001; Carrera et al., 2008). Así, según el autor considerado, se podría decir (1) que la Fase Incaica alcanzó la Cordillera Oriental donde generó

un importante acortamiento (2) que esta cordillera es esencialmente resultado de la Fase Quechua. A pesar de las discrepancias en el inicio del desarrollo de esta cordillera, varios autores aceptan que la deformación fue migrando al este durante el Mioceno (al menos Temprano) asociada con un importante acortamiento (Heredia et al., 1999; Rubiolo et al., 2001; Kley et al., 2005; Carrera et al., 2008) para luego migrar hacia el antepaís.

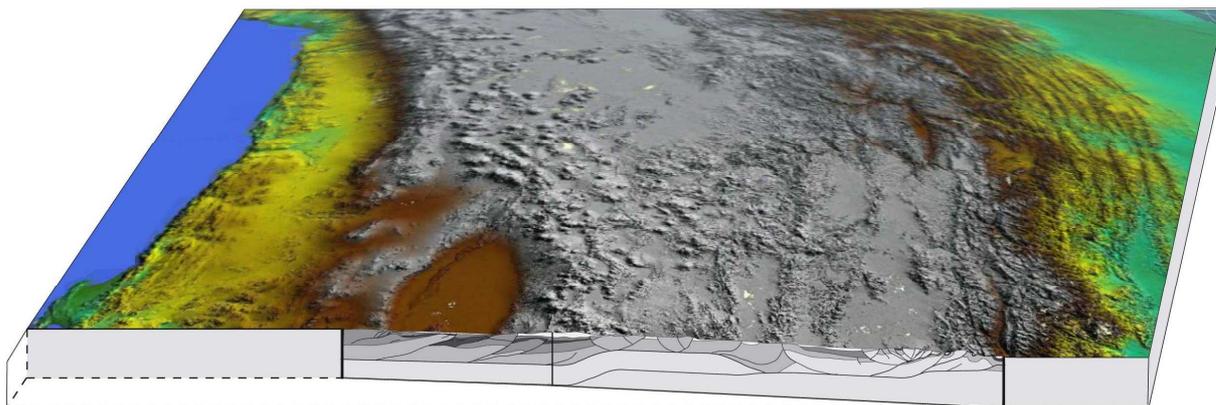


Figura 5.1: Modelo de elevación mostrando el modelo cortical Andino propuesto para el segmento de los Andes Centrales comprendido entre el borde oriental de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Oriental entre los 23 – 24° S.

Según el modelo cortical Andino propuesto (figura 4.5, Figura 5.1), desde el Cretácico Tardío hasta el presente se acumuló un acortamiento mínimo de 210 km equivalente a 36%. El acortamiento está concentrado principalmente en la Cordillera Oriental, es decir, dependiendo de los autores será Eoceno o Mioceno. Bajo la Puna la variación mayor en el espesor cortical está dado en este modelo simple por la gran lámina de basamento (anticlinal de rampa) que se duplica. Si se considera los valores de acortamiento tectónico “equivalente” necesario para explicar los Andes únicamente por este proceso (Kley y Monaldi, 1998), el valor obtenido en este trabajo no solo es mucho más cercano a lo requerido (~ 275 km según Kley y Monaldi, 1998) sino que también está en mayor concordancia con los resultados y estimaciones para el resto del orógeno.

Por otra parte, considerando el modelo propuesto, se puede calcular, en base a la medición directa en la sección estructural construida y en la sección restaurada, que en la Puna la variación vertical fue de 12 a 14 km. Por otra parte, en la actual zona del Salar de Atacama, se puede estimar de

igual manera un aumento del espesor cortical únicamente por apilamiento tectónico de unos 8 a 9 km. Así mismo, en la Cordillera Oriental, el engrosamiento por apilamiento tectónico estaría cercano a los 10 km. Considerando que durante el límite Cretácico Superior-Terciario hubo una trasgresión marina (Formación Yacoraite, Salfity y Marquillas, 1994; Estratos de Cerro Totola, Arriagada et al., 1999; o Unidad A de Muñoz et al., 2002), se puede indicar que en ese momento hubo una corteza de aproximadamente 40 km de espesor. Así, según el modelo cortical propuesto, la corteza se habría engrosado por apilamiento tectónico hasta unos 50 km bajo el Salar de Atacama, unos 52 km bajo la Puna y unos 50 km bajo la Cordillera Oriental. Si se comparan estos valores con los modelos geofísicos disponibles para la profundidad del Moho a esta latitud (Tassara y Echaurren, 2012), el modelo cortical propuesto permite explicar el 80% del actual espesor cortical bajo la Cuenca de Atacama y la Puna y el 90% bajo la Cordillera Oriental. Sin embargo, si se considera solo el espesor agregado desde el Cretácico Tardío al reciente, el modelo explica el 50% bajo la Cuenca de Atacama, el 55% bajo la Puna y el 65 % bajo la Cordillera Oriental. Estos resultados reafirman la importancia del acortamiento tectónico en el espesor cortical y son solo una primera aproximación al acortamiento “escondido” en este segmento de los Andes Centrales (ver resumen en tabla 5.1). La diferencia puede deberse a múltiples motivos dentro de los que destacan, en una primera instancia, una subestimación del acortamiento tectónico o de la profundidad de los despegues que controlan la deformación. Por otra parte, no se consideraron todas las regiones que acumulan acortamiento a esta latitud como es la porción del antearco entre la Cordillera de Domeyko y la subducción, el sistema de Santa Bárbara; así como tampoco el acortamiento y alzamiento asociado al “underthrusting” del Cratón Brasileiro desde la Cordillera Oriental hasta el antepaís (Beck y Zandt et al., 2002). Luego, se debe considerar el aporte de los procesos profundos de naturaleza más dúctil en la corteza inferior y/o manto litosférico como ya ha sido previamente propuesto para esta zona (eg. Kay et al., 1994; Husson y Sempere, 2003).

<b>Espesor cortical</b>	<b>Cuenca de Atacama</b>	<b>Puna</b>	<b>Cordillera Oriental</b>
Espesor cortical explicado por apilamiento tectónico	8-9 km	12-14 km	10 km
Espesor cortical alcanzado a partir de límite KT	~ 50 km	~ 52 km	~ 50 km
Porcentaje del espesor actual explicado	80 %	90 %	80 %
Porcentaje del espesor agregado a partir del límite KT	50 %	55 %	65 %

Tabla 5.1: Valores de espesores corticales explicados a partir del modelo cortical propuesto (figura 4.5). Estos se obtuvieron comparando las variaciones verticales de la situación actual modelada respecto de la situación restaurada. Por otra parte, se considera que para el límite KT la corteza era cercana a lo 40km (ver argumentos en texto) y la profundidad estimada del moho en Tassara y Echaurren, (2012).

## 6. Conclusiones

- Durante el Cretácico Superior y hasta la fase tectónica KT la Cuenca de Atacama acomodó un 15% de acortamiento (16 km), principalmente debido a movimientos en el Cordón de Lila. Luego, durante el Paleógeno, acomodó un 19% (22 km) extra asociado a una fuerte actividad en el borde oriental de la Cordillera de Domeyko. Así, en su conjunto, la Cuenca de Atacama registra un 34% de acortamiento tectónico equivalente a 38 km.
- Durante el Eoceno-Oligoceno, Fase Incaica, se desarrolló una cuenca de antepaís asimétrica con dos frentes de deformación, uno principal al oeste (Salar de Atacama) de vergencia este y uno secundario al oeste (Puna y probablemente Cordillera Oriental) bivergente. La gran extensión de este sistema de antepaís generó muchos frentes activos y cuencas intermontanas probablemente vinculados por una misma superficie de despegue en profundidad.
- La Fase Incaica está registrada y ocurre durante la acumulación de las Formaciones Naranja y Loma Amarilla es decir, en torno a ~58 Ma (Gardeweg et al., 1994) y antes de los ~43,8Ma (Hammersmidt et al., 1992). Esta fase acomodó localmente en el borde occidental de la Cuenca de Atacama un acortamiento tectónico cercano al 50%.
- A partir del Neógeno la Cuenca de Atacama pasa a ser una cuenca intermontana transportada hacia el este donde se ubican los frentes orogénicos de mayor actividad.
- La deformación observada en la Puna puede ser explicada por la presencia de un despegue en la corteza cercano a los 12 km. Este despegue puede corresponder al mismo despegue que controló la evolución Incaica en la Cuenca de Atacama pues ambos sistemas eran parte de un mismo antepaís. Por esto se espera que dicho despegue presente una geometría en escalón bajo el CVZ.
- El modelo estructural construido sugiere que la deformación cortical estaría controlada por dos despegues generando una geometría dúplex. Estos despegues habrían actuado en

momentos distintos, el más somero durante el Cretácico Superior y Paleógeno y, el segundo, del Eoceno - Oligoceno ó Mioceno al reciente. La lámina de basamento alzada permite explicar el alzamiento de la Puna sin generar un importante acortamiento en superficie. Este modelo estructural constituye una solución geométrica que explica las principales características geológicas observadas a esta latitud. Así, según este modelo, esta parte del Oroígeno Andino habría acomodado 210 km equivalentes a un 36% de acortamiento tectónico.

- Por último, la estructura bajo el CVZ probablemente está controlada por estructuras de escama gruesa con una vergencia general hacia el este. Además, estas estructuras probablemente generaron cuencas compresivas tipo Cuenca de Atacama o tipo Puna durante el Eoceno - Oligoceno. Así, el actual arco volcánico se habría instalado en un contexto compresivo asociado a estructuras profundas de vergencia este.

## 7. Bibliografía

- ALLMENDINGER, R. W. Y GUBBELS T. 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia, *Tectonophysics*, 259, 1 – 13.
- ALLMENDINGER, R. W., JORDAN T. E., KAY S. M. Y ISACKS B. 1997. The evolution of the Altiplano- Puna Plateau of the central Andes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25, 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* 30 (12): 1520-1539.
- ANCORP WORKING GROUP 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)), *J. Geophys. Res.*, 108(B7), 2328, doi:10.1029/2002JB001771.
- ANDRIESSEN, P.A.M. Y REUTTER, K-J. 1994. K-Ar and fission track mineral age determination of igneous rocks related to multiple magmatic are systems along the 23°S Latitude of Chile and NW Argentina. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K-J.; Scheuber, E.; Wigger, R; editors). Springer-Verlag: 141-153. Berlin.
- ARRIAGADA, C., 1999. Geología y Paleomagnetismo del Borde Oriental de la Cordillera de Domeyko entre los 22°45' y 23°30' latitud Sur. II Región, Chile. MSc thesis, Univ. pp. 1–176

- ARRIAGADA, C., ROPERCH P. Y MPODOZIS C. 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (22\_450–23\_300S), *Tectonophysics*, 326, 153 – 171.
  
- 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* 25 (TC1008): 1-19.
  
- ARRIAGADA, C., ROPERCH, P., MPODOZIS, C., DUPONT- NIVET, G., COBBOLD, P.R., CHAUVIN, A. Y CORTÉS, J. 2003. Paleogene clockwise tectonic rotations in the fore-arc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research* 108 (B1): 101-122.
  
- ARRIAGADA, C., ROPERCH P., MPODOZIS C. Y COBBOLD P. R. 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view, *Tectonics*, 27, TC6014, doi:10.1029/2008TC002269.
  
- BARNES, J.B., EHLERS, T.A., MCQUARRIE, N., O’SULLIVAN, P.B., Y TAWACKOLI, S. 2008, Thermochronometer record of central Andean Plateau growth, Bolivia (19.5°S): *Tectonics*, v. 27, TC3003, doi: 10.1029/2007TC002174.
  
- 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.

- BECK, S. L. Y ZANDT, G. 2002. The nature of orogenic crust in the central Andes, J. Geophys. Res., 107(B10), 2230, doi:10.1029/2000JB000124, 2002.
  
- BLASCO, G Y ZAPPETTINI E. 1996. Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, provincias de Jujuy y Salta. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 217. Buenos Aires.
  
- BRÜGGEN, J. 1934. Las Formaciones de Sal y Petróleo de la Puna de Atacama. Bol. Min. Petrol., Santiago 32, 105–122.
  
- BRÜGGEN, J. 1942. Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. Proc. Congr. Pan. Ing. Min. Geol., Santiago 2, 342– 367.
  
- BRÜGGEN, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Inst. Geog. Militar, Santiago, 1 – 374.
  
- CAFFE P., COIRA B., CHAYLE W., DÍAZ A., MARTÍNEZ M., OROSCO O., PEREZ A., PEREZ B., RAMIREZ A. Y ROSAS S. 2001. Hoja Geológica 2366-I, Mina Pirquitas. Provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 269, p. Buenos Aires.
  
- CARRAPA, B., ADELMAN, D., HILLEY, G.E., MORTIMER, E., SOBEL, E.R. Y STRECKER, M.R. 2005. Oligocene uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes: Tectonics, v. 24, p. 1–19, doi: 10.1029/2004TC001762.

- CARRAPA, B. Y DECELLES P. G. 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina, *Tectonics*, 27, TC1015, doi:10.1029/2007TC002127.
  
- CARRERA, N., MUÑOZ, J. A., SÁBAT, F., ROCA, E. Y MONN, R. 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (Argentine Andes). *J. Struct. Geol.*, 28, 11:1921-1932.
  
- CHARRIER, R. Y REUTTER K. J. 1994. The Purilactis group of northern Chile: Boundary between arc and backarc from Late Cretaceous to Eocene, in *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin*, Editada por K. J. Reutter, E. Scheuber, y P. Wigger, pp. 189 – 202, Springer, New York.
  
- CHARRIER, R., PINTO, L. Y RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society: 21-114. London.
  
- CHARRIER, R., HÉRAIL, G., PINTO, L., GARCÍA, M., RIQUELME, R., FARÍAS, M. Y MUÑOZ, N. 2012. Cenozoic tectonic evolution in Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* doi: 10.1007/s00531-012-0801-4.
  
- CHONG, G. Y REUTTER K. J. 1985. Fenómenos de tectónica compresiva en las Sierras de Varas y de Argomedo, Precordillera Chilena, en ámbito del Paralelo 25\_ sur, paper presented at IV Congreso Geológico Chileno, Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

- CLADOUHOS, T. T., ALLMENDINGER, R.W., COIRA, B. Y FARRAR, E. 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southern Bolivia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, p. 209–228.
  
- COIRA B. Y KNOX W.J. 1989. Cenozoic Andean volcanism in the Argentine Puna. *Abstracts. 28th Int Geol Cong* 1:310–311.
  
- CONEY, P. J. Y EVENCHICK C. A. 1994. Consolidation of the American Cordilleras, *J. S. Am. Earth Sci.*, 7, 241 – 262.
  
- CONTRERAS-REYES, E., JARA J., GREVEMEYER I., RUIZ S. Y CARRIZO D. 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile, *Nature Geoscience.*, 5, 342-345, doi:10.1038/ngeo1447.
  
- COUTAND, I., COBBOLD, P.R., DE URREIZTIETA, M., GAUTIER, P., CHAUVIN, A., GAPAIS, D., ROSSELLO, E.A. Y LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina: *Tectonics*, v. 20, p. 210–234, doi: 10.1029/2000TC900031.
  
- COMINGUEZ, A. H. Y RAMOS, V.A. 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift of northwestern Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir, pp. 325–340. Tulsa.

- CRISTALLINI, E. O. Y RAMOS V. A. 2000. Thickskinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL), *Tectonophysics*, 317, 205–235, doi:10.1016/S0040-1951(99)00276-0.
  
- DE URREIZTIETA, M., GAPAIS, D., LE CORRE, C., COBBOLD, P. R. Y ROSSELLO, E. A. 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna plateau, northwestern Argentina, *Tectonophysics*, 254, 17 – 39, doi:10.1016/0040-1951(95)00071-2.
  
- DECELLES, P. G. Y HORTON B. K. 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115, 58 – 77.
  
- DELGADO, F. 2010. Estructura interna de la caldera la pacana (II Región) mediante gravimetría, MSc thesis, Univ. pp. 1–182.
  
- DINGMAN, R.J. 1963. Cuadrángulo Tular. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile* 11 (1:50.000), 1– 35.
  
- ELGER, K., ONCKEN O. Y GLODNY J. 2005. Plateau style accumulation of deformation: Southern Altiplano, *Tectonics*, 24, TC4020, doi:10.1029/ 2004TC001675.
  
- FARÍAS, M., CHARRIER R., COMTE D., MARTINOD J. Y HÉRAIL G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the

- depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19\_300S), *Tectonics*, 24, TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.
- FLINT, S., HARTLEY, A., REX, D., GUISE, P., TURNER, P. 1989. Geochronology of the Purilactis Formation, Northern Chile: an insight into Late Cretaceous/Early Tertiary basin dynamics of the Central Andes. *Rev. Geol. Chile* 16, 241–246.
  
  - FLINT, S., TURNER P., JOLLEY E. J. Y HARTLEY A. J. 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 603 – 617.
  
  - FORTT. M. A. 1981. Geología general de los cuadrángulos Cerro Químal, Laguna Tebinquiche, Llano de la Paciencia y Salar de Atacama, II Región, escala 1: 100.000. *Inst. Invest. Geol. (inédito)* , 48 p. Santiago.
  
  - GARCÍA, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. En *Simposium sobre el Geosinclinal Andino. Soco Geol Chile*, No. 3, 138 p. Santiago, Chile, 1962.
  
  - GARDEWEG, M. Y RAMÍREZ, C.F. 1985. Hoja Río Zapaleri. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. N°66, 89 pp.
  
  - GARDEWEG, M., PINO, H., RAMÍREZ, C.F. Y DAVIDSON, J. 1994. Mapa Geológico del área de Imilac y Sierra Almeida, Región de Antofagasta. *Serv. Nac. Geol. Min., Doc. Trabajo 7* (1:100,000).

- GARDEWEG, M. Y RAMÍREZ, C.F. 1987. La Pacana Caldera Y the Atana ignimbritea major ash-flow and resurgent caldera in the Andes of Northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 49, 547–566.
  
- GERBAULT, M. Y WILLINGSHOFER, E. 2004. Lower crust indentation or horizontal ductile flow during continental collision?, *Tectonophysics* 387 (2004) 169 – 187.
  
- 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, *J. S. Am. Earth Sci.*, 12, 201– 220.
  
- GONZALEZ, G., CEMBRANO, J., ARON, F., VELOSO, E.E. Y SHYU, J.B.H. 2009. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23S–24S). *Tectonics* 28(6):TC6003.
  
- GONZÁLEZ, M., TCHILINGUIRIAN, P., PEREYRA, F., RAMALLO, E. Y EDGAR, O. 2004. Hoja Geológica 2366 – IV, Ciudad del Libertador General San Martín. Provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 274, p. Buenos Aires.
  
- GÖTZE, H-J. Y KRAUSE, S. 2002. The Central Andean gravity high, a relic of an old subduction complex? *Journal of South American Earth Sciences* 14, 799 – 811.
  
- GUBBELS, T. L., ISACKS, B. L. Y FARRAR, E. 1993. High level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes, *Geology*, 21, 695 – 698.

- HARTLEY, A., FLINT, S., TURNER, P., 1988. A proposed lithostratigraphy for the Cretaceous Purilactis Formation, Antofagasta Province, northern Chile. Proc. V Congr. Geol. Chileno 3, H83–H99.
  
- HARTLEY, A. J., FLINT, S., TURNER, P. Y JOLLEY, E. J. 1992. Tectonic controls on the development of a semiarid, alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (upper Cretaceous- Eocene), northern Chile, J. S. Am. Earth Sci., 5, 275 – 296.
  
- HAMMERSCHMIDT, K., DOBEL, R. Y FRIEDRICHSEN, H. 1992. Implication of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Tertiary volcanics rocks from the north-Chilean Precordillera, Tectonophysics, 202, 55 – 81.
  
- HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., SEGGIARO, R.E. Y GONZÁLEZ, M.A. 1999. Estructuras de inversión tectónica en la Cordillera Oriental de los Andes entre 23° y 24°S, provincia de Jujuy, NO de Argentina. Acta Geológica Hispánica, v. 32 (1997), no 1-2, p. 93-101.
  
- HORTON, B.K., HAMPTON, B.A. Y WAANDERS, G.L. 2001. Paleogenesynorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p.1387–1400, doi: 10.1130/0016-7606(2001)113<1387:PSSITA>2.0.CO;2.
  
- HORTON, B. K. 2005. Revised deformation history of the central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia, Tectonics, 24, TC3011, doi:10.1029/2003TC001619.

- HUSSON, L. 2001. Dynamique et régime thermique des chaînes de montagnes Application aux Andes centrales, Ph.D. thesis Ecole Normale Supérieure de Lyon, France, 2001.
  
- HUSSON, L., Y SEMPERE T. 2003. Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow, *Geophys. Res. Lett.* , 30(5), 1243, doi:10.1029/2002GL016877.
  
- HOKE, G.D. Y GARZIONE, C.N. 2008. Paleosurfaces, paleoelevation, and the mechanisms for the late Miocene topographic development of the Altiplano plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi:10.1016/j.epsl.2008.04.008
  
- ISACKS, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231.
  
- JAMES, D. E., 1971. Andean crustal and upper mantle structure: *Jour. Geophys. Research*, v. 76, p. 3246-3271.
  
- 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, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341–361, doi:10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2.

- JORDAN, T. E., MUÑOZ, N., HEIN, M., LOWENSTEIN, T., GODFREY, L. Y YU, J. 2002. Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114, 1406 – 1421.
  
- JORDAN, T.E., MPODOZIS, C., MUÑOZ, N., BLANCO, P., PANANONT, M. Y GARDEWEG. M. 2007. Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 122-146.
  
- KAY, S.M., COIRA, B. Y VIRAMONTE, J. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *J. Geophys. Res.* 99, 24323–24339.
  
- KLEY, J., MÜLLER, J., TAWACKOLI, S., JACOBESHAGEN, V. Y MANUTSOGLU, E. 1997. Pre-Andean and Andeanage deformation in the eastern Cordillera of southern Bolivia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, p. 1–19.
  
- KLEY, J. Y MONALDI, C. R. 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the central Andes: How good is the correlation?, *Geology*, 26, 723 – 726, doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0723:TSACTI>2.3.CO;2.
  
- KLEY, J., MONALDI, C. Y SALFITY, J. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, Vol. 301, p. 75-94.
  
- KLEY, J., ROSSELLO E., MONALDI, C. Y HABIGHORST, B. (2005), Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina, *Tectonophysics*, 399 (2005) 155 – 172

- LAHSEN, A. 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth Sci Rev* 18:285—302.
  
- LAMB, S., HOKE, L., KENNAN, L. y DEWEY, J. 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In: BURG, J. y FORD, M. (eds) *Orogeny Through Time*. Geological Society, London, Special Publications, 121, 237–264.
  
- MACELLARI, C. E., SU, M. J. Y TOWNSEND, F. 1991. Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin, northern Chile, paper presented at VI Congreso Geológico Chileno, Univ. de Chile, Viña del Mar, Chile.
  
- MAKSAEV, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 31, escala 1:50.000.
  
- MAKSAEV, V. Y ZENTILLI, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis, *Explor. Min. Geol.*, 8, 65 – 89.
  
- MARINOVIC, N. Y LAHSEN, A. 1984. Geología de la Hoja Calama. Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 58, 140 p. Santiago.

- MATTHEWS, S.J., MARQUILLAS, R.J., KEMP, A.J., GRANGE, F.K. Y GARDEWEG, M.C. 1996. Active skarn formation beneath Lascar volcano, northern Chile: a petrographic and geochemical study of xenoliths in eruption products. *J. Metamorph. Geol.* 14, 509– 530.
  
- MARTÍNEZ F., ARRIAGADA C., MPODOZIS C. Y PEÑA M., 2011. The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile, *Andean Geology* 39, 2, 258-278.
  
- MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., PEÑA, M., DEL REAL, I. Y DECKART, K. 2012. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile, *Journal of South American Earth Science*, doi: 10.1016/j.jsames.2012.07.001.
  
- MCQUARRIE, N. 2002. The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114, 950–963, doi:10.1130/0016-7606(2002) 114<0950:TKHOTC>2.0.CO;2.
  
- MCQUARRIE, N., HORTON, B. K., ZANDT, G., BECK, S., AND DECELLES, P. G. 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau, *Tectonophysics*, 399, 15 – 37, doi:10.1016/j.tecto.2004.12.013.
  
- MCQUARRIE, N., BARNES J. B. Y EHLERS, T. A. 2008. Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15–17°S), *Tectonics*, 27, TC3007, doi:10.1029/2006TC002054.

- MPODOZIS, C., ARRIAGADA, C., BASSO, P., ROPERCH, P., COBBOLD, P. Y REICH, M. 2005. Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Atacama (Purilactis) Basin, Antofagasta region, northern Chile: insight into the earlier stages of central Andean tectonic evolution. *Tectonophysics* 399: 125-154.
  
- MPODOZIS, C. Y CORNEJO, P. 1997. El rift Triásico- Sinemuriano de Sierra Exploradora, Cordillera de Domeyko 25°-26°S): Asociaciones de facies y reconstrucción tectónica. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas: 1550-554. Antofagasta.
  
- MPODOZIS, C., HERVÉ, F., DAVIDSON, J. Y RIVANO, S. 1983. Los granitoides de Cerros de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico inferior en los Andes del Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 18: 3-14.
  
- MULLER, J., KLEY, J. Y JACOBESHAGEN, V. 2002. Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S). *Tectonics* 21 (5), 1-1– 1-24.
  
- MUNDACA P. 1982. Estratigrafía de los Cuadrángulos Aguada de la Teca y Barros Arana, Provincia El Loa, 11 Región. Taller de Título 11, Univ. Chile, Depto. Geol. y Geofís., (Inédito) 87 p. Santiago.
  
- MUÑOZ, N., CHARRIER, R., Y REUTTER, J. K. 1997. Evolución de la Cuenca del Salar de Atacama: Inversión tectónica y relleno de una cuenca de antepaís de retroarco, paper presented at VIII Congreso Geológico Chileno, Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

- MUÑOZ, N., CHARRIER, R. Y JORDAN, T. E. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama basin, northern Chile, *Rev. Geol. Chile*, 29, 3-- 29.
  
- PANANONT, P., MPODOZIS C., BLANCO N., JORDAN T. E. Y BROWN, L. D. 2004. Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile, *Tectonics*, 23, TC6007, doi:10.1029/ 2003TC001595.
  
- RANDALL, D. E., TOMLINSON, A. J. Y TAYLOR, G. K. 2001. Paleomagnetically defined rotations from the Precordillera of northern Chile: Evidence of localized in situ fault-controlled rotations, *Tectonics*, 20, 235 – 254.
  
- RAMÍREZ, C. F. Y GARDEWEG, M. 1982. Hoja Toconao; Región de Antofagasta, 1:250,000, *Carta Geol. Chile*, 54, 122 pp.
  
- RAMOS, V.A., 1999. Las Provincias Geológicas del territorio argentino. In: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29: 41–96.
  
- REUTTER, K.-I., SCHEUBER, E. Y HELMCKE, D. 1996. The Pre-cordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip fault. *Tectonophysics* 259: 213-228.
  
- REUTTER, K.-J. 2006. The Salar de Atacama Basin: A subsiding block within the western edge of the Altiplano-Puna Plateau, in *The Andes Active Subduction Orogeny*, edited by O. Oncken et al., pp. 303 – 325, Springer, Berlin.

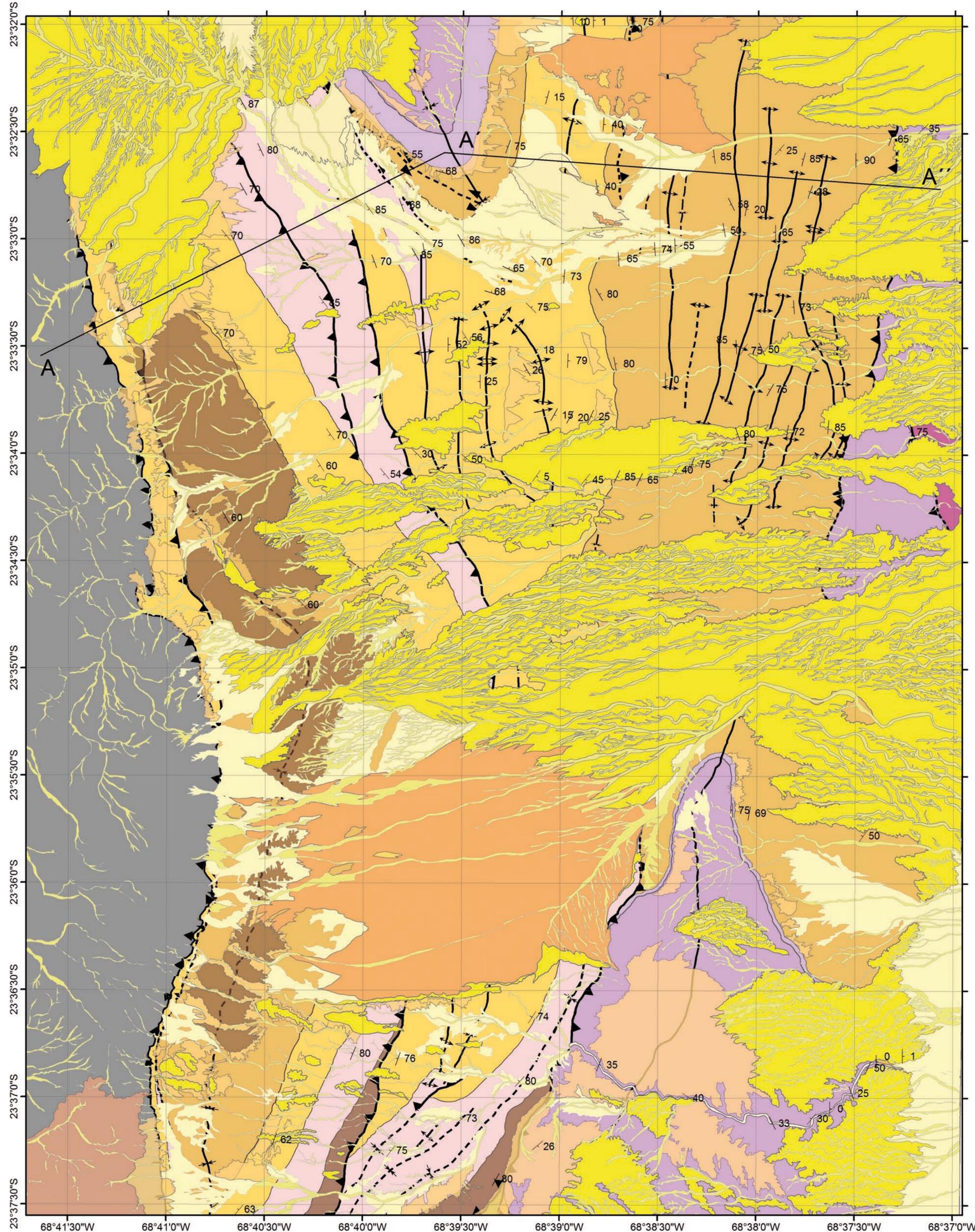
- ROEDER, D. 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (province of La Paz, Bolivia): *Tectonics*, v. 7, p. 23–39.
  
- ROPERCH, P., FORNARI, M., HÉRAIL, G. Y PARRAGUEZ, G. 2000. Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: implications for the geodynamic evolution of the Central Andes during the late Tertiary. *J. Geophys. Res.* 105, 795–820.
  
- RUBIOLO D., SEGGIARO, R., GALLARDO, E., DISALVO, A, SANCHEZ, M., TUREL, A., RAMALLO, E., SANDRUSS, A. Y GODEAS, M. 2001. Hoja Geológica 2366-II / 2166-IV, La Quiaca. Geología y Provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 246, p. Buenos Aires.
  
- SALFITY, J.A. Y MARQUILLAS, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous–Eocene Salta Group basin, Argentina. In: Salfity, J.A. (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes*. Vieweg, Braunschweig, pp. 266– 315.
  
- SALFITY, J. Y MARQUILLAS, R. 1999. La Cuenca Cretácico-Terciaria del Norte Argentino. Instituto de Geología y recursos minerales. *Geología Argentina. Anales* 29 (7): 613-626. Buenos Aires.
  
- SHEFFELS, B. M. 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes, *Geology*, 18, 807– 922.
  
- SCHMITZ, M. 1994. A balanced model of the southern central Andes, *Tectonics*, 13, 484–492.

- SCHMITZ, M. Y KLEY, J. 1997. The geometry of the central Andean backarc crust: joint interpretation of cross-section balancing and seismic refraction data. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (1), 99-110.
  
- SCHURR, B., RIETBROCK, A., ASCH, G., KIND, R. Y ONCKEN, O. 2006. Evidence for lithospheric detachment in the central Andes from local earthquake tomography, *Tectonophysics*, 415, 203 – 223.
  
- SEMPERE T., HERAIL, G., OLLER, J. Y BONHOMME, M. 1990. Late Oligocene - Early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18, 496-949.
  
- SEMPERE, T., BUTLER, R.F., RICHARDS, D.R., MARSHALL, L.G., SHARP, W. Y SWISHER, C.C. 1997. Stratigraphy and chronology of late Cretaceous–early Paleogene strata in Bolivia and northern Argentina. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 109, 709 – 727.
  
- SKARMETA, J. y MARINOVIC, N. 1981. Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 51.
  
- SOBOLEV, S. V. Y BABEYKO, A. Y. 2005. What drives orogeny in the Andes?, *Geology*, 33, 617 – 620.
  
- SOMOZA, R. Y TOMLINSON, A. 2002. Paleomagnetism in the Precordillera of northern Chile (22°30'S): Implications for the history of tectonic rotations in the central Andes. *EarthPlanetScienceLetters* 194: 369-381.

- TASSARA, A Y ECHAURREN, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, Volume 189, Issue 1, pages 161–168. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2012.05397.x
  
- VANDERVOORT, D.S., JORDAN, T.E., ZEITLER, P.K. Y ALONSO, R.N. 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes, *Geology*, 23, 145-148.
  
- 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*, 23, TC4004, doi:10.1029/ 2003TC001519.
  
- WHITMAN, D., ISACKS, B. Y KAY, S. 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andean Plateau: Topography, tectonics and timing, *Tectonophysics*, 259, 29– 40.
  
- YUAN, X., SOBOLEV, S. V. Y KIND, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199, 389– 402.
  
- ZAPPETTINI, E. O. Y BLASCO, G., 2001. Hoja Geológica 2569-II, Socompa. Provincia de Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 260, 62 p. Buenos Aires.

# Mapa Cerro Negro

## Leyenda



### Depósitos No Consolidados

- Depósitos Fluviales
- Depósitos Aluviales II
- Depósitos Aluviales I
- Depósitos Coluviales
- Abanicos Aluviales II
- Abanicos Aluviales I
- Gravas III: Depósitos de gravas aterrazadas
- Gravas II: Depósitos aterrazados levemente basculados al E
- Gravas I

### Formación San Pedro

Osp: más de 2000 m de areniscas, limolitas y arcillolitas, con intercalaciones de conglomerados, tobas, yeso y sal (Dingman, 1963). Atribuida al Oligoceno Medio-Superior (Marinovic y Lahsen, 1984; Ramírez y Gardeweg, 1982; Flint, 1985).

### Formación Loma Amarilla

LAb: Aglomerados, brechas y conglomerados macizos de color gris claro, con matriz tobácea y clastos volcánicos decimétricos a métricos (Arriagada 1999).

LAa: 180 - 200 metros de tobas (Arriagada 1999). Posee edades del Eoceno Superior ya sea por K/Ar en plagioclasa ( $39.3 \pm 3$  Ma (Ramírez y Gardeweg, 1982)) como por edades  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  en Biotita ( $43.8 \pm 0.5$  Ma y  $42.2 \pm 0.9$  Ma (Hammerschmidt et al., 1992)).

### Formación Naranja

Nd: Este miembro comienza con areniscas finas a medias de color rojizo que se acúñan hacia el este seguidas de una alternancia de conglomerados con niveles centimétricos de areniscas medias a gruesas de color rojizo con niveles de limolitas de color amarillo. Esta unidad, por presentar gran contraste de competencia en sus componentes permite la generación de múltiples despegues que generan una deformación de corta longitud de onda.

Nc: Areniscas finas a gruesas, con menor presencia de conglomerados. Hacia el Cerro Negro se distinguen diferentes niveles métricos de arenisca de color amarillo pálido, naranja y rojizo, las cuales se acúñan hacia el este hasta desaparecer algunas de estas.

Nb: Intercalaciones métricas de limolitas, areniscas finas a medias de color pardo claro a naranja, niveles decimétricos evaporíticos y, en menor medida, niveles conglomerádicos. Por su baja competencia es la responsable de la generación de grandes despegues en la secuencia, sin embargo, la gran presencia de limolitas y areniscas le permiten un comportamiento competente.

Na: Intercalaciones métricas y decimétricas de limolitas, areniscas finas pardas y niveles evaporíticos.

### Estratos El Bordo

Pzeb: (Carbonífero superior - Pérmico inferior) Andesitas y andesitas basálticas, brechas y tobas andesíticas (Arriagada 1999)

### Estructuras

- Falla Inversa
- Falla inversa inferida
- Anticlinal
- Monoclinal
- Sinclinal

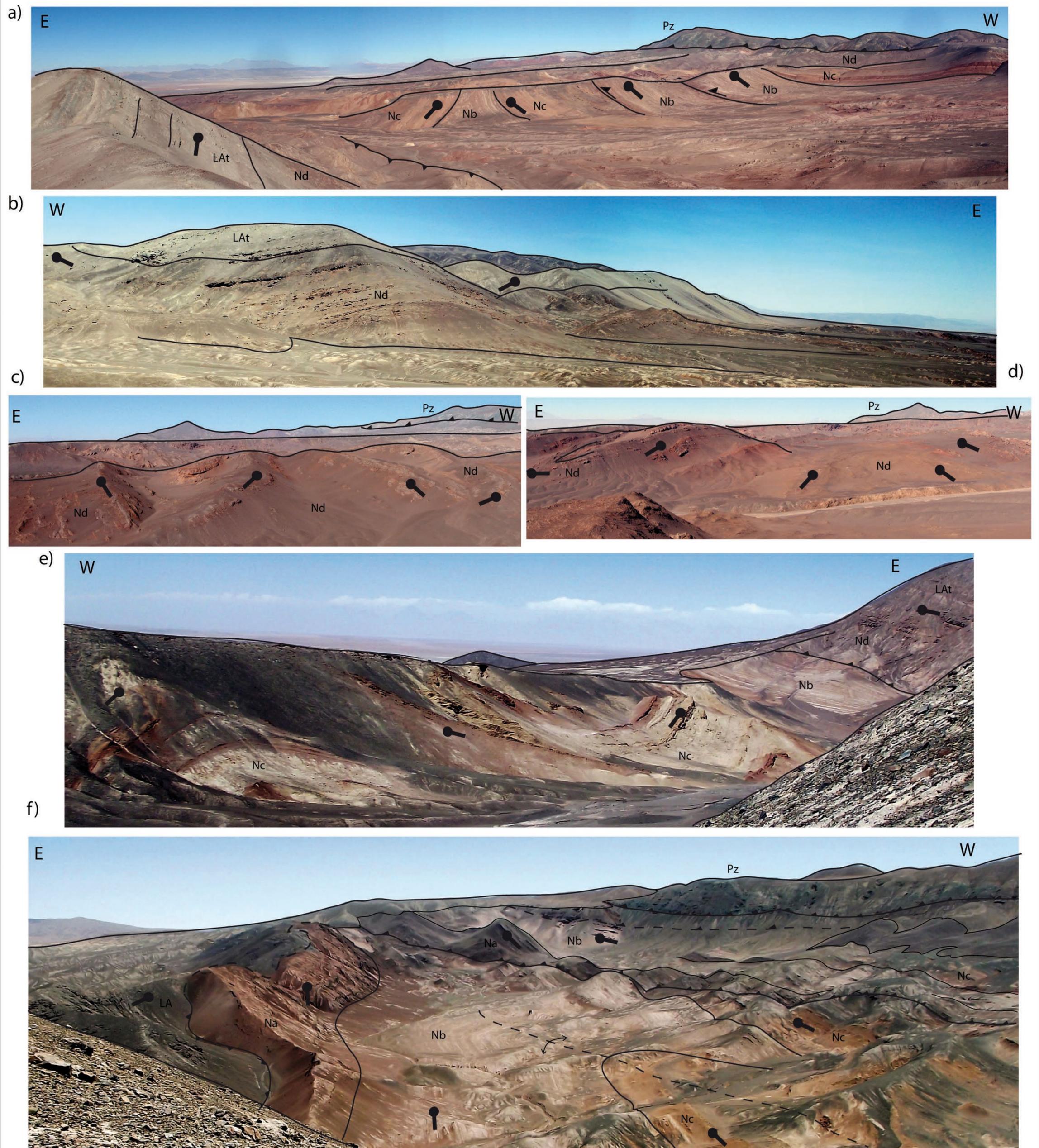
### Puntos

Rumbo/Manteo

A - A' - A'': Traza Sección Cerro Negro (1:50.000)



ANEXO B

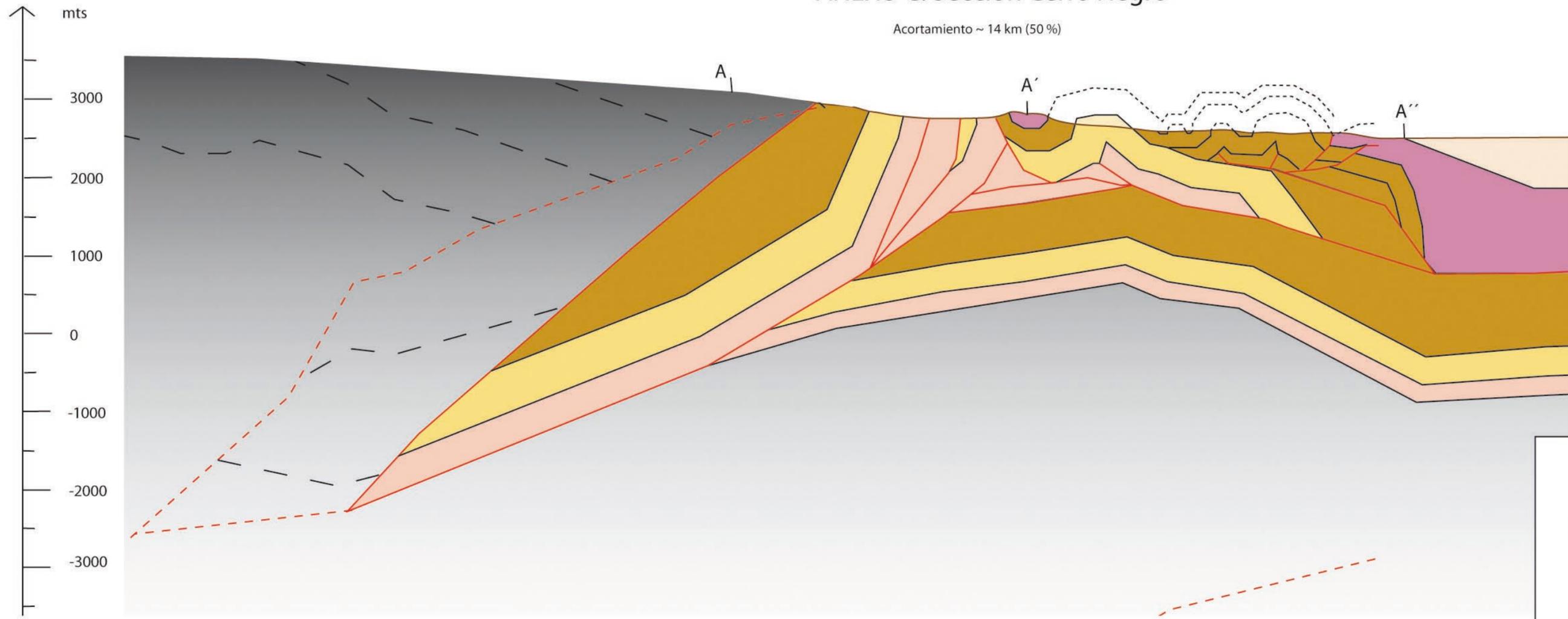


# ANEXO C: Sección Cerro Negro

Acortamiento ~ 14 km (50%)

0 1 2 3 Km

1:50:000



AA'A''': Traza perfil en Anexo A

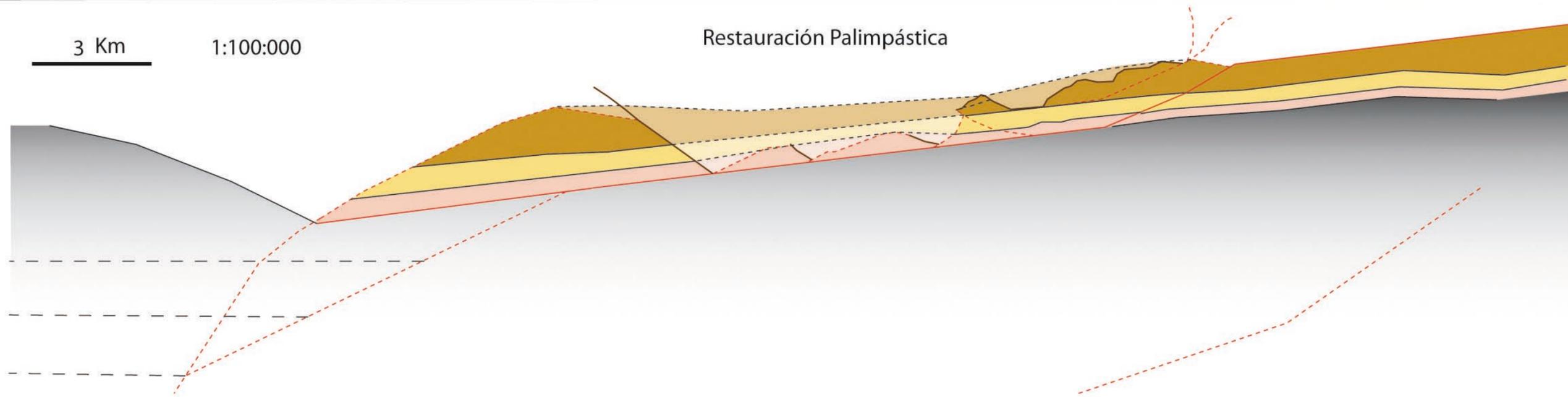
## Simbología

-  Falla Inversa
-  Contacto litológico inferido
-  Falla inversa inferida

3 Km

1:100:000

## Restauración Palimpástica



## Anexo D

Lista de referencias correspondiente a la Figura 1.1

Numero	Referencia
1	Gil Rodríguez et al. (2001)
2	Kley y Monaldi (1998)
3	Roeder y Chamberlain (1995)
4	Baby et al. (1989)
5	Roeder (1988)
6	Mcquarrie et al. (2008)
7	Baby et al. (1997)
8	McQuarrie y DeCelles (2001)
9	Lamb y Hoke (1997)
10	McQuarrie y DeCelles (2001)
11	McQuarrie (2002)
12	Baby et al. (1993)
13	Sheffels (1990)
14	Barke et al. (2007)
15	McQuarrie (2002)
16	McQuarrie y DeCelles (2001)
17	Herail et al. (1990)
18	Mcquarrie et al. (2008)
19	Elger et al. (2005)
20	Victor et al. (2004)
21	Dunn et al. (1995); Kley (1996); Kley et al. (1997); Baby et al. (1997)
22	Barke et al. (2007)
23	Muller et al. (2002)
24	Rubiolo et al. (2001)
25	Allmendinger y Zapata (1996)
26	Barke et al. (2007)
27	Echavarria et al. (2003)
28	Rubiolo et al. (2001)
29	Heredia et al. (1999)
30	Delgado (2010)
31	Coutand et al. (2001)
32	Cladouhos et al. (1994)
33	Mon et al. (1993); Monaldi y Kley (1997); Kley y Monaldi (1998)
34	Carrera et al. (2006)
35	Heredia et al. (1999)
36	Coutand et al. (2001)
37	Grier et al. (1991)
38	Allmendinger (1986)
39	de Urreiztieta et al. (1996)
40	de Urreiztieta et al. (1996)
41	Martínez et al. (2011)
42	Martínez et al. (2011)
43	Martínez et al. (2011)
44	Martínez et al. (2012)

Allmendinger, R. W., 1986, Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 1070-1082.

Allmendinger, R.W. y Zapata, T.R., 1996, Imaging the Andean structure of the Eastern Cordillera on reprocessed YPF seismic reflection data: in *Extended abstracts, Volume II, XIII, Congreso Geológico Argentino y III, Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires, Argentina: 125–134, Buenos Aires.

Baby, P., Guillier, B., Oller, J., y Montemurro, G., 1993, Modele cinematique de la Zone Subandine du Coude de Santa Cruz (entre 16°S et 19°S, Bolivie) deduit de la construction de cartes equilibrees: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris, II*, v. 317, p. 1477–1483.

Baby, P., Herail, G., Lopez, J.M., Oller, J., Pareja, J., Sempere, T. y Tufino, D., 1989, Structure de la zone subandine de Bolivie: Influence de la geometrie de series sedimentaires anteorogeniques anteorogeniques sur la propagation de chevauchements: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris, II*, v. 309, p. 1717-1722.

Baby, P., Rochat, P., Mascle, G. y Herail, G., 1997, Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the central Andes: *Geology*, v. 25, p. 883–886.

Barke, R., Lamb, S., and MacNiocaill, C., 2007, Late Cenozoic bending of the Bolivian Andes: New paleomagnetic and kinematic constraints: *Journal of Geophysical Research*, v. 112, B01101, doi:10.1029/2006JB004372.

Carrera, N., Muñoz, J.A., Sàbat, F., Roca, E., Mon, R., 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology* 28, 1921–1932.

Cladouhos, T.T., Allmendinger, R.W., Coira, B., and Farrar, E., 1994, Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southern Bolivia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, p. 209–228.

Coutand, I., Gautier, P., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E.A. y Lopez-Gammundi, O., 2001, Style and history of Andean deformation, Puna Plateau, northwestern Argentina: *Tectonics*, v. 20, p. 210–234.

de Urreiztieta, M., Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. y Rossello, E.A., 1996, Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna plateau, northwestern Argentina: *Tectonophysics*, v. 254, p. 17-39.

Delgado, F. 2010. Estructura interna de la caldera la pacana (II Región) mediante gravimetría, MSc thesis, Univ. pp. 1–182.

Dunn, J.F., Hartshorn, K.G., y Hartshorn, P.W., 1995, Structural styles and hydrocarbon potential of the Subandean thrust belt of southern Bolivia, in Tankard, A.J., Suarez, R., and Welsink, H.J., eds., Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 523–543.

Echavarria, L., Hernandez, R., Allmendinger, R. y Reynolds, J., 2003, Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 87, p. 965–985.

Elger, K., Oncken, O. y Glodny, J., 2005, Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano: Tectonics, v. 24, TC4020, doi:10.1029/2004TC001675.

Gil Rodriguez W., Baby, P. y Ballard, J.F., 2001, Structure et controle paleogeographique de la zone subandine peruvienne: Comptes Rendus de l'Academie des Siences Paris, II, v. 333, p. 741–748.

Grier, M., Salfity, J., and Allmendinger, R.W., 1991, Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina: Journal of South American Earth Sciences, v. 4, p. 351–372.

Herail, G., Baby, P., Lopez, M., Oller, J., Lopez, O., Salinas, R., Sempere, T., Beccar, G. y Toledo, H., 1990, Structure and kinematic evolution of Subandean thrust system, Bolivia: in International Symposium on Andean Geodynamics: Grenoble, France: Paris, Orstom, p. 179–182.

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.

Kley, J., Gangui, A.H. y Kruger, D., 1996, Basement involved blind thrusting in the eastern Cordillera Oriental, southern Bolivia: Evidence from cross-sectional balancing, gravimetric and magnetotelluric data: Tectonophysics, v. 259, p. 179–184.

Kley, J., Mueller, J., Tawackoli, S., Jacobshagen, V. y Manutsoglu, E., 1997, Pre-Andean and Andean age deformation in the Eastern Cordillera of southern Bolivia: Journal of South American Earth Science, v. 10, p. 1–19.

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

Martínez F., Arriagada C., Mpodozis C. y Peña M., 2011. The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile, *Andean Geology* 39, 2, 258-278.

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., del Real, I. Y Deckart, K. 2012. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile, *Journal of South American Earth Science*, doi: 10.1016/j.jsames.2012.07.001.

McQuarrie, N., 2002, The kinematic history of the central Andean foldthrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 114, p. 950– 963.

McQuarrie, N. y DeCelles, P., 2001, Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia: *Tectonics*, v. 20, p. 669–692.

McQuarrie, N., J. B. Barnes y T. A. Ehlers (2008), Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15–17°S), *Tectonics*, 27, TC3007, doi:10.1029/2006TC002054.

Mon, R., Rahmer, S. y Mena, R., 1993, Estructuras superpuestas en la Cordillera Oriental, Provincia de Jujuy, Argentina, in *Extended abstracts, Volume 3, XII, Congreso Geológico Argentino y II, Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza, Argentina: p. 48–54, Buenos Aires.

Monaldi, C. R. y Kley, J., 1997, Balanced cross sections of the northern Santa Barbara system and Sierra de Zapla, Northwestern Argentina, in *Extended abstracts, Volume 1, VIII, Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Chile, p. 180– 184.

Mueller, J., Kley, J. y Jacobshagen, V., 2002, Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S): *Tectonics*, v. 21, 1037, doi: 10. 1029/2001TC001340.

Roeder, D., 1988, Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia): *Tectonics*, v. 7, p. 23-39.

Roeder, D. y Chamberlain, R.L., 1995, Structural geology of Sub-Andean fold and thrust belt in northwestern Bolivia, in Tankard, A. J., Suarez Soruco, R., and Welsink, H. J., eds., *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 62, p. 459-479.

Rubiolo D., Seggiaro, R., Gallarado, E., Disalvo, A, Sanchez, M., Turel, A., Ramallo, E., Sandruss, A. Y Godeas, M. 2001. Hoja Geológica 2366-II / 2166-IV, La Quiaca. *Geología y Provincias de Jujuy y Salta*. Instituto de Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 246, p. Buenos Aires.

Sheffels, B. M., 1990, Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes: *Geology*, v. 18, p. 812–815.

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*, 23, TC4004, doi:10.1029/ 2003TC001519.

Zapata, T. R. y Allmendinger, R.W., 1996, Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: A thick-skinned triangle zone: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 80, p. 359–381.