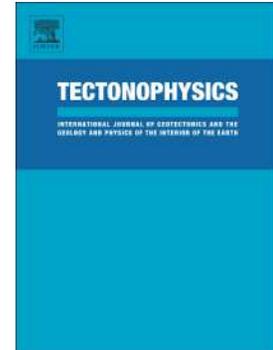


manuscrito aceptado

Interacción tectónica entre estructuras de extensión y contracción del Mesozoico al Cenozoico en la Depresión Preandina (23°–25°S): Implicaciones geológicas para los Andes Centrales

F. Martínez, C. López, S. Bascuñan, C. Arriagada



IIP: S0040-1951(18)30259-2
DOI: hacer:[10.1016/j.tecto.2018.07.016](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.016)
Referencia: TECTO 127892
Aparecer en: *tectonofísica*
Fecha de recepción: 5 de marzo de 2018
Fecha revisada: 20 junio 2018
Fecha de aceptación: 24 julio 2018

Por favor citar este artículo como: F. Martínez, C. López, S. Bascuñan, C. Arriagada , Interacción tectónica entre estructuras extensionales y contraccionales del Mesozoico al Cenozoico en la Depresión Preandina (23°–25°S): Implicaciones geológicas para la Región Central Andes. Tecto (2018), doi:[10.1016/j.tecto.2018.07.016](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.016)

Este es un archivo PDF de un manuscrito sin editar que ha sido aceptado para su publicación. Como un servicio a nuestros clientes, ofrecemos esta primera versión del manuscrito. El manuscrito se someterá a corrección de estilo, composición tipográfica y revisión de la prueba resultante antes de que se publique en su forma final. Tenga en cuenta que durante el proceso de producción se pueden descubrir errores que podrían afectar el contenido, y se aplican todos los avisos legales que se aplican a la revista.

Interacción tectónica entre Mesozoico y Cenozoico extensional y contractional estructuras en la Depresión Preandina (23°-25°S): implicaciones geológicas para la Andes centrales

Martínez, F.*1., López, C.1., Bascuñan, S.2., Arriagada, C.2.

1. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Angamos 0610, Antofagasta, Chile.
2. Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

* Autor correspondiente. Correo electrónico: Fernando.martinez@ucn.cl ; Teléfono: +569-85570079.

Resumen: Se realizó un estudio multidisciplinario respaldado por datos de campo e información sísmica 2-D para comprender las interacciones tectónicas entre las estructuras extensionales y contractionales del Mesozoico al Cenozoico a lo largo de la Depresión Preandina (23°-25°S) en el norte de Chile, que han sido ampliamente debatidas. Este trabajo aporta algunas ideas nuevas sobre el control que las antiguas fallas extensionales del basamento ejercen sobre el acortamiento y crecimiento cortical de aquellas fajas orogénicas ubicadas sobre zonas de subducción normal similares a los Andes Centrales. En este trabajo se analizaron dos cuencas sedimentarias: el Salar de Atacama y el Salar de Punta Negra, las cuales corresponden a cuencas intramontañas delimitadas por la Cordillera de Domeyko y el actual arco volcánico de los Andes Centrales. La interpretación de una serie de perfiles sísmicos bidimensionales orientados de oeste a este reveló tres tipos de interacción estructural: i) reactivación positiva pura; ii) decapitación de fallas normales anteriores por fallas inversas; y iii) transporte de fallas normales anteriores por rampas de empuje. Los anticlinales de inversión y las estructuras contractionales involucradas en el basamento fueron las estructuras observadas más comunes, lo que indica que la geometría y distribución de las fallas normales heredadas del basamento Paleozoico y Mesozoico jugaron un papel importante en la contracción de la cuenca. Los diferentes modos de interacción tectónica frecuentemente crearon variaciones en la geometría y cinemática de los estilos estructurales finales presentes en la región. Comúnmente, las tectonosecuencias sinorogénicas del Cretácico Superior al Cenozoico registraron las edades de deformación por contracción que afectaron a la región. Al igual que en otras regiones del norte de Chile, la inversión de la cuenca ocurrió durante el Cretácico Superior y la posterior propagación de fallas inversas ocurrió desde el Cretácico Superior hasta el presente. Las estructuras de fallas inversas involucradas en el basamento generalmente crean el relieve topográfico positivo más importante en esta parte de los Andes centrales occidentales. Usando como ejemplo nuestra área de estudio, finalmente concluimos que la posición original y la distribución de las fallas normales preorogénicas del antiguo basamento en

los cinturones orogénicos condicionan la vergencia final y la cinemática de los posteriores sistemas de cabalgamiento relacionados con episodios de acortamiento.

Palabras clave: cuenca sedimentaria; perfil sísmico; contracción; fallas; interacción tectónica.

MANUSCRITO ACEPTADO

1. Introducción

La Depresión Preandina en el norte de Chile (Fig. 1) es una de las cinco provincias tectónicas del antearco de los Andes Centrales. Esta provincia se ubica entre la Cordillera de Domeyko (o Precordillera chilena) y el arco magmático, y presenta un importante relieve estructural negativo, evidenciado por una serie de cuencas intramontanas del Cretácico y Cenozoico con orientación NNE (Figs. 1 y 2). A lo largo de la parte norte y central de la depresión, el Salar de Atacama y Punta Negra (Figs. 1 y 2) son las principales cuencas, con un área aproximada de 21.000 km². Ambos consisten en bajos topográficos ocupados por salinas y en su mayoría depósitos continentales sedimentarios (Cretácico)-Terciario. Aquí, las salinas y los depósitos continentales más recientes impiden en su mayoría la observación de su estructura interna y el registro estratigráfico completo.

Los estudios regionales (p. ej., Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2002; 2007; Martínez et al., 2017; Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004) han aprovechado la sísmica 2D información para interpretar la estructura y la historia de la deformación de la Depresión Preandina y la mayoría de los esfuerzos importantes han involucrado la parte norte a lo largo de la cuenca del Salar de Atacama, ya que contiene un conjunto completo de información geológica que incluye datos de pozos de petróleo, gravedad y perfiles sísmicos (Fig. 3), y algunos datos de campo de su sección occidental. Estos estudios han intentado explicar la estructura de la región utilizando diferentes modelos tectónicos, que incluyen: a) la inversión tectónica del Cretácico Superior de una antigua cuenca extensional del Jurásico (p. ej., Cuenca de Tarapacá; Arriagada et al., 2006; Bascuñan et al., 2016; Mpodozis et al., 2000, 2005; Muñoz, et al., 2002; Mpodozis y Ramos, 2008) que se extendió desde el norte de Perú hasta el norte de Chile durante el Jurásico-Cretácico Inferior; b) la creación de una cuenca de antepaís axial durante el Cretácico Superior (Flint et al., 1993; Hartley et al., 1992); c) el colapso tectónico del Cenozoico de un sistema de cabalgamiento del Eoceno preexistente, e incluso la deformación de deslizamiento de rumbo paralela al margen del Plioceno (Kuhn, 2002). Trabajos más recientes (Martínez et al., 2017) en la cuenca del Salar de Punta Negra (Fig. 2) han interpretado la estructura como el resultado de diferentes episodios extensionales y contraccionales superpuestos activos durante el Mesozoico (extensión) y el Cenozoico (contracción). c) el colapso tectónico del Cenozoico de un sistema de cabalgamiento del Eoceno preexistente, e incluso la deformación de deslizamiento de rumbo paralela al margen del Plioceno (Kuhn, 2002). Trabajos más recientes (Martínez et al., 2017) en la cuenca del Salar de Punta Negra (Fig. 2) han interpretado la estructura como el resultado de diferentes episodios extensionales y contraccionales superpuestos activos durante el Mesozoico (extensión) y el Cenozoico (contracción). c) el colapso tectónico del Cenozoico de un sistema de cabalgamiento del Eoceno preexistente, e incluso la deformación de deslizamiento de rumbo paralela al margen del Plioceno (Kuhn, 2002). Trabajos más recientes (Martínez et al., 2017) en la cuenca del Salar de Punta Negra (Fig. 2) han interpretado la estructura como el resultado de diferentes episodios extensionales y contraccionales superpuestos activos durante el Mesozoico (extensión) y el Cenozoico (contracción).

La existencia de diferentes modelos indica que la estructura de la Depresión Preandina es compleja y no completamente comprendida. Algunos trabajos (Muñoz et al., 2002; Mpodozis et al., 2005; Martínez et al., 2017) coinciden en que las estructuras extensionales y contractivas jugaron un papel importante durante su evolución. Las interacciones entre tales estructuras se observan comúnmente en muchas cuencas de los Andes Centrales en Chile y Argentina (por ejemplo, Salta Rift,

Sistema Santa Bárbara, cuencas Chañarcillo y Neuquén; Carrera et al., 2006; Giambiagi et al., 2003; Kley, 1999; Martínez et al., 2013; Mescua y Giambiagi, 2012) y se asocian frecuentemente con la reactivación positiva y/o negativa de estructuras de sótano preexistentes. Aunque la geología de la superficie de la Depresión Preandina ha sido relativamente bien estudiada, la naturaleza de la interacción tectónica entre estructuras extensionales y contraccionales en el subsuelo sigue siendo un tema de debate. Por ejemplo, estudios previos han propuesto diferentes geometrías para estructuras como la Falla del Salar y el Sinclinal de Barros Arana en la Cuenca del Salar de Atacama (Fig. 3), revelando así interpretaciones opuestas a las estructuras regionales (Arriagada et al., 2006; Flint et al., 1993; Jordan et al., 2007; Pananont et al., 2004; Rubilar et al., 2018).

Para comprender las interacciones tectónicas entre las estructuras extensionales y contraccionales del Mesozoico y el Cenozoico en la parte central de la Depresión Preandina y sus implicaciones tectónicas para la evolución geológica de los Andes centrales occidentales, presentamos una nueva interpretación sísmica y estructural de perfiles sísmicos 2-D. de las cuencas del Salar de Atacama y Punta Negra. En este estudio, documentamos los estilos estructurales que resultan de esta interacción y modelamos la geometría de las fallas de primer orden considerando el estilo de deformación de sus bloques colgantes. También determinamos las características estructurales y estratigráficas de las secuencias sísmicas involucradas en la deformación. Finalmente, documentamos cómo la posición original y la distribución de las fallas normales preorogénicas del antiguo basamento en los cinturones orogénicos condicionan la vergencia final y la cinemática de los sistemas de cabalgamiento posteriores relacionados con los episodios de acortamiento del Cenozoico. Los resultados obtenidos aquí podrían usarse para comparar relaciones estructurales similares observadas en otros cinturones orogénicos en todo el mundo.

2. Entorno geológico

La parte norte y central de la Depresión Preandina en el norte de Chile (Fig. 2) está formada por dos cuencas intramontanas con orientación NNE: las cuencas del Salar de Atacama y Salar de Punta Negra. Forman un área de relieve negativo entre la Cordillera Domeyko y la Cordillera Occidental y/o arco magmático (Fig. 2) con elevaciones entre ~3000 y 2300 msnm (Gardeweg et al., 1994; Makshev et al., 1999; Soto et al., 2005; Arriagada et al., 2006; Reutter et al., 2006; Martínez et al., 2017).

2.1. Cuenca del Salar de Atacama

La Cuenca del Salar de Atacama es la región más estudiada de la Depresión Preandina. El uso de datos sísmicos, de pozos de petróleo y de campo ha revelado la distribución de las principales unidades estratigráficas volcánicas y sedimentarias debajo de la cuenca. Las rocas más antiguas de esta región están expuestas principalmente en el Cordón de Lila a lo largo de la terminación sur de la cuenca (Figs. 2 y 3) y definidas como el Complejo Lila (Niemeyer, 1984) Estas consisten en rocas sedimentarias e ígneas del Paleozoico Inferior (areniscas con lavas almohadilladas intercaladas) y algunos depósitos volcánicos y sedimentarios estratificados del Paleozoico superior al Triásico (Niemeyer, 1984; 1997), que se interpretan como los productos de un arco volcánico anterior y depósitos marinos someros (Niemeyer, 1989).

En superficie, las rocas mesozoicas están representadas principalmente por sucesiones estratificadas del Cretácico expuestas al este del Escarpe de El Bordo ya lo largo del Sinclinal de Barros Arana en el flanco noroeste de la cuenca (Fig. 3). Consisten en una sucesión volcánica y sedimentaria continental gruesa (casi 4000 m) compuesta por conglomerados, areniscas laminadas, capas de yeso, lutitas y andesitas, que forman parte del Grupo Purilactis (Digman, 1963; Hartley et al., 1992; Charrier y Reutter, 1994; Mpodozis et al., 2005; Bascuñan et al., 2015). Este está compuesto por las formaciones Tonel, Purilactis, Barros Arana y Cerro Totola (Fig. 5a) que comúnmente se asocian con depósitos fluviales, aluviales y lacustres (Digman, 1963; Bascuñan et al., 2015). Las edades U-Pb recientes de circones detríticos han reportado edades máximas de depósito de 149 Ma para la sección inferior del Grupo Purilactis y 73-79 Ma para su sección superior expuesta en el Sinclinal de Barros Arana (Bascuñan et al., 2015; Fig. 3). Otras investigaciones han reportado edades K-Ar entre -66-40 Ma para la sección superior de esta sucesión, así como algunas intrusiones relacionadas (Mpodozis et al., 2005; Fig. 3). Las secciones inferiores de este grupo (Formación Tonel; Arriagada et al., 2006) exhiben con frecuencia estratos de crecimiento contraccional que brindan una clara evidencia de acumulación sinorogénica desde al menos 149 Ma (Figs. 6a, b), así como algunas intrusiones relacionadas (Mpodozis et al., 2005; Fig. 3). Las secciones inferiores de este grupo (Formación Tonel; Arriagada et al., 2006) exhiben con frecuencia estratos de crecimiento contraccional que brindan una clara evidencia de acumulación sinorogénica desde al menos 149 Ma (Figs. 6a, b), así como algunas intrusiones relacionadas (Mpodozis et al., 2005; Fig. 3). Las secciones inferiores de este grupo (Formación Tonel; Arriagada et al., 2006) exhiben con frecuencia estratos de crecimiento contraccional que brindan una clara evidencia de acumulación sinorogénica desde al menos 149 Ma (Figs. 6a, b).

Tal como ha sido reconocido por Arriagada et al., (2006) (Fig. 2b en este trabajo), a lo largo de la parte más occidental de la cuenca, el Grupo Purilactis está cubierto discordantemente por casi 1900 m de rocas sedimentarias plegadas del Paleoceno y Eoceno (Fig. 3), compuesto predominantemente por areniscas estratificadas anaranjadas y yesos conocidos como Formación Naranja y una sucesión volcánica (tobas) y sedimentaria (conglomerados) definida como Formación Loma Amarilla (Digman, 1963; Ramírez y Gardewed, 1982; Hammerschmidt et al., 1992; Mpodozis, et al., 1999; Arriagada et al., 2006). Mpodozis et al. (2005) reportaron K-Ar y $^{40}\text{Ar}-\text{Ar}_{39}$ edades de $39,9\pm 3$ Ma y $43,8\pm 0,5$ Ma, respectivamente, indicando una edad Eoceno.

Aunque ambas formaciones han sido bien informadas en la superficie, no han sido claramente identificadas debajo de la cuenca usando datos del pozo de petróleo Toconao-1 (Muñoz et al., 1997, 2002), por lo que su interpretación del subsuelo sigue siendo altamente especulativa. Los depósitos del Oligoceno y Mioceno están expuestos principalmente a lo largo de la Cordillera de la Sal (Fig. 3), y también a lo largo de los bordes norte y sureste de la cuenca (Fig. 3), donde se ven afectados por pliegues de mesoescala y fallas inversas (Figs. 5b). ,C). La sección del Oligoceno está compuesta por evaporitas y rocas siliciclásticas (areniscas, conglomerados y lutitas) asignadas al Grupo Paciencia compuesto por las formaciones San Pedro (Figs. 5c) y Tambores (Brüggen, 1934; Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984; Flint et al., 1993). Ambas formaciones están asociadas a depósitos lacustres y aluviales y tienen edades K-Ar de aproximadamente 26 Ma (Mpodozis et al., 2000). El Mioceno consiste en ignimbritas y otros productos volcánicos más recientes que yacen discordantemente sobre las rocas sedimentarias plegadas de las secciones superiores del Grupo Purilactis (Fig. 5c).

2.2. Cuenca del Salar de Punta Negra

Las rocas más antiguas de esta cuenca están expuestas en su mayoría a lo largo de la Cordillera Domeyko oriental y el flanco oriental de la cuenca a lo largo de la Sierra de Almeida (Fig. 4). Estos corresponden a sucesiones gruesas (>2000 m) de depósitos sedimentarios y volcánicos del Paleozoico (Devónico a Carbonífero) al Triásico Inferior conocidos como formaciones Zorritas y La Tabla, que están intruidos por algunos granitoides del Pérmico (280-200 Ma) (Cecioni y Frutos, 1975; Isaacson et al., 1985; Niemeyer et al., 1997; Maksaev y Zentilli, 1999; González et al., 2015; Rubinstein et al., 2016). Estos han sido interpretados como los productos de un antiguo arco magmático activo durante el Paleozoico en el margen occidental de Gondwana (Breitkreuz y Zeil, 1994; Breitkreuz y Van Schmus, 1996).

Las rocas del Paleozoico están comúnmente cubiertas por sucesiones del Mesozoico Inferior compuestas de rocas estratificadas continentales y marinas del Triásico Superior y del Jurásico expuestas a lo largo de un estrecho cinturón deformado NS (Fig. 4) en el borde occidental de la cuenca y la parte más oriental de la Cordillera de Domeyko. Las sucesiones del Triásico Superior están compuestas por rocas andesíticas y siliciclásticas formadas por areniscas, lutitas asignadas a la Formación Sierra de Varas (González et al., 2015; Fig. 8). En la Cordillera Domeyko oriental, los depósitos Triásicos están cubiertos de manera discordante por sucesiones Jurásicas marinas (Fig. 4) compuestas de areniscas calcáreas, lutitas, calizas y lutitas negras definidas como la Formación Profeta (Chong, 1973; Ardill et al., 1998). Tanto los depósitos del Triásico como del Jurásico exhiben

cambios importantes de espesor y contienen fallas normales intraformacionales (Amilibia et al., 2008). Estas características sugieren que se trata de secuencias de syn-rift relacionadas con el relleno estratigráfico de antiguas cuencas extensionales (por ejemplo, las cuencas de Tarapacá y Profeta; Mpodozis y Ramos, 1989; 2008; Mpodozis y Cornejo, 1997; Sheuber y Gonzalez, 1999; Mpodozis et al., 2005).

A lo largo de la parte central de la cuenca al oeste de la Pampa del Salado se exponen depósitos del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Fig. 4). Estos consisten en casi 1000 m de gravas estratificadas, areniscas, conglomerados, ignimbritas y cenizas volcánicas definidas como la Formación Pampa de Mulas (Chong, 1973; Gardeweg et al., 1993; Marinovic et al., 1995; Fig. 4). Estas se correlacionan tradicionalmente con rocas del Grupo Paciencia en la Cuenca del Salar de Atacama. Investigaciones previas basadas en visualización sísmica reconocieron estratos de crecimiento contraccional en la Formación Pampa de Mulas indicando que esto corresponde a una secuencia sinorogénica continental (Martínez et al., 2017). En la parte central, este y sur, las rocas del Mio-Plioceno representan el relleno más joven de la cuenca (Fig. 4). Corresponden a flujos sedimentarios (principalmente areniscas y conglomerados) y otros volcánicos que se exponen preferentemente en la Pampa San Eulogio (Fig. 4). Martínez et al. (2017) también utilizaron la configuración sísmica de estas sucesiones para interpretarlas como depósitos sinorogénicos.

3. Estructura superficial del área de estudio

Las estructuras más prominentes en el área de estudio están expuestas a lo largo de los bordes occidentales de ambas cuencas (Figs. 3 y 4). En la Cuenca del Salar de Atacama, el Escarpe El Bordo, el Sinclinal de Barros Arana y la Cordillera de la Sal (Fig. 3) son fajas plegadas de piel delgada que representan estructuras de primer orden. El Escarpe El Bordo es un escarpe topográfico de rumbo NNE de 900 m de altura que separa la Cordillera de Domeyko y la Cuenca del Salar de Atacama (Arriagada et al., 2006). A lo largo de este escarpe, rocas paleozoicas y triásicas se superponen a depósitos cretácicos del Grupo Purilactis (Fig. 3), que con frecuencia están plegados y fallados.

Hacia el extremo norte de la cuenca, el Sinclinal de Barros Arana con rumbo NNE (Fig. 3) es un sinclinal abierto que incluye la sucesión completa del Grupo Purilactis, y que se estrecha hacia el sur (Fig. 3). A lo largo de su rama occidental, la sección media del Grupo Purilactis está separada por un cabalgamiento con buzamiento hacia el este expuesto a lo largo del Llano de Quimal (Fig. 3; Arriagada et al., 2006). Su extremo este está delimitado por la Falla de La Escalera con rumbo NNE (Becerra et al., 2014), que consiste en una falla inversa con buzamiento al oeste a lo largo de

al., 2017). A lo largo de la parte oriental de la cuenca del Salar de Punta Negra, se han reconocido una serie de fallas inversas relacionadas con el basamento con buzamiento este al oeste y al sur de la Sierra de Almeida. Los perfiles sísmicos ubicados cerca de esta zona (Pampa El Salado) muestran como estas fallas afectan a las rocas paleozoicas y también a depósitos del Oligoceno e ignimbritas del Mioceno e incluso a la cobertura Reciente de la cuenca (Martínez et al., 2017).

4. Metodología

Para comprender la interacción entre estructuras extensionales y contraccionales en la parte central de la Depresión Preandina, interpretamos una serie de perfiles sísmicos WE 2-D distribuidos a lo largo de las cuencas del Salar de Atacama y Punta Negra (Figuras 3 y 4). Interpretamos aquellos perfiles sísmicos ubicados en las partes central y sur de ambas cuencas, porque contienen buenos ejemplos de la interacción tectónica entre estructuras extensionales y contraccionales del Mesozoico al Cenozoico. Los datos sísmicos se integraron con información geológica de estudios previos basados en mapeo a escala 1:100.000 (Padilla, 1985; Gardeweg et al., 1993, 1994; Becerra et al., 2014; González et al., 2015) y otros datos estratigráficos derivado del pozo petrolero Toconao-1 en la parte central de la Cuenca del Salar de Atacama. Los datos sísmicos consisten en un levantamiento sísmico bidimensional (2-D) adquirido y facilitado por ENAP-Sipetrol, que anteriormente se utilizó para identificar posibles prospectos de petróleo y gas bajo la Depresión Preandina. Con base en la apariencia y continuidad de los reflectores sísmicos, clasificamos los datos como de calidad moderada a buena, y es de mejor calidad en la Cuenca del Salar de Atacama.

Los perfiles sísmicos primero se filtraron y luego migraron en el tiempo para que la escala vertical sea en segundos (TWT). La información de velocidad y densidad de Toconao-1 requerida para la conversión de profundidad de tiempo de los datos sísmicos no estuvo disponible para este estudio. Sin embargo, investigaciones previas ya han realizado esta conversión, la cual solo es aplicable a la cuenca del Salar de Atacama (Pananont et al., 2004). Para documentar la variación de las estructuras a lo largo del rumbo, realizamos la interpretación sísmica y estructural de cinco perfiles sísmicos: tres en la cuenca del Salar de Atacama y dos en la cuenca del Salar de Punta Negra (Figs. 3 y 4, líneas IG024, IG08b, IG016b, 1F016 y 2F004). Antes de interpretar los datos sísmicos, hicimos un modelo de amplitud sísmica usando el software 2-D Move (Midland Valley) para obtener un mejor contraste, en el que se destacaron los reflectores con amplitudes altas. Luego, correlacionamos los principales reflectores sísmicos con unidades geológicas expuestas a lo largo de las líneas sísmicas. Este enfoque se aplicó principalmente al Salar de Punta Negra

Cuenca debido a la falta de datos disponibles sobre pozos de petróleo. Por otro lado, utilizamos la calibración de datos sísmicos y de pozos (Muñoz et al., 2002; Jordan et al., 2007) de Toconao-1 en la Cuenca del Salar de Atacama (Fig. 3) para correlacionar las secuencias de primer orden presentes debajo de esta cuenca. Teniendo en cuenta que este estudio tiene un enfoque estructural, utilizamos una escala de grises en los perfiles sísmicos porque permite una fácil identificación de las fallas.

La interpretación de los perfiles sísmicos y el modelado de las fallas y pliegues se realizó utilizando el software StructureSolver de Nunns and Rogan Company, que permitió un modelado avanzado rápido y preciso de las estructuras. Las estructuras se interpretaron de acuerdo con los siguientes criterios: a) reconocimiento del corte del reflector; b) reconocimiento de reflectores truncados relacionados con fallas de cabalgamiento y discordancias angulares; c) cambios laterales de amplitud para identificar fallas; y d) cambios en el buzamiento del reflector asociados con pliegues y fallas. Otros criterios incluyeron determinar el cambio de espesor de las secuencias estratigráficas a cada lado de las fallas para interpretar los estilos estructurales y la historia de la deposición.

4.1. Limitaciones de este estudio

Las principales limitaciones de este trabajo están asociadas a la calidad de algunos perfiles sísmicos, específicamente los de la cuenca del Salar de Punta Negra (Fig. 4). Por lo general, son de calidad moderada en los primeros dos segundos y resaltan muy bien las unidades geológicas estratificadas; además, las partes más profundas de la cuenca y algunas estructuras involucradas en el sótano están mal restringidas con estos datos. La ausencia de información del pozo también dificulta la identificación y correlación de las unidades geológicas presentes en el subsuelo, así como la conversión tiempo-profundidad de los perfiles sísmicos. Los datos sísmicos en la cuenca del Salar de Punta Negra solo están limitados por la correlación con el basamento cristalino y las rocas estratificadas expuestas a lo largo de sus partes occidental y oriental.

En la Cuenca del Salar de Atacama, los datos sísmicos no tienen un buen control sobre las sucesiones del Mesozoico Interior, y esto está mejor acotado en la Cuenca del Salar de Punta Negra. Como se utilizaron perfiles sísmicos 2-D en este estudio, es difícil diferenciar espacialmente todas las formaciones geológicas descritas en el entorno geológico; por lo tanto, solo interpretamos tectonosecuencias sísmicas. Teniendo en cuenta estas limitaciones, recomendamos que estos datos se utilicen solo para comprender las estructuras de primer orden presentes en el área de estudio.

5. Tectosecuencias sísmicas y estratigráficas

La interpretación de las tectonosecuencias sísmicas se basa en la identificación de

patrones de reflectores y discordancias angulares de terminaciones de reflectores sísmicos (p. ej., superposiciones, truncamientos por erosión, superposiciones, etc.) y contrastes de amplitud sísmica. Asociamos el basamento acústico con las rocas cristalinas del basamento de las cuencas, que en su mayoría están compuestas por rocas graníticas paleozoicas (marco geológico).

Estos típicamente exhiben reflectores sísmicos con patrones caóticos que son muy difíciles de interpretar y correlacionar. La superficie superior está marcada por un reflector continuo de gran amplitud que representa la discordancia regional entre el basamento y la cubierta estratigráfica (Fig. 8). La cubierta estratigráfica incluye las siguientes tectonsecuencias.

Tectonsecuencia 1. (T1, Fig. 8) Está compuesto por reflectores de baja amplitud y semicontinuos que generalmente se superponen contra la parte superior del sótano. En la Cuenca del Salar de Atacama, consiste en un paquete uniforme de reflectores sísmicos paralelos (Fig. 8), pero en la Cuenca del Salar de Punta Negra, consiste en una cuña estratigráfica asimétrica que se engrosa hacia las fallas maestras y muestra una geometría similar a lo informado por las secuencias de syn-rift.

Los reflectores sísmicos de esta tectonsecuencia generalmente se correlacionan con sucesiones volcánicas y sedimentarias del Paleozoico Superior (rocas volcánicas riolíticas, areniscas y conglomerados) de las formaciones La Tabla y/o Zorritas (Fig. 8). En la Cuenca del Salar de Atacama, estos podrían correlacionarse con las sucesiones ígneas y sedimentarias del Complejo Lila (Fig. 8). Si bien estas han sido consideradas previamente como rocas de basamento (marco geológico) de las cuencas, su expresión sísmica dominante (formas de cuña) observada en la cuenca del Salar de Punta Negra indica que se acumularon en condiciones extensionales.

Tectonsecuencia 2. (T2, figura 8). Este se compone de una serie de reflectores paralelos y variables de alta y baja amplitud (Fig. 8) formando una cuña que llena algunas estructuras de medio graben. Su sección basal está marcada por una discordancia angular definida por las terminaciones de superposición de sus reflectores basales contra la parte superior de la tectonsecuencia 1 (Fig. 8) y/o la parte superior del basamento. En la cuenca del Salar de Atacama, este fue perforado por el pozo petrolero Toconao-1 (Muñoz et al 2002; Jordan et al., 2007) y consiste en rocas sedimentarias (areniscas, lutitas, lutitas) y volcánicas (p. ej., toba, lavas) que se han correlacionado con depósitos sinorogénicos del Grupo Purilactis del Cretácico Superior-Paleoceno (eg, Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006; Bascuñan et al., 2015). Sin embargo;

debido a que estos no presentan variaciones importantes de espesor sobre las estructuras contraccionales. Por el contrario, esto se asocia principalmente con una secuencia de syn-rift. Con base en este criterio, sugerimos que estas rocas podrían ser más antiguas que el Grupo Purilactis y probablemente sean parte de las sucesiones mesozoicas de syn-rift (por ejemplo, formaciones Sierra de Varas, El Profeta) identificadas debajo de la cuenca del Salar de Punta Negra (Fig. 8).

Tectonsecuencia 3. (T3, Fig. 8) Este consiste en un paquete grueso de reflectores sísmicos de baja y alta amplitud que se superponen discordantemente a la tectonsecuencia 2 (Fig. 8). Los reflectores frecuentemente muestran terminaciones superpuestas contra la parte superior de la tectonsecuencia subyacente 2 (Fig. 8). Esto también revela el cambio característico de espesor sobre estructuras contraccionales (anticlinales de inversión, sinclinales, fallas de cabalgamiento; Figs. 10, 11 y 12) indicando que su acumulación fue controlada por el relieve creado durante la deformación contraccional. Comúnmente se reconoce una discordancia angular en esta tectonsecuencia, que podría interpretarse como el límite entre los depósitos del Cretácico Superior y Paleoceno, pero, ésta sólo se identifica en la parte central a la Cuenca del Salar de Atacama. Hacia el sur, esta discordancia no es claramente visible. Muestras del pozo petrolero Toconao-1 han revelado una composición volcánoclastica (areniscas volcánoclasticas, conglomerados, arcilitas) a esta tectonsecuencia, la cual ha sido correlacionada con el Grupo Purilactis del Cretácico Superior-Paleoceno y parte de la Formación Naranja (Muñoz et al., 2002). ; Arriagada et al., 2006; Fig. 8). Siguiendo su expresión sísmica e interpretaciones previas, interpretamos este paquete completo de reflectores como una secuencia sinorogénica del Cretácico Superior-Paleoceno.

Tectonsecuencia 4. (T4, Fig. 8) Consiste en reflectores intercalados de amplitud baja y alta que se superponen discordantemente a la tectonsecuencia 3 (Fig. 8). Similar a la tectonsecuencia 3, esta también muestra importantes variaciones de espesor sobre los pliegues de contracción, caracterizando un carácter sinorogénico (Figs. 10 y 11). Los reflectores basales de la tectonsecuencia 5 más joven típicamente truncan su sección superior (Fig. 8). Los datos del pozo Toconao-1 indican que este está compuesto por conglomerados, areniscas y arcilitas correlacionadas con las sucesiones del Eoceno previamente fechadas por Mpodozis et al., (2005) descritas en el marco geológico, incluso, edades de huellas de fisión de clastos de arenisca también han señalado una edad Eoceno para esta unidad (Muñoz et al., 2002). Siguiendo el registro estratigráfico interpretado para la cuenca del Salar de Atacama (Muñoz et al., 2002; Arriagada et al.,

Formación; figura 8).

Tectonsecuencia 5. (T5, Fig. 8) Este consiste predominantemente en una serie de reflectores sísmicos continuos y paralelos de gran amplitud (Fig. 8) que forman una extensa cobertura reconocida principalmente a lo largo de la parte central de la Cuenca del Salar de Atacama y las partes central y más al sur de la cuenca del Salar de Punta Negra. Los reflectores basales con frecuencia se superponen nuevamente en la parte superior de la tectonsecuencia 4; sin embargo, estas terminaciones solo se observan en algunos sectores (Figs. 10 y 11). Un reflector fuerte típicamente marca la parte superior de esta tectonsecuencia. Muestras del pozo Toconao-1 y otras tomadas de afloramientos indican que se trata de rocas sedimentarias que incluyen conglomerados interestratificados del Oligoceno-Mioceno, areniscas, gravas, ignimbritas, y otros productos volcánicos subordinados que han sido correlacionados con el Grupo Paciencia Oligoceno-Mioceno y/o la Formación Pampa de Mulitas (Fig. 8). Estos frecuentemente se espesan hacia el frente y la extremidad posterior de las estructuras plegadas, lo que indica un carácter sinorogénico.

Tectonsecuencia 6. (T6, Fig. 8) Este es un paquete de reflectores variables de alta y baja amplitud que se superponen a la tectonsecuencia 6 (Fig. 8). La base está definida por una discordancia angular sobre la cual los reflectores basales comúnmente se superponen contra las ramas de los pliegues de contracción (Figs. 10 y 11). Esta es la tectonsecuencia más joven que llena ambas cuencas. La información del subsuelo (pozo Toconao-1) y de la superficie indican que se trata de rocas volcánicas y sedimentarias (areniscas, gravas, evaporitas e ignimbritas) correlacionadas con depósitos del Mio-Plioceno, algunas de las cuales muestran estratos de crecimiento contraccional, lo que indica una naturaleza sinorogénica.

6. Relación entre estructuras extensionales y contractivas

Con base en nuestra interpretación sísmica y estructural, las interacciones entre estructuras extensionales y contractivas ocurren de tres maneras: a) pura reactivación positiva de fallas normales previas; b) decapitación de fallas normales anteriores por fallas inversas; y c) transporte de fallas normales previas sobre rampas de empuje (Fig. 9).

6.1. Reactivación positiva pura

Reactivación positiva pura está representada por la inversión tectónica de fallas normales inherentes al basamento que forman parte de estructuras asimétricas de medio fosa y fallas normales con buzamiento opuesto separadas por altos estructurales del basamento y/o bloques horst (Fig. 10).

Estructuras relacionadas con este proceso tectónico se suelen observar en el extremo central y sur de la Cuenca del Salar de Atacama (Figs. 10, 11, 12) y en la parte norte y central de la Cuenca del Salar de Punta Negra (Figs. 14 y 15). Los perfiles sísmicos ubicados en ambas áreas han destacado grandes anticlinales asimétricos y de doble vergencia con forma de punta de flecha que involucran cuñas estratigráficas del Paleozoico Superior y Mesozoico (tectonosecuencias TS1 y TS2; ver detalles en tectonosecuencias sísmicas y estratigráficas). Las cuñas estratigráficas generalmente se espesan hacia los planos de falla y los anticlinales suelen tener longitudes de onda largas con extremidades frontales cortas y empinadas y extremidades posteriores grandes y subhorizontales. Esta geometría se adquiere comúnmente por el plegamiento de cuñas de sin-rift cuando se invierte el buzamiento de fallas normales anteriores; por lo tanto, esta geometría evidencia reactivación positiva de fallas normales previas (Figs. 10, 12, 14, 15). Los anticlinales afectan con frecuencia a la pared colgante de antiguas fallas normales de basamento y su vergencia tectónica actual está fuertemente condicionada por el buzamiento inicial. Algunos pliegues de contrafuertes conservados bajo la cuenca del Salar de Punta Negra (Fig. 15) son angostos con las extremidades frontales volteadas, lo que indica que se han acortado y reforzado nuevamente las fallas normales reactivadas. Usualmente, las fallas normales reactivadas varían entre fallas con ángulo moderado, geometría listrónica y fallas con ángulo alto, geometría plana. La mayoría de las fallas normales se han reactivado parcialmente; solo algunos se reactivaron por completo y se observan principalmente en la cuenca del Salar de Punta Negra (Figs. 14 y 15). Algunos anticlinales de inversión han sido parcialmente erosionados y cubiertos por depósitos sinorogénicos relacionados con las tectonosecuencias 3, 4 y/o 6. Esta situación está mayormente asociada con la distribución areal de los depósitos sinorogénicos sobre las estructuras invertidas. Investigaciones recientes han interpretado estructuras parcialmente invertidas similares en la parte norte de la cuenca del Salar de Atacama (Rubilar et al., 2017), lo que indica que las estructuras expuestas en este sector resultaron de la inversión tectónica de fallas normales del basamento heredadas.

6.2. Decapitación de fallas normales anteriores por fallas inversas

Este tipo de interacción estructural se interpreta principalmente en el extremo sur de la Cuenca del Salar de Atacama (Figs. 11, 12 y 13) y la región norte de la Cuenca del Salar de Punta Negra (Fig. 14). Consiste en fallas inversas involucradas en el sótano que típicamente cortan la sección superior de fallas antiguas reactivadas o no normales (Figs. 11-14). En la Cuenca del Salar de Atacama, las rocas cristalinas del basamento del Cordón de Lila son levantadas por fallas inversas con buzamiento hacia el este (p. ej., la falla del Salar; Fig. 12); sin embargo, los perfiles sísmicos transversales a estas fallas muestran anticlinales de inversión preservados y fallas normales reactivadas en su pared de fondo.

bloques, indicando que las fallas inversas decapitaron parte de la sección superior de fallas normales previamente reactivadas (Figs. 11, 12). Esta situación también se observa al este del Cordón de Lila (Fig. 12), donde se reconocen cambios de espesor característicos en los depósitos de syn-rift relacionados con la tectonsecuencia T2 en la pared superior y la pared inferior de las fallas inversas involucradas en el basamento. Comúnmente estos tienen mayor espesor en el bloque de la pared de fondo de las fallas inversas, lo cual es inusual considerando que se acumularon antes de la deformación por contracción (Fig. 12). Esta relación estructural y estratigráfica indica que algunas fallas normales anteriores fueron decapitadas por fallas inversas involucradas en el sótano más jóvenes. Asimismo, en la región norte de la cuenca del Salar de Punta Negra, una falla inversa involucrada en el basamento con buzamiento este colocó las rocas del basamento paleozoico sobre una cuña estratigráfica compuesta por tectonsecuencias 1 y 2 de syn-rift (Fig. 14). Las rocas del basamento forman parte del bloque de pie de una falla normal anterior, situación bastante similar a las observadas al este del Cordón de Lila; por lo tanto, interpretamos que la falla inversa decapitó la parte superior de las fallas normales antiguas, incluso, los perfiles sísmicos de esta región han respaldado la parte de esta falla normal antigua (Fig. 14), la cual se caracteriza por un reflector sísmico de alta amplitud. Investigaciones previas realizadas en la cuenca del Salar de Punta Negra han sugerido que algunas de las fallas normales se invirtieron positivamente antes de su decapitación (Martínez et al., 2017). Esto último se confirma considerando que algunas fallas parcialmente invertidas en el extremo sur del Salar de Atacama han sido deformadas y cortadas por fallas inversas involucradas en el basamento (Figs. 11, 12 y 13). Comúnmente, la sección superior de las fallas inversas tiene ángulos altos, que comúnmente se confunden con fallas normales de ángulo alto (Pananont et al., 2004; Rubilar et al., 2017, entre otros). Esta relación estructural sugiere que algunas de las fallas normales originales ayudaron a localizar nuevas fallas inversas involucradas en el sótano. Este proceso ocurre cuando algunas fallas normales invertidas adquieren un ángulo alto y se bloquean durante la contracción de la cuenca facilitando así que sean cortadas. Comúnmente, la sección superior de las fallas inversas tiene ángulos altos, que comúnmente se confunden con fallas normales de ángulo alto (Pananont et al., 2004; Rubilar et al., 2017, entre otros). Esta relación estructural sugiere que algunas de las fallas normales originales ayudaron a localizar nuevas fallas inversas involucradas en el sótano. Este proceso ocurre cuando algunas fallas normales invertidas adquieren un ángulo alto y se bloquean durante la contracción de la cuenca facilitando así que sean cortadas. Comúnmente, la sección superior de las fallas inversas tiene ángulos altos, que comúnmente se confunden con fallas normales de ángulo alto (Pananont et al., 2004; Rubilar et al., 2017, entre otros). Esta relación estructural sugiere que algunas de las fallas normales originales ayudaron a localizar nuevas fallas inversas involucradas en el sótano. Este proceso ocurre cuando algunas fallas normales invertidas adquieren un ángulo alto y se bloquean durante la contracción de la cuenca facilitando así que sean cortadas.

6.3. Transporte de fallas normales anteriores por rampas de empuje

Esta relación estructural ha sido interpretada principalmente al oeste del Cordón de Lila en la Cuenca del Salar de Atacama (Fig. 13). Los perfiles sísmicos en esta región han resaltado una serie de fallas normales planas de alto ángulo con buzamiento hacia el oeste en el bloque de pared colgante de una gran rampa de empuje del sótano con buzamiento hacia el este (Fig. 13), que está relacionado con la continuidad hacia el oeste de la Falla Salar interpretada en la figura 12. Las secciones inferiores de las fallas normales generalmente se truncan a lo largo de la sección inferior de la rampa de empuje, lo que indica que fueron

hacia el este transportado pasivamente a través de la rampa de empuje del sótano. A diferencia de otras fallas normales, estas no muestran evidencia de reactivación positiva y generalmente están enterradas por depósitos sinorogénicos relacionados con las tectonsecuencias T3-T6. Estas fallas corresponden a fallas normales antitéticas que afectan el bloque de la pared colgante de una antigua estructura de volcamiento del Mesozoico, que está relacionada con una falla maestra normal del basamento del Mesozoico con buzamiento hacia el este. Estas fallas normales antitéticas controlaron la acumulación de depósitos mesozoicos de sinrift asociados con la tectonsecuencia T2 (Fig. 10). Aunque sus tramos inferiores suelen estar mal resaltados por el perfil sísmico, interpretamos que han sido cortados y transportados pasivamente por la rampa de empuje del sótano. La rampa corresponde a un reflector de alta amplitud sísmica buzante oeste de ángulo bajo, que se destaca parcialmente por los datos sísmicos (Fig. 11). Interpretamos que esta estructura favoreció el levantamiento y exposición de las rocas paleozoicas a lo largo del Cordón de Lila (Fig. 3). La estructura de la pared inferior de la rampa de empuje no ha sido suficientemente destacada por los datos sísmicos y, por lo tanto, se desconoce. Suponemos que el bloque de la base también está compuesto principalmente por rocas del basamento paleozoico.

Situaciones similares han sido interpretadas en otras regiones de los Andes Centrales, como la Cordillera Frontal de Chile (Martínez et al., 2016), la Cuenca de Cuyo en Argentina (Giambiagi et al., 2003) y la Cordillera Oriental de Perú (Pérez et al. al., 2016).

Habitualmente, esta situación se da cuando el ángulo de buzamiento inicial de las fallas normales anteriores es relativamente alto ($>45^\circ$), por lo que no pueden reactivarse y finalmente son cortadas y transportadas por nuevas estructuras contraccionales. Es muy posible que la nueva rampa de empuje del basamento haya aprovechado el despegue basal de las fallas normales anteriores, ya que este tiene un buzamiento favorable para guiar la deformación contraccional, pero esto es sólo una hipótesis. Comúnmente, este estilo estructural se asocia con altos grados de acortamiento de la corteza.

7. Discusión

Los resultados obtenidos de nuestras nuevas interpretaciones sísmicas y estructurales nos permitieron documentar el papel de antiguas fallas extensionales y/o normales durante la deformación progresiva de la región andina de estudio. Muchas estructuras contraccionales grandes enterradas debajo de las cuencas preandinas utilizaron fallas normales de basamento durante su propagación, por lo que

indicando que la interacción entre estructuras normales y contraccionales fue un proceso importante durante el acortamiento de esta parte de los Andes Centrales. La interacción tectónica entre la normal del basamento y las fallas inversas/de cabalgamiento es un proceso común, que generalmente ocurre en las primeras etapas de crecimiento de los cinturones orogénicos (Sciciani et al., 2002), sin embargo; las fallas normales previas también podrían reactivarse positivamente durante diferentes episodios de acortamiento durante la evolución de los orógenos.

Se cree que las fallas normales más antiguas de la Depresión Preandina son el resultado de los primeros episodios de deformación extensional del Paleozoico Tardío al Mesozoico, como se ha observado en las regiones vecinas de Chile (p. ej., Domeyko Cordillera; Amilibia et al., 2008) y Argentina (p. ej., Salta Rift; Kley et al., 2005; Carrera et al., 2006; Monaldi et al., 2008). Sin embargo, la existencia de fallas normales de basamento heredadas mesozoicas a lo largo y debajo de las cuencas preandinas siempre ha sido cuestionada, porque hay pocos afloramientos de depósitos sin-rift mesozoicos (por ejemplo, Jurásico y Cretácico Inferior) y, por el contrario, la mayoría de las exposiciones de estos depósitos están restringidos a la Cordillera de Domeyko en Chile y otras cuencas en Argentina. Sin embargo,

Algunas evidencias relevantes de este proceso tectónico, como la ocurrencia de cuñas estratigráficas sinrift deformadas, fallas normales reactivadas y anticlinales de inversión, entre otras, no se han reportado comúnmente en las cuencas preandinas. Solo un estudio reciente en el Salar de Punta Negra demostró la existencia de estructuras de medio fosas mesozoicas invertidas debajo de esta cuenca (Martínez et al., 2017), lo que respalda las interpretaciones estructurales previas de la cuenca del Salar de Atacama. En el estudio actual, hemos interpretado una serie de cuñas estratigráficas del Paleozoico superior y del Mesozoico relacionadas con depósitos de sinrift en las partes bajas de las cuencas preandinas, lo que evidencia fuertemente que esta región de estudio se extendió tectónicamente antes del acortamiento de la corteza experimentado durante el período andino. deformación, sin embargo;

En la región, la reactivación positiva de estas fallas normales se expresa típicamente por la presencia de anticlinales de inversión en sus bloques colgantes. Aunque no hemos restaurado estas estructuras, suponemos que sólo aquellas preferentemente orientadas perpendicularmente

a la posición del campo de tensiones contraccionales regionales y con ángulos de buzamiento iniciales bajos y moderados (-45°) se reactivaron, tal como ha sido documentado habitualmente por algunos modelos experimentales (Bonini et al, 2012 y referencias aquí). Tanto en la cuenca del Salar de Atacama como en la del Salar de Punta Negra, muchos de los anticlinales de inversión están cubiertos de manera discordante por depósitos sinorogénicos del Cretácico Superior, lo que indica que la inversión de la cuenca se inició durante este tiempo. Otras estructuras invertidas están cubiertas directamente por depósitos sinorogénicos del Oligoceno, lo que indica que algunas fallas normales se reactivaron posteriormente (Martínez et al., 2017). Relaciones estructurales y estratigráficas similares se interpretan en otras cuencas del norte de Chile (p. ej., cuencas de Chañarillo, Lautaro), incluso en algunas partes de la Cordillera de la Costa de Chile.

Algunas fallas invertidas y/o normales son decapitadas y/o transportadas por fallas inversas relacionadas con el sótano y rampas de empuje. Las fallas inversas típicamente afectan los segmentos superiores de las fallas invertidas y/o normales con buzamiento opuesto a estas. Estas situaciones han sido comúnmente interpretadas en otras regiones de los Andes Centrales de Chile y Argentina, tales como: la Cuenca de Lagunillas (Martínez et al., 2016), el Rift de Salta (Carrera et al., 2006), la Cuenca del Metán (Iaffá et al. al., 2011) y las cuencas de Cuyo (Giambiagi et al., 2003), la Cordillera Oriental del Perú (Pérez et al., 2016) y también en otras fajas deformadas alrededor del mundo, como los Apeninos (Scisciani et al., 2002; 2009), los Alpes (Butler et al., 1989; 2006), los Andes colombianos (Mora et al., 2009, 2010). Normalmente, esto ocurre cuando el ángulo de buzamiento inicial de las fallas normales anteriores es relativamente alto ($>45^\circ$), por lo que no pueden reactivarse y finalmente son cortadas y transportadas por nuevas estructuras contraccionales. Esta interacción generalmente ocurre a partir del empinamiento de fallas normales reactivadas, lo que resulta en bloqueo y deformación por nuevas fallas inversas.

Teniendo en cuenta la geometría de las tectonsecuencias sinorogénicas T3-T6, interpretamos que las estructuras de contracción involucradas en el sótano son contemporáneas con la acumulación de estas secuencias. Los datos de campo (escarpes tectónicos) indican que algunos pueden incluso exhibir actividad reciente. Estudios previos han sugerido que la evolución de la Depresión Preandina fue interrumpida por un importante colapso tectónico durante el Oligoceno, provocando la creación de fallas normales (Jordan et al., 2007; Rubilar et al., 2017). No identificamos estructuras extensionales y, en cambio, las tectonsecuencias asociadas con la sucesión del Oligoceno se acumularon en su mayoría durante la propagación de contracciones.

estructuras

La interacción entre estructuras extensionales y contractivas observadas en la Depresión Preandina es similar a las reconocidas en otras regiones de los Andes Centrales, especialmente en la Cordillera Frontal chilena (Martínez et al., 2016). Aunque la inversión tectónica desempeñó un papel importante durante la deformación inicial de la región, las fallas inversas y los cabalgamientos relacionados con el basamento dieron como resultado las estructuras más importantes para el levantamiento de la corteza, como las identificadas en otras regiones vecinas (Domeyko Cordillera; Makshev et al., 1999). Estudios previos basados en análisis de huellas de fisión de apatita han argumentado que estas fallas inversas se propagaron rápidamente después del Eoceno (Makshev et al., 1999). Es más, la ocurrencia de discordancias angulares entre depósitos sinorogénicos del Cenozoico indican que la deformación andina ocurrió diacrónicamente en pulsos sucesivos (Paleoceno, Eoceno, Oligoceno, Mioceno e incluso tiempos recientes). Sugerimos que la evolución tectónica de la cuenca preandina ocurrió en tres etapas: i) Extensión de la corteza del Paleozoico tardío-Mesozoico y creación de estructuras de medio graben; ii) Inversión tectónica del Cretácico superior de estructuras de medio graben; y iii) el acortamiento de la corteza del Cretácico superior superior (?) y el Cenozoico y la creación de fallas inversas y rampas de empuje involucradas en el sótano. ii) Inversión tectónica del Cretácico superior de estructuras de medio graben; y iii) el acortamiento de la corteza del Cretácico superior superior (?) y el Cenozoico y la creación de fallas inversas y rampas de empuje involucradas en el sótano. ii) Inversión tectónica del Cretácico superior de estructuras de medio graben; y iii) el acortamiento de la corteza del Cretácico superior superior (?) y el Cenozoico y la creación de fallas inversas y rampas de empuje involucradas en el sótano.

8. Observaciones finales

Se utilizó una combinación de datos de campo y perfiles sísmicos de dos cuencas preandinas (Salar de Atacama y Salar de Punta Negra) para identificar la presencia e influencia de fallas preorogénicas y normales antiguas sobre las estructuras contraccionales andinas. Nuestros resultados indican que:

- Sale una serie de antiguas fallas normales bajo la Depresión Preandina de los Andes Centrales, las cuales han sido claramente destacadas por los datos sísmicos.
- La estructura de esta región consiste en estructuras contraccionales invertidas doblemente vergentes y con basamento involucrado, lo que sugiere que durante su evolución tectónica ocurrieron importantes interacciones tectónicas entre estructuras extensionales y contraccionales. Normalmente, la distribución original de las fallas normales condiciona finalmente la geometría y cinemática final de los cabalgamientos y fallas inversas. Las fallas normales pueden reactivarse y/o decapitarse tectónicamente dependiendo de su geometría inicial.

- La inversión tectónica selectiva de las estructuras de semi-grabens del Paleozoico Superior y Mesozoico previamente establecidas en esta parte de los Andes Centrales favoreció la creación de un relieve inicial compuesto por anticlinales de inversión, a lo largo del cual se extruyeron y erosionaron depósitos gruesos sin-rift del Paleozoico Superior y Mesozoico. .
- Los datos sísmicos muestran que la vergencia estructural de las estructuras contraccionales en la región está fuertemente condicionada por el buzamiento inicial de las antiguas fallas normales. Es un buen ejemplo de cómo estos son responsables de la variación de estilos estructurales a lo largo del rumbo en cinturones orogénicos establecidos en regiones que se han extendido previamente.
- Los depósitos sinorogénicos del Cretácico Superior sobre los anticlinales de inversión comúnmente registraron la contracción inicial de fallas normales anteriores, mientras que los depósitos sinorogénicos del Cenozoico se acumularon principalmente durante la propagación de grandes fallas inversas involucradas en el basamento. Esta situación se correlaciona muy bien con algunas interpretaciones hechas para muchas cuencas invertidas en América del Sur, que sugieren que las estructuras de medio grábenes del Paleozoico y Mesozoico se reactivaron temprano durante el Cretácico Superior.
- El acortamiento sucesivo de la corteza cenozoica de la región desencadenó la propagación de fallas inversas involucradas en el basamento con vergencia este y oeste que modificaron parcialmente la geometría inicial de las estructuras invertidas y/o fallas normales. Estas estructuras parecen ser responsables del levantamiento cortical de los bordes occidental y oriental de las cuencas que representan el relieve topográfico más importante de la región.

Expresiones de gratitud

Este trabajo fue apoyado por el proyecto Fondecyt 11170098 "Estructura y evolución tectónica de la Predepresión Andina, Andes Centrales: estudio de caso de la Cuenca del Salar de Punta Negra". Agradecemos al Dr. Lisandro Rojas ya la empresa ENAP-SIPETROL por proporcionar los datos sísmicos, ya la empresa Nunns and Rogan por proporcionar la licencia académica del software StructureSolver utilizado para la interpretación sísmica y estructural. Agradecemos especialmente a Luis Acevedo por el soporte de imágenes de Landsat y Rodrigo Riquelme por las conversaciones constructivas. Finalmente, agradecemos los comentarios constructivos y sugerencias de dos revisores anónimos que beneficiaron este trabajo.

Referencias

Amilibia, F. Sabat, KR McClay, JA Muñoz, E. Roca, G. Chong. 2008.El papel de la arquitectura tectono-sedimentaria heredada en el desarrollo del cinturón montañoso de los Andes centrales: Perspectivas desde la Cordillera de Domeyko, vol. 30, pág., 1520-1539. Revista de Geología Estructural.

Ardill, J., Flint, S., Chong, G., Wilke, H., 1998.Estratigrafía secuencial de la cuenca mesozoica de Domeyko, norte de Chile. J. Geol. Soc. largo 155, 71-88.

Arriagada, C., Cobbold, PR, Roperch, P. 2006.La cuenca del Salar de Atacama: un registro de la tectónica compresional del Cretácico al Paleógeno en los Andes Centrales. Tectónica 25: TC1008.

Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J. y Deckart, K. 2016.Desentrañando la Fase Peruana de los Andes Centrales: estratigrafía, sedimentología y geocronología de la Cuenca del Salar de Atacama (22°30–23°S), norte de Chile. Cuenca Res, 28: 365–392. doi:10.1111/bre.12114.

Becerra, J., Henríquez, SM, Arriagada, C., 2014.Geología del área Salar de Atacama, región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 166: 111 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.

Bonini, M., Sani, F., Antonielli, B., 2012. Inversión de cuenca y reactivación contraccional de fallas normales inherentes: una revisión basada en modelos experimentales anteriores y nuevos. Tectonofísica 522, 55–88.

Breitkreuz, C., Zeil, W., 1994.El cinturón volcánico del carbonífero tardío al triásico en el norte de Chile. En: Reutter, KJ, Scheuber, E., Wigger, PJ (Eds.), Tectonics of the Southern Andes. Springer, págs. 277-292.

Breitkreuz, C., Van Schmus, WF., 1996.Geocronología U-Pb e importancia de las ignimbritas del Pérmico Tardío en el tiempo del magmatismo de la frontera paleo-pacífica de Gondwana: geocronología U-Pb en el norte de Chile. JS Am. Ciencias de la Tierra 9, 281-293.

Brüggen, H. 1954.Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles. Mathematische-Naturwissenschaftliche Klasse, Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Tubinga.

Mayordomo, RWH, 1989.La influencia de la estructura de la cuenca preexistente en la evolución del sistema de empuje en los Alpes occidentales. En: Cooper, MA, Williams, GD (Eds.), Inversion Tectonics. Sociedad Geológica de Londres, publicación especial, 44, págs. 105–122.

Butler, RWH, Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006.Herencia estructural en cinturones montañosos: una perspectiva alpina-apenina. Revista de Geología Estructural 28, 1893-1908.

Carrera, N., Muñoz, JA, Sàbat, F., Roca, E., Mon, R., 2006.El papel de la inversión

tectónica en la estructura de la Cordillera Oriental (NO de los Andes argentinos). *J. Estructura. Geol.* 28, 1921-1932.

Cecioni, A., Frutos, J., 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico Inferior marino en la Sierra de Almeida, Norte de Chile. Congreso Argén. *Paleontol. Bioestratigr.* 1 (1), 191-207.

Charrier, R., Reutter, K.-J. 1994. The Purilactis Group of Northern Chile: Boundary between arc and backarc from the late Cretaceous to Eocene In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Heidelberg, 189-202.

Chong, G., 1973. Reconocimiento geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincial de Antofagasta. Memoria de prueba. Departamento de Geología, Universidad de Chile, pág. 284

Dingman, RJ 1963. Cuadrángulo Tular, Provincia de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1:50.000, 11.

Flint, S., Turner, P., Jolley, EJ, Hartley, AJ, 1993. Tectónica extensional en cuencas de márgenes convergentes: un ejemplo del Salar de Atacama. *Chil. Andes. Geol. Soc. Soy. Toro.* 105, 603-617.

Gardeweg, M., Ramírez, CF, Davidson, J., 1993. Mapa Geológico del área Salar de Punta Negra y Volcán Llullaillaco, Región de Antofagasta. *serv. Nac. Geol. mín. Doc. Trab.* 5 (1:100.000).

Gardeweg, M., Pino, H., Ramírez, CF, Davidson, J., 1994. Mapa Geológico del área de Imilac y Sierra Almeida, Región de Antofagasta. *serv. Nac. Geol. mín. Doc. Trab.* 7 (1:100.000).

Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Álvarez, P., Orts, D., 2003. Deformación cenozoica y estilo tectónico de los Andes, entre los 33 y 34 de latitud sur. *Tectónica*. <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC001354>.

González, K., Wilke, GH, Menzies, AH, Riquelme, R., Herrera, C., Matthews, S., Espinoza, F., Cornejo, P., 2015. Carta Sierra de Varas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica 178, 1 mapa escala 1:100.000.

Hammerschmidt, K., Döbel, R., Friedrichsen, H. 1992. Implicación de la datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de rocas volcánicas del Terciario de la Precordillera del norte de Chile. *Tectonofísica*, 202, 55-81.

Hartley, A., Flint, S., Turner, P. y Jolley, EJ 1992. Controles tectónicos en el

desarrollo de una cuenca aluvial semiárida como se refleja en la estratigrafía del Grupo Purilactis (Cretácico Superior-Eoceno) norte de Chile. *Revista de Ciencias de la Tierra de América del Sur*, 5, 275–296.

Iaffa, D., Sabat, F., Muñoz, JA, Mon, R., Gutiérrez, AA, 2011. El papel de las estructuras heredadas en la evolución de una cuenca de antepaís. La cuenca del Metan en el noroeste de Argentina. *J. Estructura. Geol.* 33, 1816e1828.

Isacson, P., Fischer, L., Davidson, J. 1985. Estratigrafía Devónica y Carbonífera de la Sierra de Almeida, Norte de Chile, resultados preliminares. *Revista Geológica de Chile*, 25/26, 113–124.

Jailard, E., 1992. La Fase Peruana (Cretáceo Superior) en la Margen Peruana. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 83, 81–87.

Jordan, T., Muñoz, N., Hein, M., Lowenstein, T., Godfrey, L., Yu, J., 2002. Fallamiento activo y plegamiento sin expresión topográfica en una cuenca evaporítica, Chile. *Geol. Soc. Soc. Toro.* 114 (11), 1406-1421.

Jordan, TE, Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., Gardeweg, M. 2007. Estratigrafía y estructura del subsuelo cenozoico de la cuenca del Salar de Atacama, norte de Chile. *Revista de Ciencias de la Tierra Sudamericana*, vol. 23, pág. 122-146.

Kley, J., Monaldi, C., Salfity, JA, 1990. Segmentación a lo largo del rumbo del antepaís andino: causas y consecuencias. *Tectonofísica* 301, 75-94.

Kley, J., Rosselló, EA, Monaldi, CA, Habighorst, B., 2005. Evidencia sísmica y de campo de inversión selectiva de fallas normales del Cretácico, rift de Salta, noroeste de Argentina. *Tectonofísica* 399, 55-172.

Kuhn, D., 2002. Estructuras de fajas plegadas y corridas y fallas de rumbo en el margen SE de la cuenca del Salar de Atacama, Andes chilenos. *Tectónica*. doi:10.1029/2001TC901042.

Maksaev, V., 1990. Metalogenia, Evolución Geológica y Termocronología de los Andes Chilenos entre las latitudes 21 y 26 Sur, y el Origen de los Grandes Yacimientos de Pórfido Cobre. Tesis doctoral. Universidad de Dalhousie, Halifax, pág. 544.

Maksaev, V., Zentilli, M., 1999. Termocronología de huellas de fisión de la Cordillera de Domeyko, norte de Chile: implicaciones para la tectónica andina y la metalogénesis del pórfido de cobre. *Explorar mín. Geol.* 8, 65-89.

Marinovic, N., Lahsen, A. 1984. Hoja Calama. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 58: 150 p., 1 mapa escala 1:250.000.

Marinovic, N., Smoje, I., Maksaev, V., Hervé, M., Mpodozis, C., 1995. Hoja Aguas

Blancas, Región de Antofagasta. serv. Nac. Geol. mín. Doc. Trab. 70.

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., Deckart, K., 2013.La estructura de la Cuenca del Chañarcillo: un ejemplo de inversión tectónica en la región de Atacama, norte de Chile. JS Am. Ciencias de la Tierra 42, 1-16.

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Deckart, K., Charrier, R., 2016.Estilos tectónicos y acortamiento cortical del segmento de losa plana "pampeana" de los Andes Centrales en el norte de Chile (27°-29°S). Tectonofísica 667, 144-162.

Martínez, F., González, R., Bascuñan, S., Arriagada, C. 2017.Estilos estructurales de la cuenca del Salar de Punta Negra en la Depresión Preandina (24°-25°S) de los Andes Centrales, *Journal of South American Earth Sciences*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.004>.

Mescua, J., Giambiagi, L., 2012.Inversión de fallas vs. nueva generación de cabalgamientos: un estudio de caso en la faja plegada y corrida de Malargüe, Andes de Argentina. *J. Estructura. Geol.* 31, 51e63.

Monaldi, CR, Salfity, JA y Kley, J., 2008.Estructuras extensionales conservadas en una cuenca de rift cretácico invertido, noroeste de Argentina: ejemplos de afloramientos e implicaciones para la reactivación de fallas. *Tectónica*, 27. doi: 10.1029/2006TC001993.

Mora, A., T. Gaona, J. Kley, D. Montoya, M. Parra, LI Quiroz, G. Reyes, and MR Strecker. 2009.El papel de la segmentación y vinculación de fallas extensionales heredadas en la orogénesis contraccional: una reconstrucción de cuencas de rift invertidas del Cretácico Inferior en la Cordillera Oriental de Colombia, *Basin Res.*, 21, 111 - 137.

Mora, A., Horton, BK, Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, RA, Parra, M., Blanco, V., García, D., Stockli, DF 2010.Patrones de deformación cenozoica en la Cordillera Oriental, Colombia: Inferencias a partir de resultados de trayectorias de fisión y relaciones estructurales. Reporte Interno, UTexas-ICP.

Mpodozis, C., Cornejo, P., 1997.El rift Triásico-Sinemuriano de Sierra Exploradora, Cordillera de Domeyko (25°-26°S): asociaciones de facies y reconstrucción tectónica. VIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, Actas I. Sesión Temática 3, 550-554.

Mpodozis, C. y Ramos, VA 1989.Los Andes de Chile y Argentina. En: Ericksen, GE, Cañas, MT, Reinemund, JA (eds) *Geología de los Andes y su Relación con los Recursos Hidrocarburíferos y Energéticos*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, Asociación Estadounidense de Geólogos del Petróleo, Houston, Texas, Earth Science Series, 11, 59-90.

Mpodozis, C. y Ramos, V. 2008.Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?, *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63, 479-495, 2008.

Mpodozis, C., Marinovic, N., Smoje, I. y Cuitiño, L., 1993. Estudio geológico estructural de la Cordillera de Domeyko entre Cerro Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Antofagasta: Servicio Nacional de Geología y Minería [Chile], Santiago, Informe Registrado IR-93-04, 282 p.

Mpodozis, C., Arriagada, C. & Roperch, P. 1999. Geología del Cretácico al Paleógeno de la Cuenca del Salar de Atacama, Norte de Chile: Una reevaluación de la Estratigrafía del Grupo Purilactis. Actas del 4° Simposio Internacional sobre Geodinámica Andina (ISAG), Göttingen, Alemania, 523–526.

Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T., Gardeweg, MC, 2000. Estratigrafía y deformación del Cenozoico tardío en la región norte de la Cuenca del Salar de Atacama: La zona de Vilama-Pampa Vizcachitas. En: Actas IX Congreso Geológico Chileno - Puerto Varas, vol. 2, págs. 598-603.

Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Colbold, P., Reich, M., 2005. Estratigrafía del Mesozoico tardío al Paleógeno de la cuenca del Salar de Atacama, Antofagasta, norte de Chile: implicaciones para la evolución tectónica de los Andes centrales. Tectonofísica 399, 125-154.

Muñoz, N., Charrier, R., Reutter, JK 1997. Evolución de la Cuenca del Salar de Atacama: Inversión tectónica y relleno de una cuenca de antepaís de retroarco. Actas 8° Congreso Geológico Chileno, 1, 195–199.

Muñoz, N., Charrier, R., Jordan, T., 2002. Interacciones entre basamento y cubierta durante la evolución de la Cuenca del Salar de Atacama, Norte de Chile. Rev. Geol. Chile 29, 55-80.

Niemeyer, H. 1984. La megahalla Tucúcaro en el extremo sur del Salar de Atacama: Una Antigua zona de cizalle reactivada en el Cenozoico. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Comunicaciones, 34, 37–45.

Niemeyer, H. 1999. El Complejo Igneo-Sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. Revista Geológica de Chile, 16(2), 163–181.

Niemeyer, H., Urzúa, F., Rubinstein, C., 1997. Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devonico-Carbonífero de Sierra Almeida. registro Antofagasta, Chile Rev. Geol. Chile 24 (1), 25-43.

Padilla, H., 1985. Informes de avance, Enero y Febrero, proyecto "Geología regional de enlace entre Quebrada de Vaquillas y Salar de Pedernales". Archivo técnico ENAP-Magallanes.

Pananont, P., C. Mpodozis, N. Blanco, TE Jordan y LD Brown. 2004. Evolución cenozoica de la cuenca noroccidental del Salar de Atacama, norte de Chile, Tectónica, 23,

TC6007, doi:10.1029/2003TC001595.

Ramírez, C.; Gardeweg, P., 1982. Hoja Tocona, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 58: mapa escala 1:250.000, p. Santiago 1-121.

Reutter, KJ, Charrier, R., Götze, HJ, Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., Giese, P., Reuther, CD, Schmidt, S., Rietbrock, A., Chong, G., Belmonte-Pool, A., 2006. La Cuenca del Salar de Atacama: un bloque hundido dentro del borde occidental de la Meseta Altiplano-Puna. En: Oncken, O., et al. (Eds.), La orogenia de subducción activa de los Andes. Springer Berlin Heidelberg, Berlín, págs. 303-325.

Rubilar, J., Martínez, F., Arriagada, C., Becerra, J. 2017. Estructura de la Cordillera de la Sal: Un elemento tectónico clave para la evolución Oligoceno-Neógena de la cuenca del Salar de Atacama, Andes Centrales, norte de Chile, *Journal of South American Earth Sciences.*, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.013>

Rubinstein, CV, Petus, E., Niemeyer, H. 2016. Palinotestigrafía de la Formación Zorritas, región de Antofagasta, Chile: Información sobre el límite Devónico/Carbonífero en el oeste de Gondwana, *Geoscience Frontiers*, doi: 10.1016/j.gsf.2016.04.005.

Scheuber, E. y González, G. 1999. Tectónica del Jurásico - Arco magmático del Cretácico Inferior de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (22°-26°S): Una historia de deformación de la corteza a lo largo de un límite de placa convergente. *Tectónica*, 18, 895-910.

Scisciani, V., Tavarnelli, E., Calamita, F., 2002. La interacción de las deformaciones de extensión y contracción en las zonas exteriores de los Apeninos centrales, Italia. *Revista de geología estructural* 24, 1647-1658.

Scisciani, V. 2009. Estilos de tectónica de inversión positiva en los Apeninos centrales y en el promontorio del Adriático: implicaciones para la evolución de la cadena de los Apeninos (Italia), *Struct. Geol.* doi:10.1016/j.jsg.2009.02.004

Soto R., Martinod J., Riquelme R., Hérail G., Audin L., 2005. Uso de marcadores geomorfológicos para discriminar la actividad tectónica del Neógeno en el antearco del norte de Chile (24°-25° S), *Tectonofísica* 41, p. 41-55.

Tomlinson, A., Blanco, N. 1997. Evolución estructural e historia de desplazamientos del Sistema de fallas del Oeste, Precordillera, Chile: Parte 1 y 2, historia sin mineral. En: *Actas 8º Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 3, 1873-1882.*

Pies de figura

Figura 1. Ubicación de la Depresión Preandina en los Andes Centrales, norte de Chile y distribución de provincias tectónicas vecinas en Chile, Argentina y Bolivia.

Figura 2. Mapa geológico simplificado que muestra la distribución en planta de las principales provincias tectónicas y unidades geológicas que forman parte del antearco del norte de Chile, entre 23° y 24°30' S.

Fig. 3. Mapa geológico simplificado sobre una imagen Landsat 8 de la Cuenca del Salar de Atacama (modificado de Arriagada et al., 2006 y Bercerra et al., 2014) y ubicación de los perfiles sísmicos 2-D utilizados en este estudio (líneas rojas). Las edades K-Ar y U-Pb se tomaron de Mpodozis et al. (2005) y Bascuñan et al. (2015). Las estrellas amarillas indican la ubicación de las fotografías en las figuras 5 y 6. Las líneas punteadas blancas indican la estratificación. Abreviaturas: rocas paleozoicas-triásicas: Complejo Lila; Cretácico: Grupo Purilactis; Intrusivos del Paleoceno: Rocas graníticas del Paleoceno; Sucesiones Paleoceno-Eoceno: Formación Naranja; Sucesiones Oligoceno-Mioceno: San Pedro y Tambores (Grupo Paciencia) fms ignimbritas del Mioceno; Depósitos volcánicos cuaternarios: principalmente lavas e ignimbritas. Se indica la ubicación del pozo petrolero Toconao-1.

Figura 4. Mapa geológico simplificado sobre una imagen Landsat 8 de la Cuenca del Salar de Punta Negra y la parte este de la Cordillera de Domeyko (modificado de Gardeweg et al., 1993, 1994 y González et al., 2015) y ubicación de la sísmica 2-D perfiles utilizados en este estudio (líneas rojas). La estrella amarilla indica la ubicación de las fotografías en la Fig. 7. Las líneas punteadas blancas y negras indican la estratificación. Abreviaturas: rocas paleozoicas-triásicas: Zorritas y/o fms La Tabla; Triásico: Formación Sierra de Varas; Jurásico: Formación El Profeta; Sucesiones Oligoceno-Mioceno: Formación Pampa de Mulás; ignimbritas del Mioceno.

Figura 5. a) Vista de la relación de contacto entre las formaciones Tonel y Purilactis del Grupo Purilactis, b) Fallamiento inverso y plegamiento de mesoescala que afecta a los depósitos del Oligoceno-Mioceno del Grupo Paciencia (Formación San Pedro), y c) Vista del plegado discordancia entre el Grupo Paciencia y las ignimbritas del Mioceno deformadas expuestas a lo largo de la Cuenca del Salar de Atacama. Consulte la Fig. 3 para ver la ubicación.

Figura 6. a) Vista WE de los estratos de crecimiento conservados dentro de los depósitos sinorogénicos del Grupo Purilactis, b) detalle de la discordancia angular entre los depósitos sinorogénicos del Grupo Purilactis superior y las ignimbritas del Mioceno expuestas a lo largo de Barros Arana

sinclinal, y c) aspecto en planta de la Falla de Paciencia delimitando el flanco occidental de la Cordillera de la Sal desde la región del Llano de la Paciencia. Consulte la Fig. 3 para ver la ubicación.

Figura 7. a) Detalle de la discordancia angular plegada y fallada entre los depósitos sinorogénicos del Oligoceno-Mioceno de la Formación San Pedro y las ignimbritas del Mioceno a lo largo de la parte norte de la Cuenca del Salar de Atacama, y b) vista panorámica que muestra las huellas del reverso involucrado en el basamento fallas que afectan el borde occidental de la cuenca del Salar de Punta Negra. Ver figuras. 3 y 7 para la ubicación.

Figura 8. Plantilla estratigráfica que muestra la correlación propuesta entre las tectonsecuencias interpretadas en este trabajo y las unidades geológicas expuestas a lo largo de las cuencas del Salar de Atacama y Salar de Punta Negra. El perfil sísmico corresponde al tramo central de la línea IG010 ubicado en la parte central de la Cuenca del Salar de Atacama. En los datos sísmicos se indica la proyección del pozo petrolero Toconao-1. Abreviaturas: SAB: Cuenca del Salar de Atacama, SPNB: Cuenca del Salar de Punta Negra.

Figura 9. Caricatura que ilustra los principales estilos de interacción extensional y contraccional reconocidos en las cuencas preandinas.

Figura 10. Perfil sísmico 2-D no interpretado e interpretado IG08b, que muestra un par de estructuras semigraben parcialmente invertidas a lo largo de la sección central de la cuenca del Salar de Atacama. Consulte la Fig. 3 para ver la ubicación. T1-T2: Tectonosecuencias sin-rift del Paleozoico Superior-Jurásico; T3: tectonsecuencias sinorogénicas del Cretácico Superior-Paleoceno; T4: tectonsecuencias sinorogénicas del Eoceno; T5: tectonsecuencias sinorogénicas del Oligoceno-Mioceno; T6: Tectonosecuencias sinorogénicas del Mio-Plioceno.

Figura 11. Perfil sísmico 2-D no interpretado e interpretado IG016b, que muestra la interacción estructural entre estructuras extensionales y contraccionales a lo largo de la sección centro-sur de la cuenca del Salar de Atacama. El perfil sísmico muestra un buen ejemplo de decapitación de fallas normales por fallas inversas. Consulte la Fig. 3 para ver la ubicación. T1 a T6 presentado como en la Fig. 10.

Figura 12. Segmento este interpretado y no interpretado del perfil sísmico 2-D IG024. La interpretación sísmica muestra dos tipos de interacción estructural: fallas normales por fallas inversas y el transporte de fallas normales por una rampa de empuje. Consulte la Fig. 3 para ver la ubicación. T1 a T6 presentado como en la Fig. 10.

Figura 13. Segmento occidental no interpretado e interpretado del perfil sísmico 2-D IG024, que muestra los principales estilos estructurales (anticlinal de inversión y fallas inversas involucradas en el basamento) observados a lo largo de la parte sur y este de la cuenca del Salar de Atacama. Consulte la Fig. 3 para ver la ubicación. T1 a T6 presentado como en la Fig. 10.

Figura 14. Perfil sísmico 2-D interpretado y no interpretado 1F016, que muestra la decapitación de la sección superior de una falla normal parcialmente invertida por fallas involucradas en el sótano en la parte norte de la cuenca del Salar de Punta Negra (Modificado de Martínez et al., 2017). Consulte la Fig. 4 para ver la ubicación. T1 a T6 presentado como en la Fig. 10.

Figura 15. Perfil sísmico 2-D interpretado y no interpretado 2F004, que muestra una serie de fallas y pliegues invertidos de doble buzamiento, que revelan la inversión tectónica positiva de fallas normales previas en la parte norte-central de la cuenca del Salar de Punta Negra (Modificado de Martínez et al., 2017). Consulte la Fig. 4 para ver la ubicación. T1 a T6 presentado como en la Fig. 10.

Reflejos

- Analizamos estructuras extensionales y contractivas en la Depresión Preandina
- Utilizamos perfiles sísmicos 2-D de estas cuencas, respaldados por datos de campo
- Revelamos tres tipos de interacción entre estructuras extensionales y contraccionales
- Las tectonsecuencias sinorogénicas registraron la evolución tectónica de la región
- Las estructuras de fallas inversas relacionadas con el sótano fueron responsables del engrosamiento de la corteza

MANUSCRITO ACEPTADO

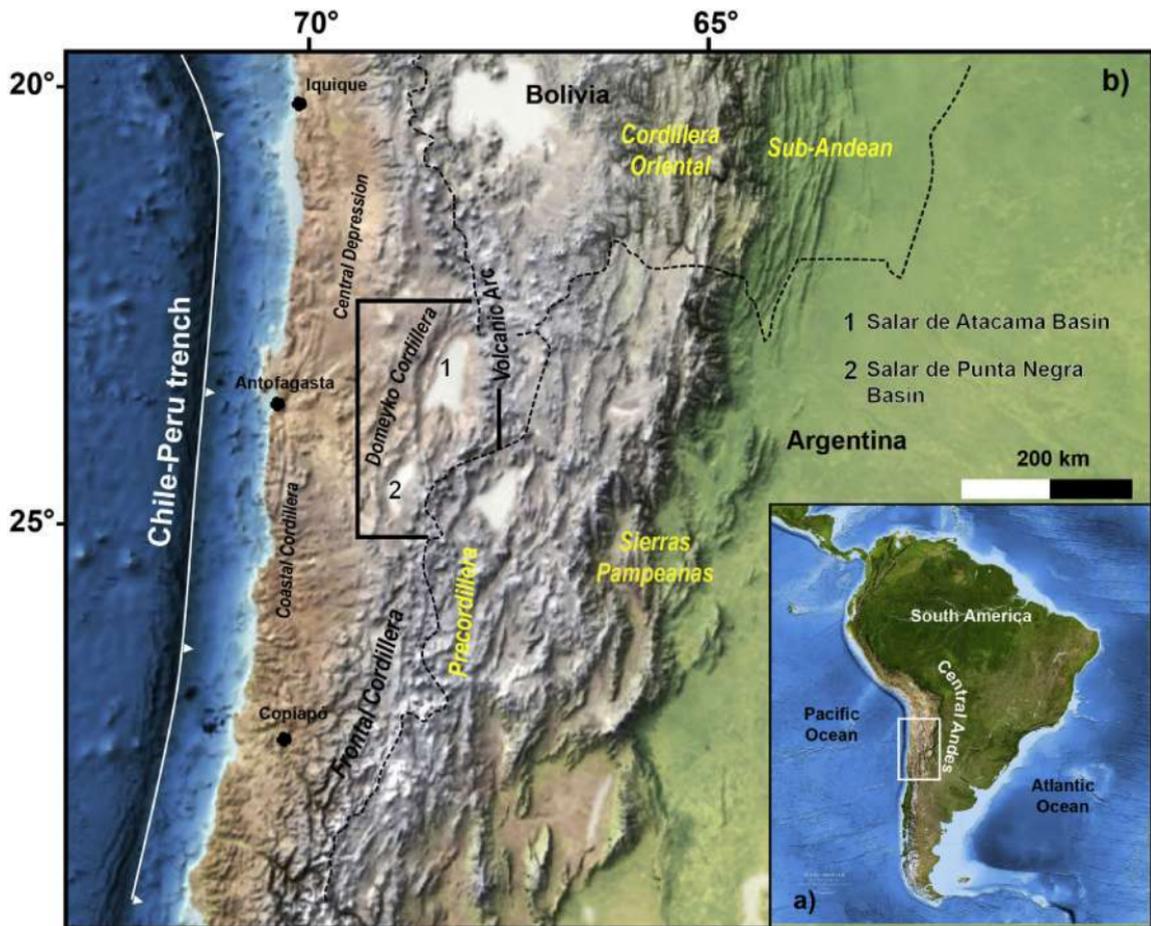


Figura 1

LEGEND

-  Salt flats
-  Pleistocene volcanics
-  Mio-Pliocene gravels deposits
-  Oligocene-Miocene deposits
-  Cretaceous-Paleocene deposits
-  Cretaceous-Paleocene intrusives
-  Paleozoic-Triassic basement

SYMBOLS

-  Major faults
-  El Bordo Escarpment
-  Syncline folds

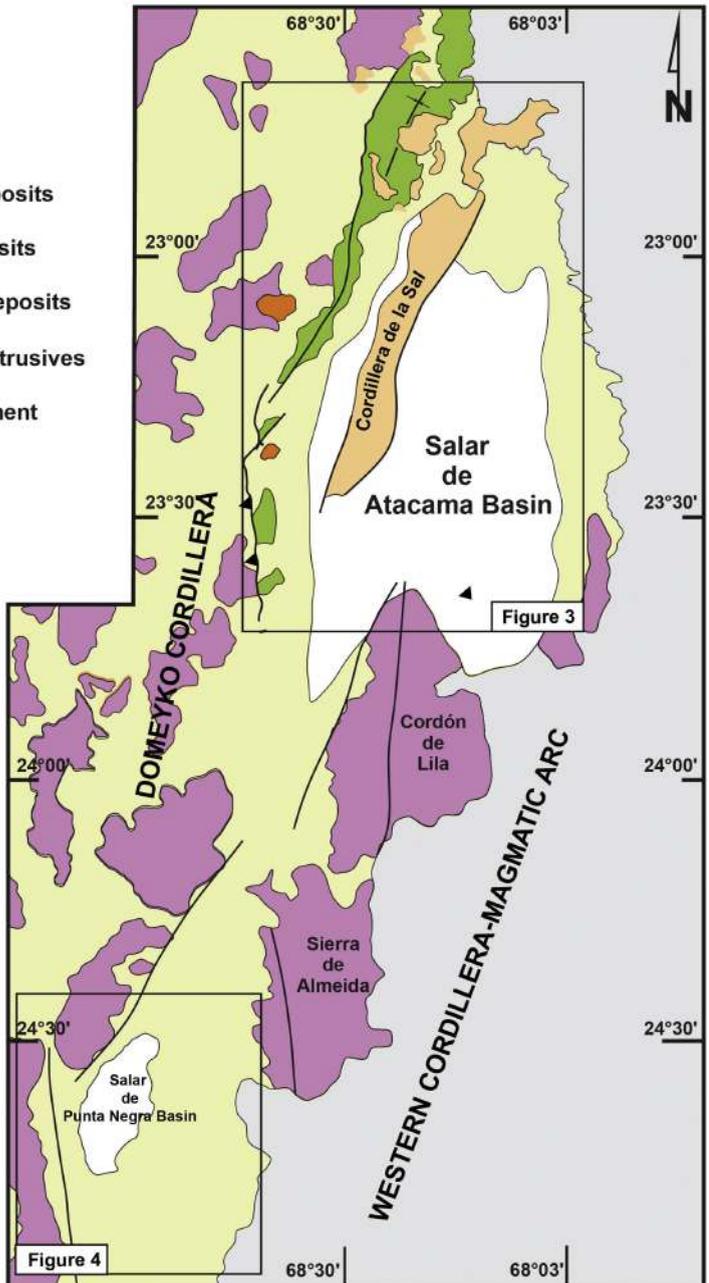


Figura 2

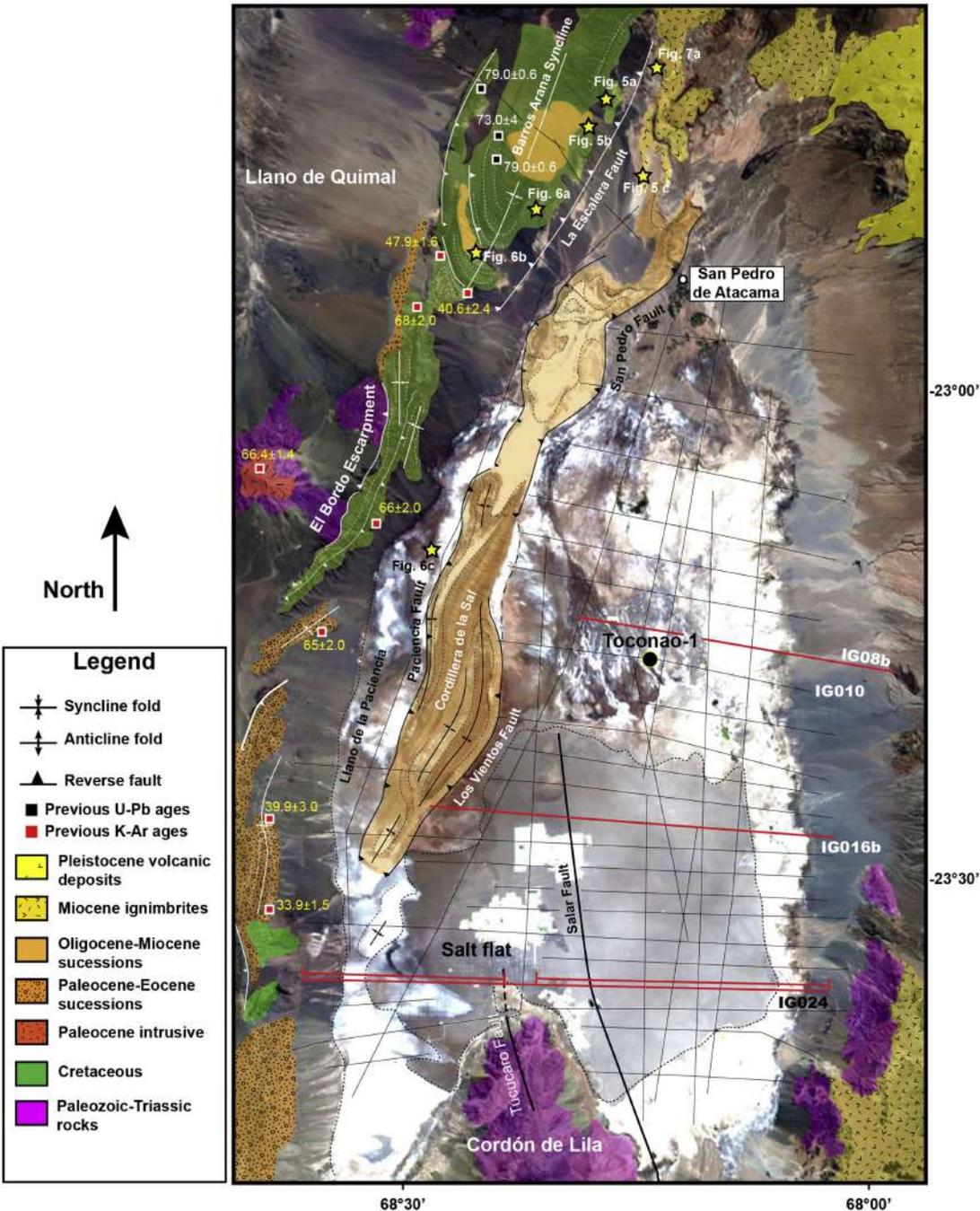


figura 3

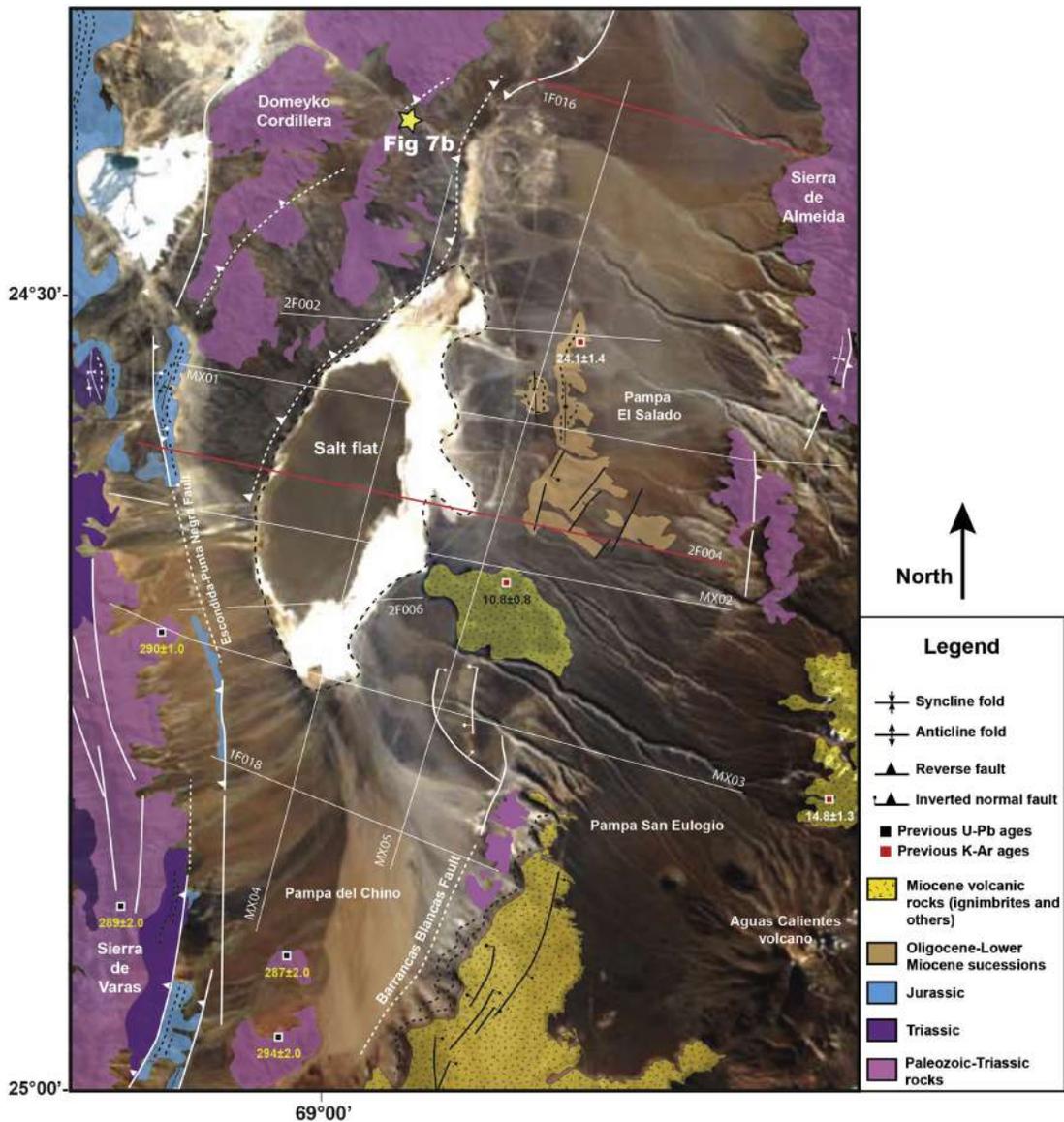


Figura 4



Figura 5

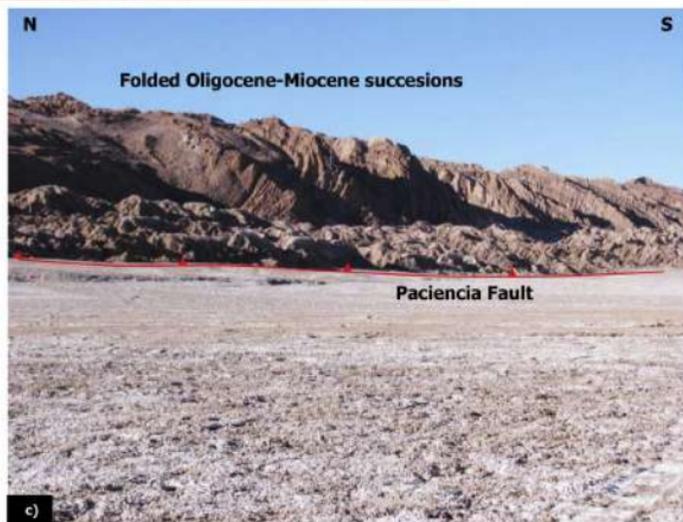


Figura 6

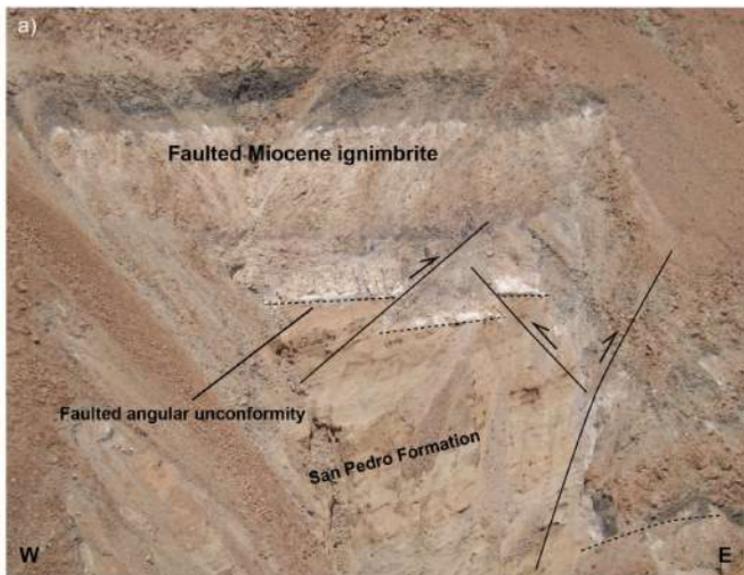


Figura 7

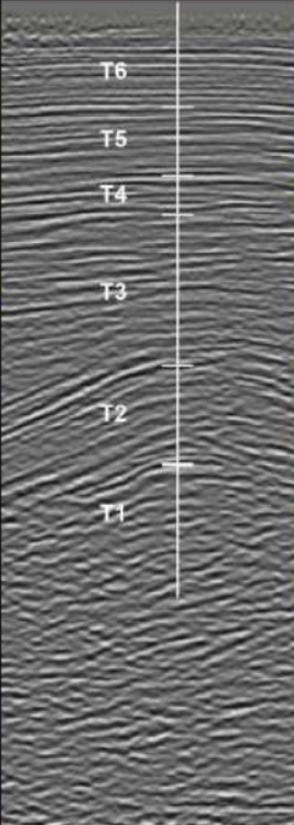
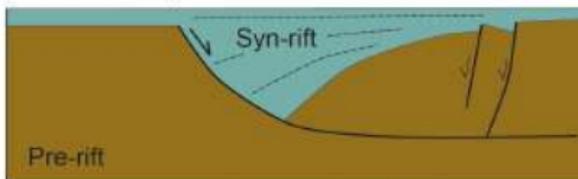
Geological Age		Seismic pattern	Seismic tectonosequences	Interpreted geological units		
Cenozoic	Neogene		T6	SAB	SPNB	
			T5			Vilama Fm.
	Miocene		T4	Paciencia Group	Pampa de Mulas Fm.	
	Paleogene		Oligocene	T3	Loma Amarilla Fm.	
			Eocene	T2	Purilactis Group and Naranja Fm.	
			Paleocene	T1	Sierra de Varas and El Profeta Fms.	
Mesozoic		Cretaceous	Basement	Lila Complex	La Tabla and Zorritas Fms.	
	Jurassic					
	Triassic					
Upper Paleozoic	Permian	Mainly granitic rocks				
	Carboniferous					

Figura 8

Initial pre-shortening state

Extensional fault system



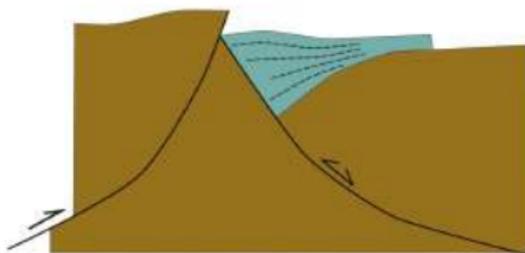
Rollover and synthetic and antithetic faults

Shortening and basin inversion

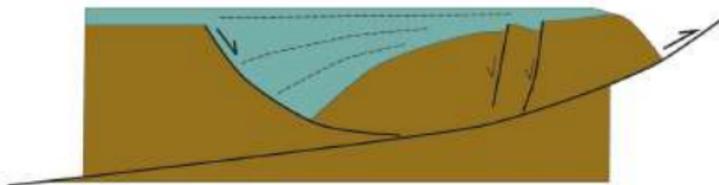
Pure positive inversion



Inversion anticline



Decapitation of previous inverted normal fault



Transport of previous inverted normal fault by thrust ramp

Figura 9

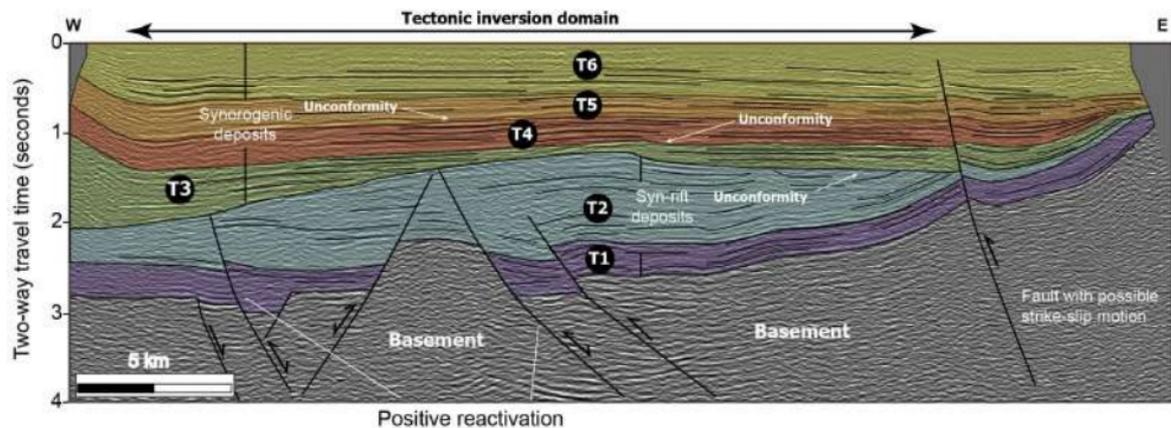
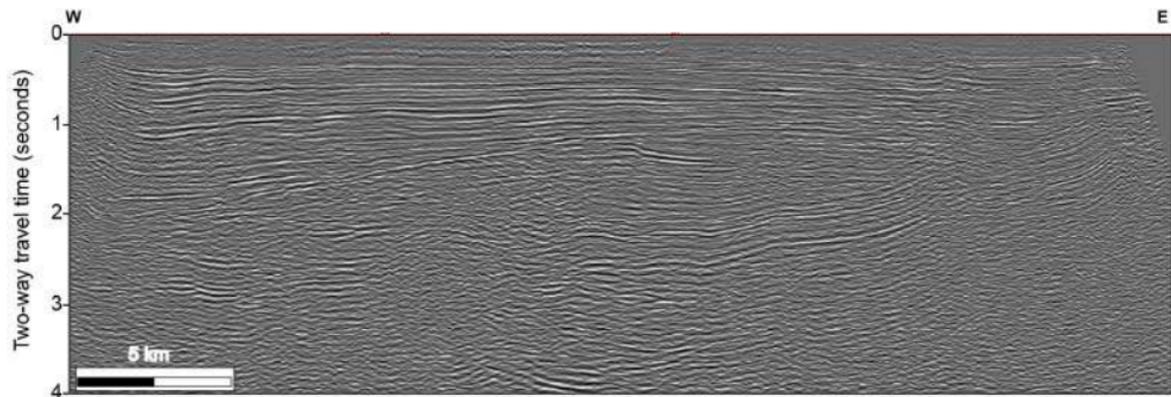
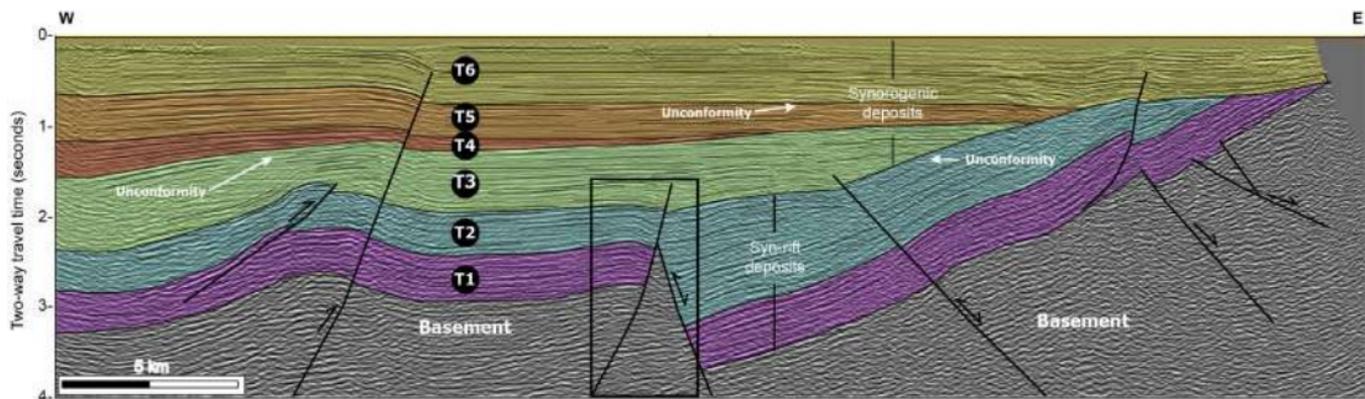
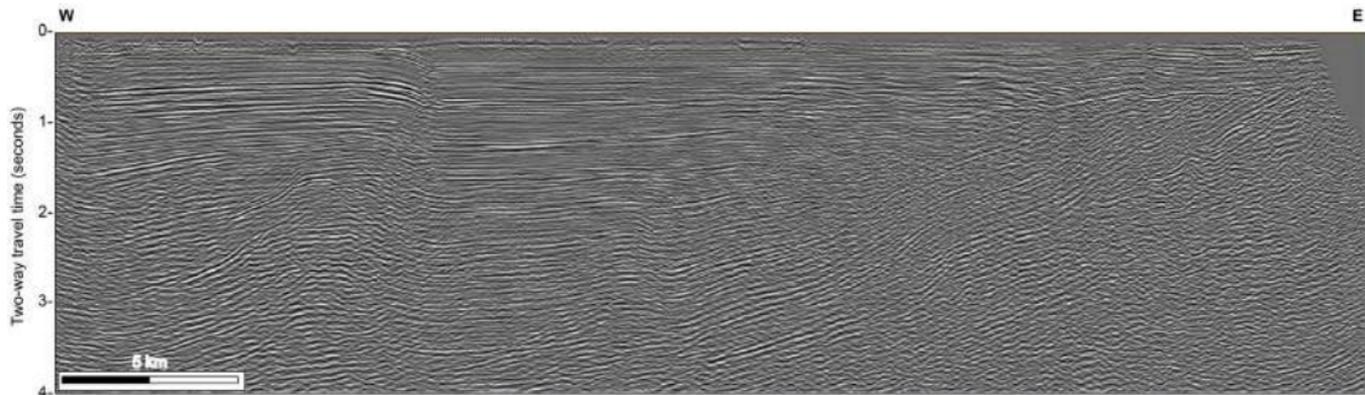
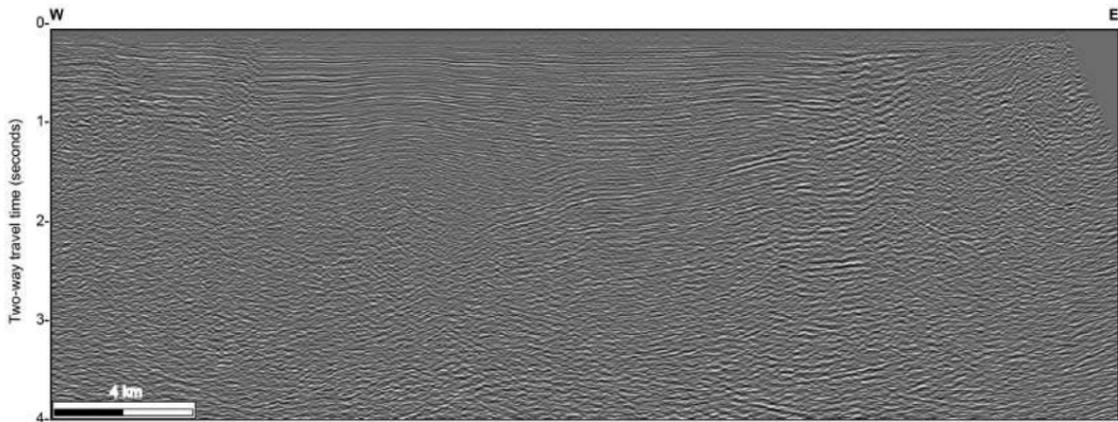


Figure 10



Decapitation of a previous inverted fault

Figura 11



Decapitation of a previous inverted fault

West-dipping reverse faulting

Tectonic inversion domain

East-dipping reverse faulting

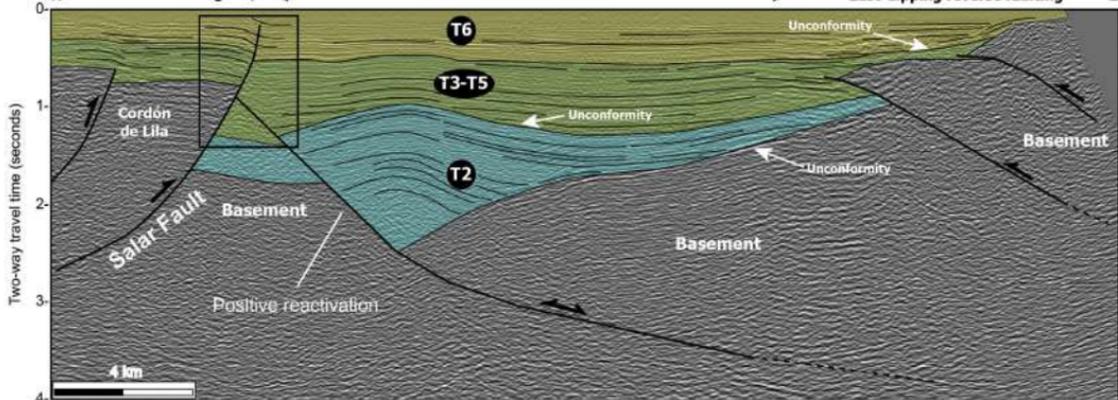


Figura 12

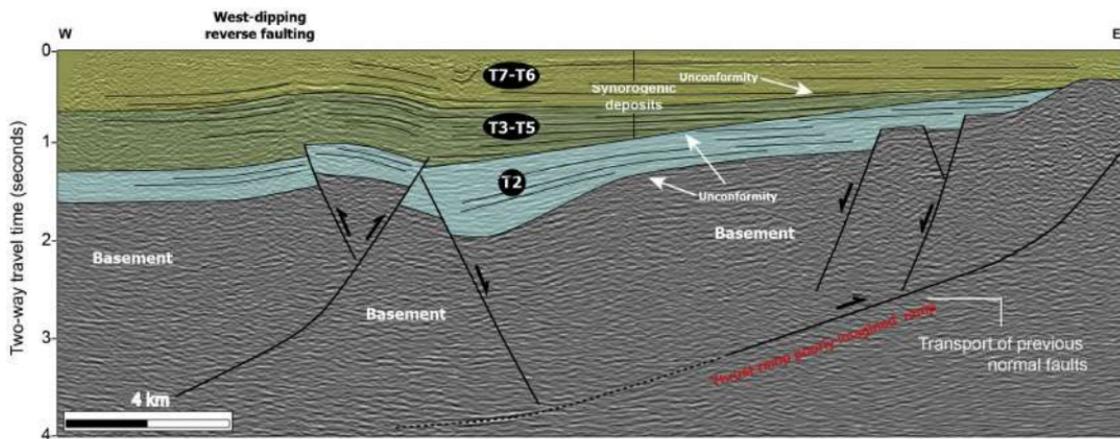
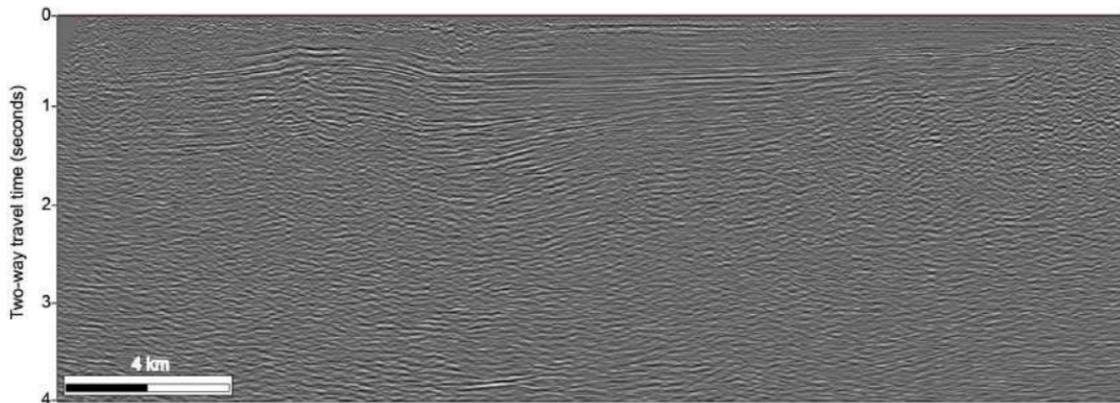


Figura 13

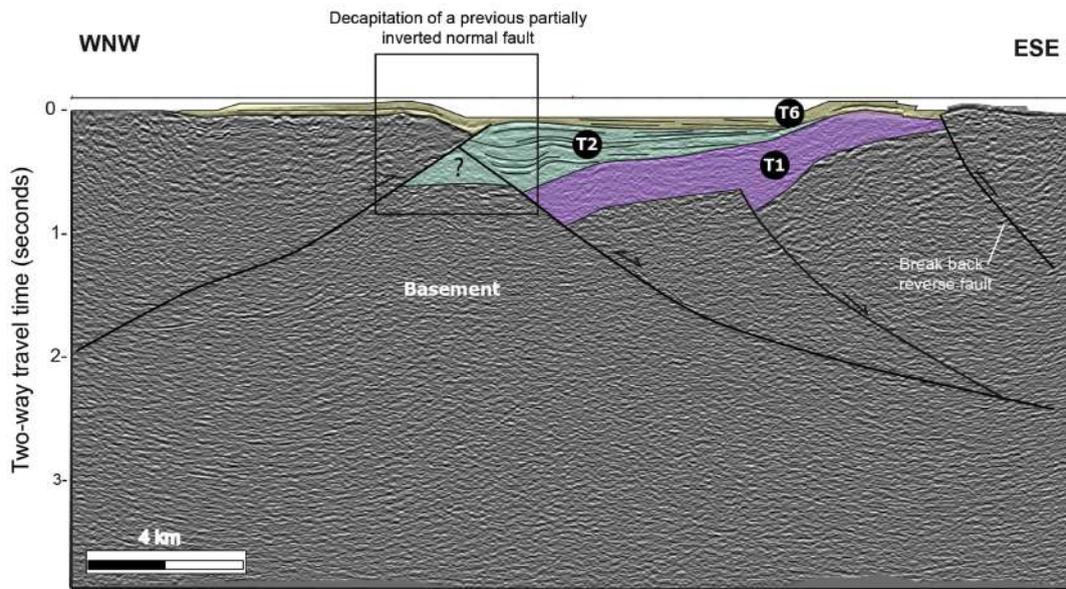
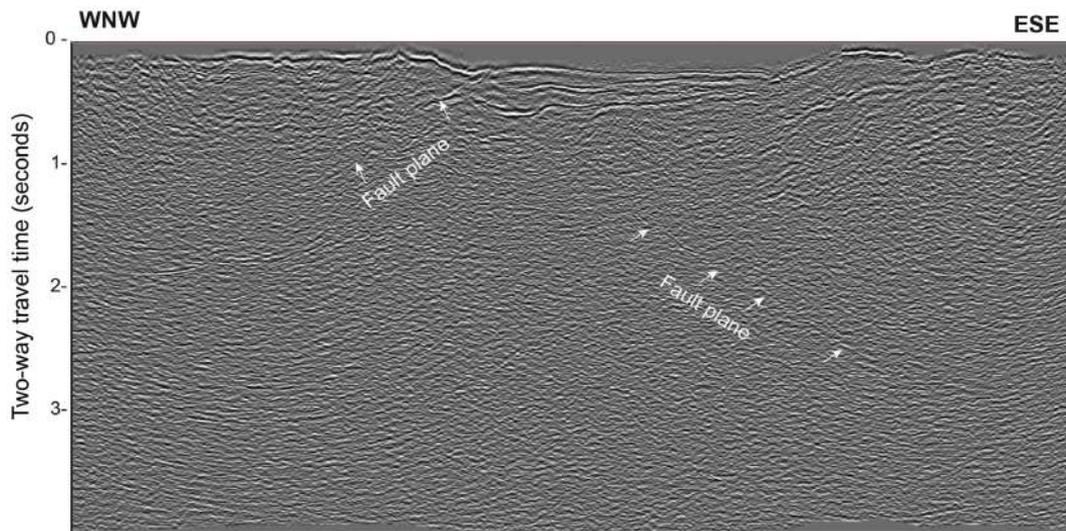


Figura 14

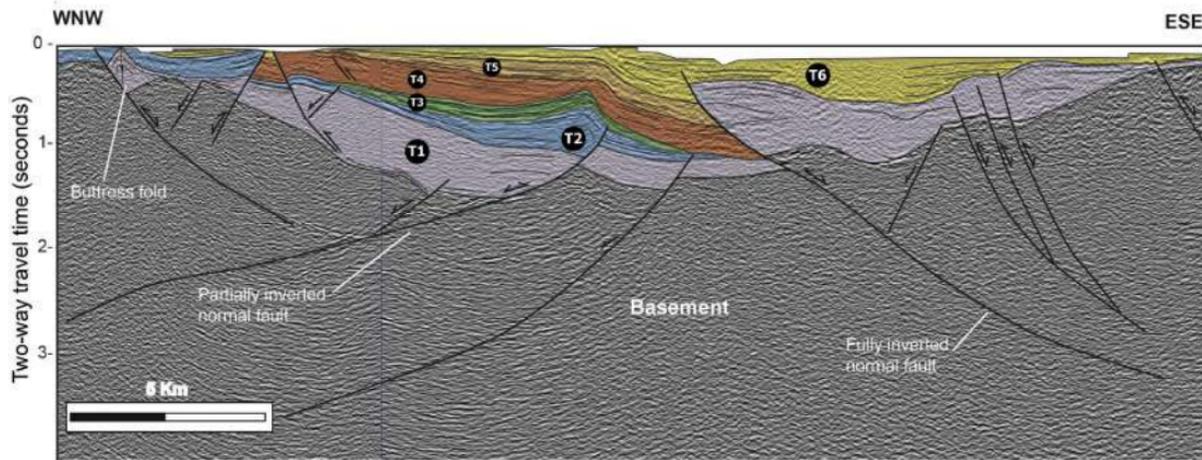
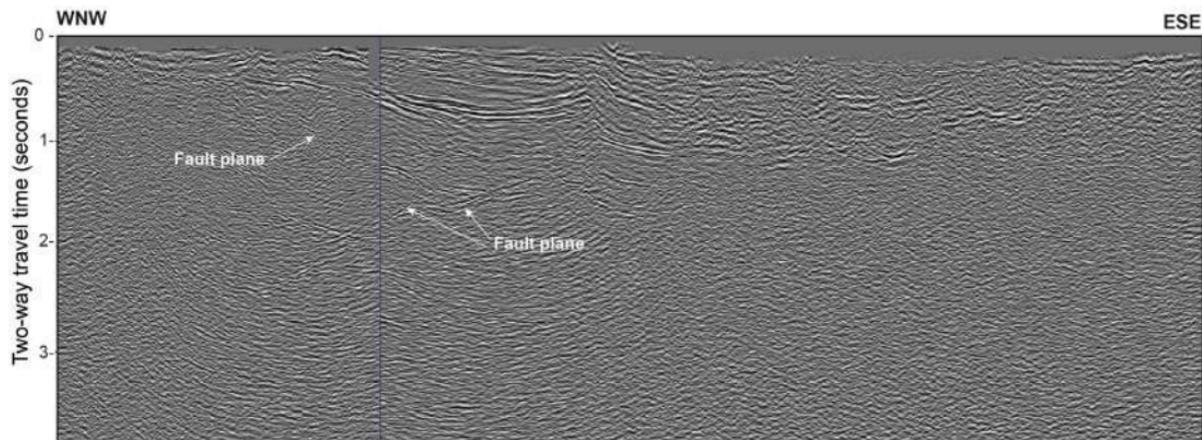


Figura 15