



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

**TECTÓNICA MEZO-CENOZOICA EN LA CORDILLERA PRINCIPAL DE CHILE
CENTRAL ENTRE 32° Y 33°S. ANÁLISIS A PARTIR DE NUEVOS ANTECEDENTES
DE CAMPO Y MODELAMIENTO ANALÓGICO.**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTORA EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA

PAMELA PAZ JARA MUÑOZ

PROFESOR GUÍA:
DR. REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DR. CESAR ARRIAGADA ORTEGA
DR. JOSÉ CEMBRANO PERASSO
DR. ERNESTO OSVALDO CRISTALLINI

SANTIAGO DE CHILE
2013

RESUMEN DE TESIS
PARA OPTAR AL GRADO DE
Doctora de Ciencias
Mención Geología
POR: **Pamela Paz Jara Muñoz**
FECHA: 19 de Diciembre de 2013
PROF. GUÍA: Dr. Reynaldo Charrier González

**TECTÓNICA MEZO-CENOZOICA EN LA CORDILLERA PRINCIPAL DE CHILE CENTRAL
ENTRE 32° Y 33°S. ANÁLISIS A PARTIR DE NUEVOS ANTECEDENTES DE CAMPO Y
MODELAMIENTO ANALÓGICO.**

El presente estudio se realiza en la Cordillera Principal de Chile central entre 32° y 33°S, en el límite sur de la zona de subducción subhorizontal Pampeana. Esta región se presenta como una zona clave para la comprensión y correlación con los fenómenos ampliamente estudiados al sur de 33°S, donde se ha reconocido que la mayor parte de la Cordillera Principal Andina en territorio chileno, está conformada por los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la cuenca extensional de Abanico (Eoceno superior-Mioceno inferior), y los depósitos esencialmente volcánicos de la Formación Farellones, depositada durante el proceso de inversión tectónica de la cuenca. El estudio cronoestratigráfico y estructural de la región de este estudio (32°-33°S), nos permite interpretar la geometría de la cuenca extensional de Abanico, la prolongación de los afloramientos mesozoicos y cenozoicos hacia el oriente y norte de 33°S, y la influencia que pudo tener su presencia o ausencia (y las estructuras que controlaron su desarrollo), en los eventos tectónicos posteriores.

Como objetivo se busca la comprensión de los eventos y factores tectónicos Meso-Cenozoicos que dan origen o influyen algunas de las diferencias latitudinales que se registran en la geología de la Cordillera Principal Andina entre esta región (32°S) y la región sur (33°S); en particular respecto del aparente angostamiento hacia el norte de los depósitos que habrían conformado la cuenca de Abanico y los cambios latitudinales en la geometría de las estructuras que los limitan.

Una primera etapa consiste en la recopilación y análisis de nuevos antecedentes que permitan complementar la información geológica para la región (trabajo de campo para la adquisición de muestras de roca y datos estructurales). Se presentan además 8 dataciones geocronológicas U/Pb en circón, y las implicancias paleogeográficas y estructurales de esta nueva información. En base a los antecedentes adquiridos, se realiza un estudio sistemático mediante modelamiento analógico; el cual fue desarrollado y seleccionado como metodología de trabajo, por permitir abordar el problema simplificando las variables que se interpreta que influyen en la complejidad estructural de la región.

De los resultados de este estudio: se reconoce la presencia de rocas del Cretácico Superior a Mioceno; se diferencian las unidades litológicas en que pueden subdividirse los afloramientos oligo-miocenos; se limita la actividad principal de la Falla Pocuro para períodos pre-miocenos; se presentan los eventos de deformación reconocidos; y se desarrollan una serie de modelos analógicos. Estos últimos nos permiten reconocer la influencia que tiene el ancho de una cuenca extensional en los posteriores procesos de inversión tectónica; lo cual para esta región se sugiere habría influenciado el rumbo principal NNW de las estructuras fuera de secuencia de la FPC de La Ramada, que afectan, en el sector más oriental de este estudio, a los afloramientos oligo-miocenos.



*A la Tierra,
a sus caminos,
y a los compañeros de camino...*

Agradecimientos

Esta tesis ha sido financiada mediante la Beca de Doctorado en Chile de CONICYT, la Beca de Apoyo a la Tesis de CONICYT, y la Beca “Ayuda para estancias cortas de investigación” del Departamento de postgrado y postítulo de la Universidad de Chile. Agradezco también las becas otorgadas por la Sociedad Geológica de Chile para la participación de Cursos Intensivos dictados por el Dr. José Cembrano (2007) y Dr. Constantino Mpodozis (2009). Se agradece a: ANILLO ACT-18, al *Advanced Mining Technology Center* (AMTC), IGCP-586Y Unesco y FONDECYT 1120272, y a los investigadores de éstos, por contribuir en financiamientos asociados a esta tesis. Mis agradecimientos al Departamento de Ing. En Minas de la USACH, que actualmente me ha dado el tiempo-espacio dentro de mi jornada laboral para terminar este proceso y el apoyo en la asistencia a congresos. Gracias también a toda la gente del Departamento de Geología de la U. de Chile, en particular a María Rosa y Cristi, gracias por el apoyo en los inicios, y a Maritza por ser guía para sobreponernos a la burocracia, a Verónica, a Carlos, a Juanito, Roberto, Don Julio y Julio...los últimos además se las vieron con mis muestras...cosa no fácil...Gracias

Este trabajo no sería tal, no habría ni comenzado ni terminado sin ..El Profeeee!, gracias profe! (Reynaldo Charrier), por guiar como lo hace...por llevarme casi de la mano en las primeras campañas de terreno y terminar dejándome a cargo de largas campañas sola en el cerro...tremendas experiencias!..agradezco la confianza desde la primera vez que me pasó la camioneta cuando iba de copilota, hasta cuando no sabía ni cuando me iba...y sobretodo por el último empujón para que este trabajo tuviera final.

Quiero agradecer además el apoyo y discusiones con los colegas Constantino Mpodozis, Germán Pineda (ambos además me apoyaron con salidas a terreno, de esas en que se aprende harto!), Carlos Marquardt, Daniel Sellés, compañeros del Sernageomin: Carlos Venegas y Felipe Espinoza, que durante un laborioso febrero me compartieron su oficina y ayudaron con el GIS; Luisa Pinto, Laura Giambiagi...A ellas, y a quienes agradezco en las publicaciones adjuntas en este texto, por sus minuciosas revisiones y comentarios. Del mismo modo, agradezco a José Cembrano por sus críticas constructivas a la primera versión de este texto, y a todos los miembros de la comisión por sus comentarios tendientes a mejorar la versión final de este trabajo. Un afectuoso abrazo a los colegas de la Universidad de Buenos Aires: Matías Ghiglione y Ernesto Cristallini por apoyar y abrirme las puertas (literalmente me entregaron las llaves) para desarrollar buena parte de este trabajo en sus espacios; a Dieguin y a Jere ... a la gente del LaMoGe y a los que andaban por allá y compartieron mi estadía y varios mates...Diego y Lu además por brindarme alojamiento o ayuda para encontrarlo...En mi estadía, y todos ellos, viví la educación pública...Gracias

Agradezco a los alumnos en práctica: Natalia Garrido, Cristian Chávez, Cristian Morales y amigos que me acompañaron a alguno(s) de los terrenos: Daniel González, Pía, Sergio..y hasta un hermano: Al Carlos, además le agradezco porque se movió montones con los modelos y diseñó el “pivot”, me fue a buscar post terremoto, y anduvo a caballo y camioneta cuando se pudo, además llegaba con el asao!. Agradezco a los arrieros: Wilson Briceño, Wladimir Gatica, Héctor Cortés y Hugo Arancibia, y a quienes nos abrieron el paso para acceder a estos lugares, muchas veces privados y cercados.. y a los caballos y/o burros que hicieron casi todo el trabajo duro, y nos acercaron a ricos quesos de cabra cordilleranos.

Lo que me queda de esta plana no es suficiente para resumir los agradecimientos que nacen tras varios años de apoyos en distintos sentidos; en un esfuerzo de hacerlo, quiero abrazar primero que nada a mi familia, por estar siempre ahí, en las buenas y en las buenas aunque sean malas, gracias además por entender y apoyarme en esta etapa.. y creer que es importante ...Mis amigas-colegas, en especial a la Viole, Sergirijillo, al Rodrigo Rauld, a la Pita y a los compañeros de postgrado con quien compartí oficina hasta que me auto-exilié, al Lalo por apañarme en largas jornadas de laburo; al compañero y actual colega-profe Pape; también con quienes las conversas hacen retomar el curso y aflorar ideas: Marcelo Farías, Cesar Arriagada, Pancho Gutiérrez, Daniel Carrizo. A mis amigos no colegas, porque les quedé debiendo tiempo...Javiii!, Cristiancillo...ahora sí! ...Arrellys, Caro, Sandrilla, Andrea, Fer y chiquillas bellas de la luna, tremendas mujeres, tremendas conversas....a mis compañeras y maestras de danza.. a Mestizo, a Claudia, por la energía!, vibras de las buenas, música, y la comprensión para estos procesos donde una se atrofia el cuerpo por las horas frente al compu...los músculos tienen memoria, pero no tesis...

A mi Surinanguis, por todas las veces que no lo pude acompañar a correr con la lengua afuera y sus orejotas al viento por quedarme laburando, le debo un spa canino y una ida a la playa. A los afloramientos, y a la flora: a la Melissa, a la Passiflora y a la Valeriana... Se me acabó la hoja! y no puedo seguir agradeciendo a todos los que quiero agradecer porque seguro se me quedarán muchos fuera y...

| TABLA DE CONTENIDO | PÁGINA |
|---|---------------|
| I INTRODUCCIÓN | 1 |
| I.1 El problema | 1 |
| I.2 Objetivos e hipótesis de trabajo | 2 |
| I.3 Organización de la Tesis y Metodologías utilizadas | 3 |
| I.4 Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso | 6 |
| | |
| II MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO REGIONAL | 8 |
| II.1 Segmentación Andina y unidades morfoestructurales | 8 |
| Región de estudio en el contexto regional del margen Andino | 10 |
| II.2 Convergencia de Placas y orogénesis en el margen Andino | 13 |
| II.3 Ciclos de evolución geotectónica andina | 16 |
| II.3.1 Primera etapa: Acreciones de terrenos alóctonos y paralóctonos | 16 |
| Primera etapa en el contexto de la región de estudio | 17 |
| II.3.2 Ciclo Pre-Andino | 18 |
| Ciclo Pre Andino en el contexto de la región de estudio | 18 |
| II.3.3 Ciclo tectónico Andino | 21 |
| Ciclo Andino en el contexto de la región de estudio | 23 |
| II.4 Unidades formales y estructura de la región de estudio | 28 |
| II.4.1 Formaciones en la Cordillera Principal entre 32°-33°S | 28 |
| II.4.2 Rocas intrusivas | 33 |
| II.4.3 Estructura | 34 |
| | |
| III MARCO TEÓRICO ESTRUCTURAL | 38 |
| III.1 Estructuras compresionales | 38 |
| III.1.1 Fallas y Pliegues | 38 |
| III.2 Estructuras extensionales | 44 |

| | |
|--|------------|
| III.3 Inversión positiva | 48 |
| III.4 Fajas plegadas y corridas | 52 |
| III.4.1 Modelo de cuña crítica y secuencia de deformación | 54 |
| | |
| IV NUEVOS ANTECEDENTES PARA LA REGIÓN | 56 |
| IV.1 Estratigrafía y estructura | 59 |
| Estero Chicharra | 59 |
| <i>Río Sobrante</i> | 66 |
| <i>Río Alicahue- las Llaretas</i> | 67 |
| <i>Río Rocín</i> | 77 |
| <i>Los Andes</i> | 83 |
| <i>Río Colorado</i> | 85 |
| <i>Laguna del Inca</i> | 88 |
| IV.2 Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30's. Implicancias estructurales y paleogeográficas (artículo adjunto) | 90 |
| IV.3 Estructura regional y eventos de deformación | 137 |
| IV.3.1 Estructura | 137 |
| <i>Sección entre 32° y 32°15'S</i> | 137 |
| <i>Sección entre 32°20'S y 32°30'S</i> | 139 |
| <i>Sección entre 32°45'S y 33°S</i> | 140 |
| IV.3.2 Eventos de Deformación | 142 |
| | |
| V EXPERIENCIAS EN MODELADO ANALÓGICO DE DEFORMACIÓN CORTICAL. | 146 |
| V.1 Introducción | 146 |
| V.2 Modelado analógico como metodología de estudio | 148 |
| V.3 Antecedentes | 150 |
| V.3.1 Motivación del Estudio, Hipótesis y Objetivos | 150 |

| | |
|---|------------|
| V.4 Metodología | 151 |
| V.4.1 Escalamiento | 151 |
| V.4.2 Materiales utilizados | 153 |
| V.4.3 Montaje experimental | 154 |
| V.4.4 Toma de datos | 156 |
| V.5 Resultados | 157 |
| Serie 1) Extensión Diferencial | 157 |
| Serie 2) Extensión Diferencial y Posterior Compresión Homogénea | 160 |
| Serie 3) Extensión Homogénea | 163 |
| Serie 4) Compresión Diferencial | 165 |
| Serie 5) Extensión Homogénea y Posterior Compresión Diferencial | 168 |
| Serie 6) Extensión Diferencial y Posterior Compresión Diferencial | 172 |
| V.6 Observaciones generales | 175 |
| V.7 Role of basin width variation on the development of inverted structures: Insight from analogue modelling and implications for the Central Andes (artículo adjunto) | 179 |
| | |
| VI DISCUSION GENERAL | 223 |
| | |
| VII CONCLUSIONES | 230 |
| | |
| Referencias | 232 |
| | |
| ANEXOS | |
| A Tabla de correlaciones cronoestratigráficas | |
| B Presentaciones relacionadas a esta tesis. | |
| C Descripción de cortes transparentes | |

| Índice de Figuras y Tablas | Página |
|---|---------------|
| FIGURA 1. 1: Mapa de rutas, localidades, ríos e hitos fronterizos referidos en el texto | 7 |
| FIGURA 2. 1: Segmentación Andina (Modificada de Kley et al., 1999; Ramos, 1999). | 9 |
| FIGURA 2. 2: Ubicación de la región de estudio en el contexto regional del margen Andino. Se indican unidades morfoestructurales mayores y curvas de contorno de profundidad de la placa de Nazca subductante (Cahill e Isacks; 1992; Ramos et al., 2002). | 11 |
| FIGURA 2. 3: Distribución de Principales Unidades morfoestructurales en el segmento de transición entre la zona de subducción subhorizontal Pampeana y subducción normal; curvas de nivel en línea gruesa punteada indican profundidad del plano de Wadatti-Benioff (Cahill e Isacks; 1992; Modificado de Ramos et al., 2002). | 12 |
| FIGURA 2. 4: Esquema de reconstrucción paleodinámica de las placas en el océano Pacífico y Sudamérica desde el Mesozoico al Presente (Zonenshajn et al., 1984). | 14 |
| FIGURA 2. 5: Correlación entre periodos de disminución e incremento de las tasas de convergencia, de acuerdo a Pardo-Casas y Molnar (1987) (línea discontinua) y Somoza (1998) (línea continua), y los períodos extensionales y compresivos en la parte central de los Andes del Sur), donde A: Período de desarrollo de cuencas extensionales, B: Período de inversión tectónica de la cuenca. (Charrier et al., 2002) | 15 |
| FIGURA 2. 6: Límites de terrenos acrecionados al borde occidental de Gondwana (Ramos, 1988.) (Tomado de Chernicoff y Zappettini, 2003). | 17 |
| FIGURA 2. 7: A) Afloramientos representativos del ciclo Pre Andino en Chile a la latitud de este estudio. EQ: Fm. El Quereo, LL: Fm. La Ligua, LM: Fm. Los Molles, P: Fm. Pichidanguí (Modificado de Charrier et al., 2007). | 19 |
| FIGURA 2. 8: Sistema de rift Mercedario (tomado de Álvarez y Ramos, 1999). | 20 |
| FIGURA 2. 9: Cuenca de La Ramada dentro del sistema de rift triásico centro-occidental de Argentina. (Ramos, 1991; Ramos, 1992; Álvarez y Ramos 1999). | 21 |
| FIGURA 2. 10: Distribución de afloramientos en la región de estudio correspondientes a las primera y segunda subetapas de la primera etapa del Ciclo Andino (Modificado de Charrier et al., 1007). | 24 |
| FIGURA 2. 11: Distribución de afloramientos correspondientes a la segunda etapa del Ciclo Andino (modificado de Charrier et al., 2007). LV: Lo Valle. | 25 |
| FIGURA 2. 12: Esquema paleogeográfico para el Cretácico en la Cordillera Principal oriental (Cristallini, 1996). | 26 |
| FIGURA 2. 13: Esquema paleogeográfico para la segunda subetapa de la Primera Etapa del Ciclo Andino (Tomada de Charrier et al., 2007). | 26 |
| FIGURA 2. 14: Cuadro de correlaciones cronoestratigráficas para las rocas de la Cordillera Principal de la región de estudio, desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa, por el oeste, y el sector de la Alta Cordillera Argentina por el oriente. | 29 |
| FIGURA 2. 15: Mapa regional, entre 32° y 34°S, de afloramientos de la Formación Abanico y estructuras principales que la limitan. (Compilado de: Rivano et al., 1993; Ramos, 1996; Fock, 2006; Farías, 2007; Rauld, 2011; y este trabajo). | 37 |

| | |
|--|----|
| FIGURA 3. 1: Características geométricas para pliegues por flexión de falla. | 39 |
| FIGURA 3. 2: Características geométricas para pliegues por propagación de falla. | 40 |
| FIGURA 3. 3: Características geométricas para pliegues por despegue. | 41 |
| FIGURA 3. 4: Geometría de deformación y campo de velocidades para fallamiento modelado mediante cizalla triangular (<i>trishear</i>) (Zehnder y Allmendinger, 2000, modificado de <i>webpage</i> Allmendinger http://www.geo.cornell.edu/RWA). | 43 |
| FIGURA 3. 5: Modelo de fallas normales en dominó en que pequeños bloques rotan y se desplazan hasta alcanzar una cierta extensión crítica en que el modelo se hace mecánicamente desfavorable (modificado de Cristallini, 1998). | 45 |
| FIGURA 3. 6: Modelo de fallas normales lítricas y ejemplos de posibles estructuras asociadas. (modificado de Cristallini, 1998). | 46 |
| FIGURA 3. 7: Esquema de secuencias de <i>prerift</i> | 48 |
| FIGURA 3. 8: Esquema de algunas de las estructuras típicas asociadas a inversión. | 51 |
| FIGURA 3. 9: Relación entre el radio de inversión (R_i) y el punto nulo. | 52 |
| FIGURA 3. 10: Esquema del modelo de cuña para el desarrollo de una secuencia de deformación desde el retropaís hacia el antepaís | 54 |
| FIGURA 4. 1: Mapa de ubicación de lugares a describir en texto. Se indica nomenclatura de muestras (Ver Anexo A1). Se resalta donde se obtuvo un mayor control estratigráfico y estructural por realizarse transectas oeste-este completas de la región. | 56 |
| FIGURA 4. 2: Mapa de ubicación de principales formaciones descritas para la región. Se indican además estructuras mayores y traza de perfil A-A' en la región norte de este estudio. | 57 |
| FIGURA 4. 3: Perfil A-A' de afloramientos y estructuras mayores expuestas a $\sim 32^{\circ}15's$ (ver traza en FIG. 4.2). Detalles de esta sección se presentan en cap. iv.2 (artículo adjunto). | 58 |
| FIGURA 4. 4: Vista al sureste hacia el Co. Talhuanal: capas del Cretácico Superior formando pliegues sinclinal y anticlinal, discordantes bajo niveles del Mioceno | 60 |
| FIGURA 4. 5: Panorámica hacia el sureste desde el río Del Valle, al fondo cerro Talhuanal y discordancia entre niveles del Cretácico Superior (abajo) y Miocenos (encima). | 60 |
| FIGURA 4. 6: Vista hacia el SSO desde el cerro Talhuanal (abajo derecha Laguna Conchuca), se observa discordancia entre rocas cretácicas deformadas abajo y niveles subhorizontales arriba sin ser afectados por la zona de Falla Pocuro. | 61 |
| FIGURA 4.7: Fotografía de niveles de brechas del Cretácico Superior bien estratificadas discordantes bajo niveles subhorizontales miocenos. Al fondo se observa cerro Talhuanal en vista al sur. | 62 |
| FIGURA 4. 8: Vista al NW hacia secuencia subhorizontal de niveles volcanoclásticos del Oligoceno-Mioceno Inferior | 63 |
| FIGURA 4. 9: Vista a ladera surponiente del estero Chicharra. Se observa la mayor deformación (capas inclinadas), al oriente de la zona del río Leiva. | 63 |

| | |
|--|----|
| FIGURA 4. 10: Vista hacia el sur de niveles volcanoclásticos y tobas rojas. | 64 |
| FIGURA 4. 11: Vista hacia el sur, bajando desde “Paso de la Quebrada Fría” (FIG:5.1) hacia serie de pliegues anticlinales y sinclinales de rumbo axial ~NS. | 65 |
| FIGURA 4. 12: Vista hacia el surponiente a Cerro “Leoncito”; se indica traza de falla Pocuro y estratificación de rocas datadas en $87,7 \pm 1,2$ Ma de la Formación Salamanca, discordantes bajo secuencia volcánica miocena de la unidad Alicahue- Chepical (este trabajo). | 68 |
| FIGURA 4. 13: Vista al suroeste desde la Laguna Chepical. Detalle de deformación de rocas del Cretácico Superior al oriente de la zona de Falla Pocuro y rocas miocenas discordantes subhorizontales sobreyacentes. | 69 |
| FIGURA 4. 14: A) Vista hacia el norponiente desde ladera sur del estero Las Lletas hacia río Leiva. Se observa contacto por falla entre rocas volcánicas a volcanoclásticas (al poniente) y rocas esencialmente detríticas (al oriente). B) Detalle de plegamiento anticlinal en rocas volcanoclásticas. | 71 |
| FIGURA 4. 15: Vista al norponiente hacia ladera occidental al río Leiva; se observan pliegues con eje axial de rumbo NE a EW. | 71 |
| FIGURA 4. 16: pliegues volcados en ladera oriental del río Leiva. | 72 |
| FIGURA 4. 17: A) Vista hacia el borde nororiente de cerro El Pañuelo; al fondo capas bien estratificadas de areniscas y brechas. B) Detalle de estratificación cruzada indicando techo hacia el oeste (hacia punta de lápiz en fotografía). C) Detalle de intercalación de areniscas y limos. | 73 |
| FIGURA 4. 18: A) Diques clásticos en secuencia estratificada del cerro El Pañuelo. B) Vista hacia el sureste mostrando <i>slumps</i> en capas de brechas de la unidad más detrítica observada en la región. | 73 |
| FIGURA 4. 19: Vista hacia el NNW hacia rocas detríticas y volcanoclásticas en cerro El Pañuelo (anticlinal chevrón). | 74 |
| FIGURA 4. 20: Vista al norte de detalle de secuencia detrítica e ignimbrítica conformando pliegue anticlinal chevrón de vergencia occidental en Cerro el Pañuelo. | 75 |
| FIGURA 4. 21: Vista hacia el sureste a sinclinal conformado en rocas volcánicas dispuestas discordantes sobre las unidades detríticas. | 76 |
| FIGURA 4. 22: Vista hacia el sur, al oriente de hito fronterizo “Paso Las Lletas”, mostrando deformación de vergencia oriental en rocas datadas en 23 Ma. | 77 |
| FIGURA 4. 23: Vista hacia Ladera sur del río Rocín en su traza E-W al oriente de la zona de Falla Pocuro. Se observa estratificación general subhorizontal y leves cambios de manteos y discordancias en la región alta de estos cerros. | 78 |
| FIGURA 4. 24: Vista hacia ladera sur del río Rocín. Monoclinal con inclinaciones de hasta $\sim 45^\circ$ E en su flanco oriental. | 80 |
| FIGURA 4. 25: Vista hacia el surponiente hacia deformación al oeste de Quebrada “Chilón”. Se indica detalle de vergencia de la deformación y traza de ejes del plegamiento en fotografía inferior. | 82 |
| FIGURA 4. 26: Vista hacia ladera suroriente en río Rocín al oeste de paso fronterizo. Se observan despegues hacia el oriente. | 83 |

| | |
|--|-----|
| FIGURA 4. 27: Basculamiento suave ($<10^\circ$) hacia el oriente, de rocas del Cretácico Superior al oeste de la zona de Falla Pocuro, al norte de la ciudad de Los Andes. | 84 |
| FIGURA 4. 28: Vista al SE mostrando discordancias locales entre las formaciones Farellones (arriba) y Abanico (abajo). | 86 |
| FIGURA 4. 29: Vista al SE mostrando la deformación en la ladera sur del río Colorado en su traza NS.; en ésta se observa que la deformación que pliega estos niveles afecta a ambas formaciones (Abanico, abajo y Farellones, arriba). | 87 |
| FIGURA 4. 30: Vista al SSE en nacientes del río Colorado; capas deformadas (vergencia nororiental) asignadas a la Formación Farellones. | 88 |
| FIGURA 4. 31: Vista al sur desde borde norte de Laguna del Inca. A) Rocas deformadas formando un sinclinal en ladera oriental a la laguna. B) discordancia (o falla) entre rocas de inclinación al este y niveles superiores que inclinan al noroeste en ladera poniente a la laguna. | 89 |
| FIGURA 4. 32: Esquema de interpretación del desarrollo estructural de la región de deformación de rumbo preferencial NS en base a bandas kink y plegamiento por propagación de falla. | 138 |
| FIGURA 4. 33: Sección esquemática de la estructura a $32^\circ 15'S$, entre la zona de la Falla Pocuro y la Falla Río Teatinos-Río Volcán. | 139 |
| FIGURA 4. 34: Esquema de plegamiento e interpretación en base a bandas kink basada en información geológica levantada en la Hoja Quillota Portillo a $\sim 32^\circ 30'S$ (Rivano et al., 1993) y este trabajo. | 140 |
| FIGURA 4. 35: A) Sección esquemática a $32^\circ 45'S$ entre la Falla Infiernillo y el límite internacional Chile Argentina. B) Detalle de interpretación para la zona de Cerro Juncal y Laguna del Inca. | 141 |
| FIGURA 4. 36: Esquema de eventos de deformación entre $32^\circ S$ y $32^\circ 30'S$ entre la zona de Falla Pocuro (FP) y la FPC La Ramada. | 144 |
| FIGURA 5. 1: Relaciones modelo/prototipo y factor de escala para algunas variables físicas (tomado de Twiss y Moores, 2007). | 152 |
| FIGURA 5. 2: Montaje generalizado para las 6 series de experimentos desarrollados. Se indica relación respecto del pivote, donde P=zonas cercana al pivote, D= zona distante al pivote; las cuales son utilizadas como referencia en el texto. | 155 |
| FIGURA 5. 3: Vista en planta del montaje experimental y las posibilidades de movimiento del muro móvil y discontinuidad de velocidad (DV), según la dirección de movimiento del tornillo sin fin anclado al motor. Dirección (flechas) y cantidades de extensión y compresión indicadas son ejemplo aplicado para la Serie 2. P: Zona Proximal y D: Zona Distal en relación al pivote. | 156 |
| FIGURA 5. 4: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A: 0%, B: 20%, C: 40%, D: 60%, E: 80%, F: 100%) de deformación en extensión diferencial. | 158 |
| FIGURA 5. 5: Izq: Vista en planta de estado final tras extensión diferencial y traza de perfiles. Der: Secciones transversales en estado final de modelo tras extensión diferencial | 159 |
| FIGURA 5. 6: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación compresiva (etapa de inversión) en serie de extensión diferencial y posterior compresión homogénea. | 161 |

| | |
|--|-----|
| FIGURA 5. 7: Bloque 3D construido mediante secciones transversales equiespaciadas para la visualización de la continuidad de las estructuras (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011). Se indican además las zonas P y D (relacionadas a la distancia respecto del pivote y correspondiente ancho de cuenca previo a la compresión), y las zonas internas y externas respecto del muro móvil. Color celeste corresponde al relleno de la cuenca generada en la Serie 1. | 162 |
| FIGURA 5. 8: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación en extensión homogénea. F) Depocentros rellenos con arena café para su mejor observación. | 164 |
| FIGURA 5. 9: Sectorización y desarrollo estructural de un perfil representativo de la cuenca desarrollada mediante extensión homogénea. | 165 |
| FIGURA 5. 10: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación en compresión diferencial. | 167 |
| FIGURA 5. 11: Cubo 3D construido con secciones perpendiculares a la orientación del muro móvil al final de la experiencia de la Serie 5 (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011). | 168 |
| FIGURA 5. 12: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación compresiva (etapa de inversión) en serie de extensión homogénea y posterior compresión diferencial. | 170 |
| FIGURA 5. 13: Cubo 3D construido con las secciones transversales de la etapa final de la Serie 5: extensión homogénea y posterior compresión diferencial (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011). | 171 |
| FIGURA 5. 14: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación compresiva (etapa de inversión) en serie de extensión diferencial y posterior compresión diferencial. | 173 |
| FIGURA 5. 15: Bloque 3D construido con secciones transversales de la etapa final de la serie de extensión y posterior compresión diferencial (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011). | 174 |
| FIGURA 5. 16: Bloque 3D en los que se observa la traza en profundidad de algunas de las estructuras (fallas normales) que controlan la Cuenca extensional a los largo del modelo de extensión diferencial (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011). | 175 |
| FIGURA 5. 17: Esquema de entrega de resultados para los modelos desarrollados en base a las series 2 y 5, en el Cap. V.7 (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011). | 176 |
| FIGURA 5. 18: Bloques 3D de la deformación generada en la Serie 5 (extensión diferencial y posterior compresión homogénea), a) Secciones transversales de estado final, b)-c)-d) bloques con reconstrucción en profundidad de las estructuras en planta (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011). | 177 |
| FIGURA 6. 1: Mapa de afloramientos de la Formación Abanico entre 32° y 34°S y estructuras principales (fallas y pliegues) de la Cordillera Principal (compilado de Sernageomin, 2003; Rivano et al., 1993; Fock, 2006; Farías, 2007; Rauld, 2011 y este trabajo). | 226 |

I INTRODUCCIÓN

I.1 El problema

La Cordillera de Los Andes es una cadena montañosa formada en un margen activo por subducción, por lo que se espera una configuración del orógeno fundamentalmente generada por compresión. Corresponde a un rasgo morfotectónico mayor en el margen continental sudamericano que abarca más de ~6.000 km de largo, y que presenta variaciones latitudinales notorias que han sido estudiadas desde al menos la década del '70 (Gansser, 1973; Aubouin et al., 1973), y que han permitido subdividirla en segmentos (ver Cap. II). Bastantes y variados estudios se han realizado en torno a la comprensión de las diferencias latitudinales que resultan de esta segmentación, para las cuales se han propuesto factores ligados a las diferencias intrínsecas a las placas en contacto a través de la historia del margen, y cambios en los factores tectónicos asociados a esta interacción (Gansser, 1973; Isacks et al., 1982; Jordan et al., 1983; Gutscher, 2002; entre otros). El orógeno andino tiene, como consecuencia, variaciones latitudinales en su estructura y su historia geológica, lo que a su vez influye en los modelos de formación de yacimientos minerales, rasgos morfológicos, ubicación de zonas de ruptura sísmica, régimen tectónico, entre otros. Si bien a escala de los segmentos andinos (~1.000 km) estas diferencias se hacen más evidentes entre dos segmentos o dentro de los límites de un segmento (escala de cientos de kilómetros), es posible reconocer algunos cambios latitudinales en las características geológico-estructurales a lo largo de distancias considerablemente menores.

Una región en donde se observan cambios latitudinales en las características geológicas (litológicas, geomorfológicas, geocronológicas, estructurales, etc.) en la Cordillera Principal Andina, corresponde a la zona entre 32° y 34°S, donde se encuentra el límite entre la zona de Subducción Subhorizontal (*Flat Slab*) Pampeana, al norte, y la zona de Subducción Normal, que corresponde a la Zona Volcánica Sur (ver Segmentación Andina en FIG. 2.1, según Kley et al., 1999; Ramos, 1999). La región al norte de 32°S ha sido ampliamente estudiada, así como la región al sur de 33°S; sin embargo, se han realizado menos estudios en la región comprendida entre 32° y 33°S, o sea, la zona de transición entre los dos segmentos mencionados, los cuales se han concentrado principalmente en la vertiente argentina (oriental) de la Cordillera Principal, y que corresponden al estudio de la estructura de las fajas plegadas y corridas de La Ramada y Aconcagua (ver Ramos et al., 1996). Lo anterior ha llevado a la construcción de modelos geológico-estructurales que explican la historia andina a distintas latitudes, pero sin una integración entre ambas zonas, lo que dificulta el estudio de la continuidad hacia el norte de algunos de los rasgos tectónicos observados al sur de 33°S. En este sentido, se reconoce, al sur de 33°S, que la mayor parte de la Cordillera Principal Andina en territorio chileno, está conformada por los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la cuenca extensional de Abanico, desarrollada durante el período comprendido entre el Eoceno superior y el Mioceno inferior, que se extendería entre ~31° y 39°S (ver Charrier et. al., 2007 y referencias en ellos), y los depósitos esencialmente volcánicos de la Formación

Farellones, depositada durante el proceso de inversión tectónica de la cuenca. Sin embargo, si bien ha sido ampliamente aceptada la continuidad de la cuenca, y se observa una aparente disminución de su desarrollo hacia el norte, no existen trabajos regionales que integren la información de ambas zonas, de modo de reconocer o no la continuidad espacial y temporal de la cuenca, así como la influencia que tiene su presencia (o ausencia) y la de las estructuras que habrían controlado su desarrollo e inversión en el desarrollo del orógeno andino.

En este sentido, la región de estudio, cual es la Cordillera Principal de Chile central entre 32°-33°S, es un sector andino que permite resolver las siguientes interrogantes planteadas en este trabajo:

1) Respecto de la cuenca y sus depósitos: ¿Son todas o algunas de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la región comprendida entre 32° y 33°S la prolongación hacia el norte de la cuenca de Abanico?. ¿Se depositaron éstas en un ambiente generado por un régimen extensional?. De ser así, ¿cuál es la geometría y extensión de la cuenca de Abanico al norte de 33°S?.

2) Respecto de la deformación: ¿Cuáles son las estructuras que limitan estos depósitos y, eventualmente, la cuenca de Abanico al norte de 33°S?. ¿Cuáles son las características geométricas y evolución de estas estructuras?. ¿Se encuentra la deformación posterior al desarrollo de la cuenca, influenciada por la presencia de la cuenca de Abanico a esta latitud?. ¿Son las estructuras oblicuas de la Faja Plegada y Corrida de La Ramada, fallas que afectan a los depósitos cenozoicos?. Si es así, ¿Cómo influencia la presencia de la cuenca, y sus estructuras asociadas, esta oblicuidad? Entonces, y a modo general: ¿Cuál es el rol de una cuenca extensional, y de su ancho, en el proceso orogénico posterior a la inversión tectónica?.

En el siguiente apartado se resumen los objetivos e hipótesis asociadas que podrían responder a las interrogantes expuestas, y se presentan las metodologías seleccionadas en este estudio para resolverlas.

I.2 Objetivos e hipótesis de trabajo

El objetivo principal de este estudio es la comprensión de los eventos y factores tectónicos Meso-Cenozoicos que dan origen o influncian algunas de las diferencias latitudinales que se registran en la geología de la Cordillera Principal Andina, en el límite sur de la zona de subducción subhorizontal Pampeana (32°-33°S), respecto de la región ubicada al sur de esta latitud.

Como objetivos específicos nos interesa: 1) Reconocer y explicar la continuidad, tanto espacial como temporal, de los depósitos de la cuenca de Abanico al norte de 33°S, ampliamente reconocidos en la Cordillera Principal de Chile central, al sur de 33°S. 2)

Una vez reconocidos, explicar la causa de su aparente angostamiento, es decir, la influencia del ancho de una cuenca extensional tras un proceso de inversión tectónica, y las implicancias estructurales de un cambio latitudinal en este ancho. 3) Integrar la información recopilada en el contexto de perfiles estratigráficos-estructurales a distintas latitudes a escala de la Cordillera Principal y reconocer los eventos de deformación en ellos registrados. 4) Conocer la influencia de la evolución tectónica de esta región en el desarrollo de la cadena andina a esta latitud.

Si bien se reconoce que existe en la historia geológica y, en consecuencia, en los modelos geológico-estructurales de la región, una influencia de la evolución anterior y posterior al período a estudiar en este trabajo (ver Capítulo II), se plantea como hipótesis de estudio que: Existe un control estructural ejercido por el ancho de una cuenca en la posterior configuración estructural de una zona con inversión tectónica positiva; y que las rocas expuestas en la región corresponden principalmente a rocas de edades comprendidas entre el Eoceno y el Mioceno, las cuales pueden ser correlacionadas con las rocas de las formaciones Abanico y Farellones, ampliamente expuestas al sur de 33°S. Sobre la base de lo anterior, estas unidades litoestratigráficas debieron acumularse en un ambiente tectónico similar al que alojó a las acumuladas al sur de 33°S. Sin embargo, a esta latitud, la cuenca pudo desarrollarse con menor amplitud, o formando depocentros aislados, en comparación con la amplia “cuenca de Abanico” desarrollada más al sur.

I.3 Organización de la Tesis y Metodologías utilizadas

Organización de la Tesis: Esta tesis se encuentra organizada en capítulos, de los cuales 2 incluyen 2 artículos aceptados para su publicación en 1 revista indexada y un capítulo de libro.

El **primer capítulo** de este trabajo se basa en introducir al lector en el problema de estudio, los objetivos del trabajo, las hipótesis y metodologías empleadas, y la región en la que este trabajo se enfoca. El **segundo capítulo** corresponde a un marco geológico y geotectónico de la región, en el que se presentan los principales antecedentes bibliográficos para la Cordillera Principal de Chile central. El **tercer capítulo** corresponde a un marco teórico-estructural, que permite tener una base teórica de los conceptos que serán utilizados en lo que sigue de este trabajo. En el **cuarto capítulo** de esta tesis se presentan los nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales que fueron adquiridos durante las campañas de terreno de este estudio. Este capítulo da paso, mediante el análisis cronoestratigráfico de las muestras datadas mediante U/Pb en circón, a la presentación del **artículo titulado “Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30’S. Implicancias estructurales y paleogeográficas”**, en el cual se presentan algunas hipótesis que se extraen de los nuevos antecedentes adquiridos. Los nuevos antecedentes expuestos en el artículo anterior sirven a su vez de base para las hipótesis de trabajo en las que se basa el **quinto**

capítulo de esta tesis, en el cual se presentan los resultados de 6 series de modelos analógicos desarrollados con el fin de discernir entre los factores que se sugieren como controles para explicar algunas características estructurales y evolutivas de la región. Dentro de este capítulo, se presenta el segundo artículo de esta tesis, en el cual se desarrollan con más detalle 2 de las 6 series, discutiendo las implicancias de los resultados en la evolución de la cuenca de Abanico a la latitud de este estudio; este **artículo se titula: “Role of basin width variation in tectonic inversion: Insight from analogue modelling and implications for the tectonic inversion of the Abanico Basin, 32°-34° S, Central Andes.”**. Finalmente, se desarrollan en los **capítulos 6 y 7**, la discusión general y conclusiones que se extraen de este estudio.

Metodologías

Estudio bibliográfico y análisis de la información obtenida: El estudio bibliográfico fue de suma importancia en el inicio y durante todo el desarrollo de este trabajo, dada la complejidad geológica de la región, y la dificultad que presentó el integrar y contextualizar longitudinalmente y latitudinalmente la información obtenida.

Además, se trabajó sobre la base de imágenes satelitales (Google Earth, Landsat, SRTM y ASTER) modelos digitales de elevación (DEM) y fotografías aéreas (HYCON 1:7 70.000) del Instituto Geográfico Militar de Chile (IGM).

Campañas de terreno: Este estudio se desarrolló en una región de difícil acceso. Por una parte, es necesario indicar que entre 32° y 33°S, son pocas las zonas de la Cordillera Principal que pueden ser visitadas en camioneta. La mayoría de los caminos transitables con vehículo se encuentran controlados por empresas mineras que han obtenido los derechos de propiedad en algunos de los valles accesibles; por otra parte, el clima permite la visita a las zonas altas sólo entre los meses de diciembre a marzo. En otras épocas, la nieve dificulta el acceso y en sectores altos no permite la exposición de los afloramientos. Por lo anterior, se visitó la región de estudio en varias campañas desarrolladas durante los primeros 3 años de desarrollo de esta tesis en temporada de verano.

Esta metodología fue base importante de este estudio dada la falta de datos geológicos y estructurales, por lo que la primera etapa consistió en recopilar datos petrológicos, estratigráficos y estructurales, y complementar la información geológica con nuevas dataciones geocronológicas.

Las campañas de terreno permitieron, en una primera etapa, el control y corrección de la información geológica de la zona de estudio de la hoja geológica a escala 1:250.000 (Hoja Quillota-Portillo, Rivano et al., 1993). Durante el trabajo de terreno, se procedió a

la medición sistemática de actitud de estratos, reconocimiento de capas guías, toma de datos estructurales, registro fotográfico de lo observado, diferenciación de unidades litológicas, toma de muestras de roca para estudios petrográficos y radiométricos, y levantamiento de columnas estratigráficas (que incluyen la información de ~500 m. a 1 km. de espesor de secuencias), y perfiles geológicos de la región en los cuales se describe la estructura a escala kilométrica (ver perfiles de ~5 a 10 km de ancho en Anexo B)

Estudio petrológico: De las campañas de terreno, se recolectaron más de 150 muestras para su descripción petrológica y petrográfica y caracterización de las unidades reconocidas en este estudio. Las muestras fueron seleccionadas de modo de abarcar la mayor cantidad de tipos litológicos presentes en la región de estudio. La mayor parte de éstas fueron estudiadas en cortes transparentes al microscopio óptico para su clasificación y posterior descripción litológica de las unidades reconocidas. A 20 de estas muestras, seleccionadas según su representatividad litológica de las unidades reconocidas, y de su ubicación estratigráfica y estructural, se les realizó separación de minerales (circón, apatito y/o plagioclasa) para su datación geocronológica.

Dataciones U/Pb en circón: De las 20 muestras a las que se realizó separación de minerales, sólo 8 contenían circones, los que fueron datados mediante U/Pb, con el fin de precisar la edad de las unidades descritas previamente mediante estudio petrográfico. Siete de las 8 dataciones fueron realizadas por medio LA-ICP-MS (*laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*) en el *Departamento de Geología, Washington State University, Pullman, EE.UU*, mientras que una octava muestra fue datada mediante U/Pb en circón por medio de SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*), en la *Research School of Earth Sciences* de la *Australian National University* en Canberra.

Confeción de mapas, perfiles y columnas: Mediante los datos obtenidos en terreno y tras el estudio petrográfico de las muestras colectadas, se realizaron mapas a escala 1:250.000, correspondientes al control y corrección de la información geológica de la zona de estudio de la hoja geológica a esta escala (Hoja Quillota-Portillo, Rivano et al., 1993), columnas estratigráficas distribuidas en las distintas sucesiones litológicas reconocidas en las unidades descritas, y perfiles representativos de la geología de superficie observada. Se realizaron perfiles de detalle en regiones de estructura compleja, los cuales abarcan zonas de 4 a 10 km², los cuales fueron integrados en perfiles regionales que abarcan entre 30 y 40 kilómetros de ancho, representativos de la Cordillera Principal Andina entre 32° y 33°S (esta información está incluida en el cuarto capítulo de este texto y en el Anexo B).

Interpretación de mapas, perfiles y columnas: A partir de la representación lito-estructural de la zona de estudio en base a los mapas perfiles y columnas construidas, se realizaron correlaciones de las unidades de rocas con sus símiles hacia el norte y sur, y se observaron las diferencias latitudinales y longitudinales en las características

estructurales y los estilos de deformación de norte a sur. Estas reconstrucciones y observaciones permitieron a su vez interpretar y proponer algunas implicancias y factores que controlan las diferencias latitudinales en la región, las cuales se presentan en el cuarto capítulo de esta tesis y en el artículo que éste incluye. En base a algunas de la hipótesis e implicancias que se extraen de este trabajo interpretativo y de análisis, se utilizó la siguiente metodología descrita a continuación.

Modelado analógico de deformación: Con el fin de comprender la influencia de algunos de los factores que intervinieron en el proceso de inversión tectónica reconocido en la región, y de compararla con el que se ha descrito al sur de la región de estudio, se desarrollaron modelos analógicos. Estos permiten simplificar los factores a estudiar, dada la dificultad para realizar perfiles balanceados con la información disponible y debido a la ausencia de datos de subsuperficie en la región. Además, esta metodología permite integrar un área mayor de análisis al realizar modelos a escala.

Los modelos análogos a escala realizados tuvieron por objeto obtener una mejor comprensión del control que ejerce el ancho de una cuenca preexistente, en los rasgos estructurales tras la posterior inversión tectónica de esa cuenca. Esto se debió a que los resultados que se fueron obteniendo con este estudio, sugerían: (1) Un angostamiento hacia el norte del área estudiada de la cuenca extensional (32° - $32^{\circ}30' S$), ó (2) un mayor acortamiento y erosión posterior, en la etapa de inversión tectónica. En este estudio de modelamiento analógico, se planteó como hipótesis de trabajo, que el ancho de la cuenca inicial y el rumbo de las estructuras que la delimitan, condicionan el ancho de la zona de deformación y el rumbo de las estructuras desarrolladas en un evento compresivo posterior de inversión tectónica de una cuenca extensional. Las hipótesis, metodologías específicas y aplicación en la región de estudio del modelado analógico desarrollado, se describen en el capítulo V de esta tesis.

I.4 Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso.

La zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal de Chile central, entre $32^{\circ}S$ y $33^{\circ}S$, o sea, entre aproximadamente el límite entre las regiones IV y V en territorio chileno y el valle del río Aconcagua. La región limita por el oriente con Argentina (FIG. 1.1).

Las rutas principales se encuentran hacia el poniente de la zona y corresponden a la ruta 5 Norte (Panamericana), que permite acceder desde la ciudad de Santiago a la localidad de La Ligua, o la ruta 57 que permite llegar a la ciudad de Los Andes. Desde estas rutas se debe tomar caminos pavimentados o de tierra hasta las localidades que colindan por el oeste con la zona de estudio. Las localidades hasta las que se puede acceder en

vehículo son (de norte a sur): Batuco, Chincolco, Alicahue y Los Patos, para luego subir por caminos de tierra bordeando los ríos: Choapa, Sobrante, Alicahue y Rocín, respectivamente (FIG. 1.1). Desde estas localidades se accede hacia el oriente, principalmente a lomo de caballos y mulas arrendados a arrieros de la zona, ya que los accesos habilitados para vehículos (caminos de tierra) son pocos y solo algunos permiten trasladarse y cubrir bien la región.

Hacia el oriente, es posible avanzar a caballo o a pie hasta los hitos fronterizos (FIG. 1.1), que sólo en algunos sectores se encuentran resguardados por fuerzas armadas dadas las dificultades del terreno y climáticas para mantener puestos toda la temporada. Los hitos visitados en este estudio, y a los que nos referiremos en el texto, son (de norte a sur): Hito Paso de Quebrada Fría, Hito Paso Las Lletas, Hito Paso de Ortiz, Hito Paso de la Honda o del Portillo e Hito Paso de Valle Hermoso.



FIGURA 1.1: Mapa de rutas, localidades, ríos e hitos fronterizos referidos en el texto.

II MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO REGIONAL

II.1 Segmentación andina y unidades morfoestructurales

Desde los primeros trabajos realizados en la cadena andina (Gerth, 1955), se ha observado que esta cadena montañosa, que se extiende por más de 6.000 km a lo largo del margen continental sudamericano (FIG. 2.1), corresponde a una estructura compleja, que puede ser subdividida en segmentos (Gansser, 1973; Ramos, 1999), con fuertes variaciones geológicas a lo largo del rumbo, entre ellas la topografía y los montos de acortamiento cortical (Isacks, 1988; Kley et al., 1999; Husson y Sampere, 2003; Tassara et al., 2006; entre otros).

Estas variaciones han permitido subdividir los Andes en segmentos que reflejarían la geometría de la subducción (FIG. 2.1), que a su vez se encuentra relacionada a la interacción entre ambas placas y las heterogeneidades que las componen (Gansser, 1973; Isacks et al., 1982; Jordan et al., 1983; Gutscher, 2002). La subdivisión (FIG. 2.1) más amplia corresponde a: Andes del Norte (entre 10°N y el golfo de Guayaquil), Andes Centrales (4°S-46°30'S) y Andes del Sur o Patagónicos (46°30'S-52°S), subdivisión basada en las características geológicas de cada segmento (Gerth, 1955; Gansser, 1973; Ramos, 1999).

Dos zonas de subducción subhorizontal se desarrollan a lo largo del margen, una entre los 2°S- 15°S y otra entre los 27°S y 33°S, sin evidencias de actividad volcánica desde el Mioceno. Estas zonas de subducción estarían relacionadas a la subducción de las dorsales asísmicas de Nazca y de Juan Fernández, respectivamente (Pilger, 1981; Nur y Ben-Avraham, 1981; Yáñez et al., 2001; 2002), así como a la naturaleza de la corteza continental (Tassara et al., 2006).

La zona de subducción subhorizontal (*Flat Slab*) Pampeana desarrollada entre 27°-33°S (FIG: 2.1), separa a su vez a los Andes Centrales en una Zona Volcánica Central (CVZ) hacia el norte y una Zona Volcánica Sur (SVZ) hacia el sur. La región de estudio se ubica en el límite sur de este segmento de subducción subhorizontal, por lo que se describen a continuación algunos rasgos característicos de esta zona.



FIGURA 2. 1: Segmentación Andina (Modificada de Kley et al., 1999; Ramos, 1999).

Región de estudio en el contexto regional del margen Andino

La región de estudio se ubica en la Cordillera Principal, entre 32° y 33°S (FIG. 2.2), en el límite sur de la zona de subducción subhorizontal Pampeana o Chilena que se desarrolla entre ~27° y 33°S (Cahill e Isacks, 1992; Gutscher et al., 2000).

La suave transición entre el segmento de subducción subhorizontal y el que inclina 30°, abarca la región andina comprendida entre los 32° y 34° S (FIG. 2.2). Algunos estudios sugirieron que esta transición era acomodada mediante un desgarro de la losa oceánica subductante (Cahill e Isacks, 1992); sin embargo, nuevos estudios muestran la continuidad de la losa y su curvatura, indicando que esta transición se acomoda mediante una flexión y no un desgarro (Pesicek et al, 2012). Al norte de los 32° S, la placa de Nazca subduce con un ángulo de aproximadamente 25° que tiende a horizontalizarse a unos 250 km al este de la fosa oceánica; mientras que hacia el sur, el ángulo de subducción se mantiene constante entre 25° y 30°.

En esta región transicional, además del gradual cambio en el ángulo de la placa de Nazca bajo Sudamérica, se observan diferencias notorias en los rasgos morfológicos en la región al norte de 32°S y al sur de 33°S (FIG. 2.2), y en el rumbo de estructuras principales, orientación de la divisoria de aguas, altura de la cordillera, volcanismo, precipitaciones, presencia o no de depresión central, entre otras.

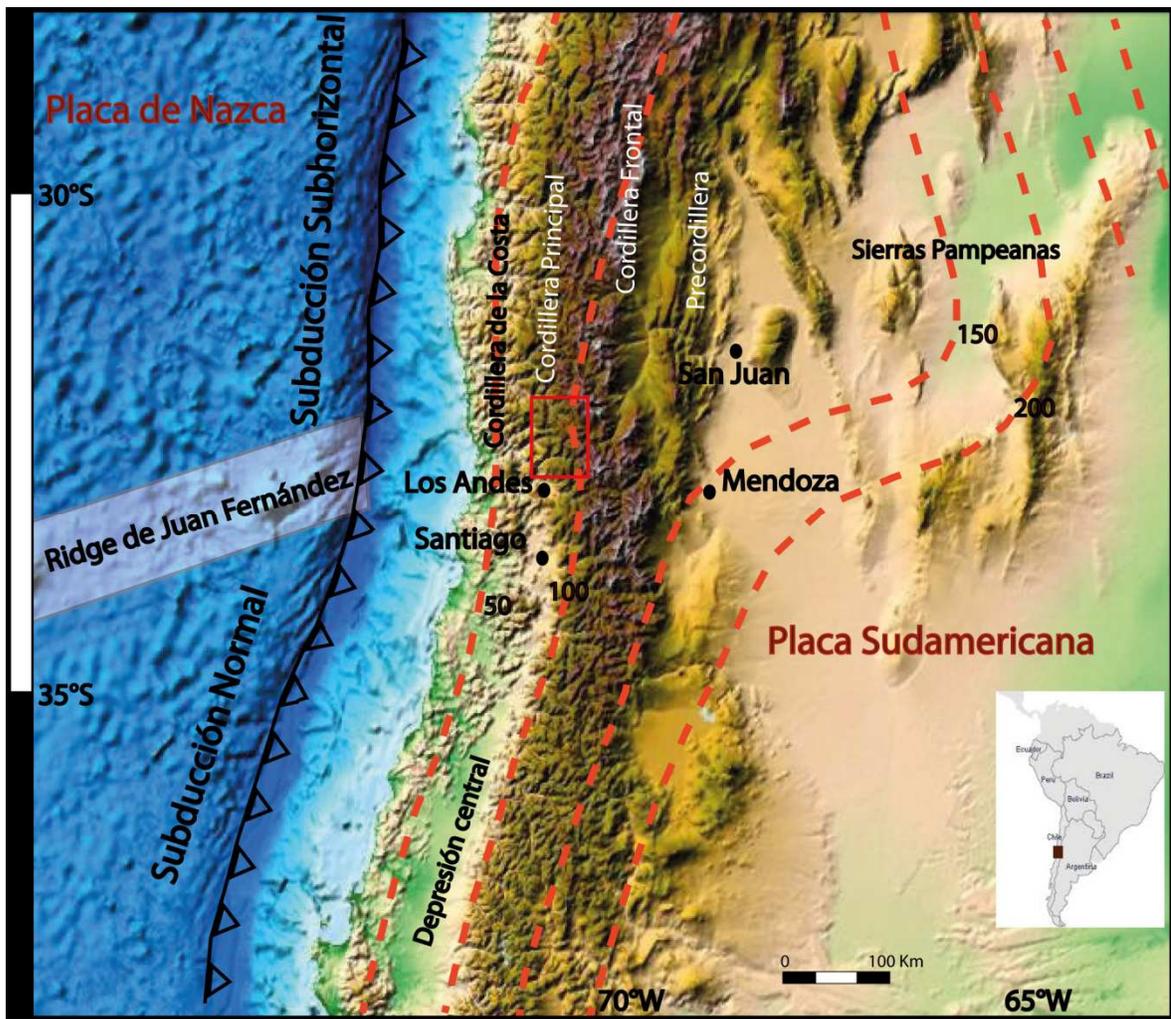


FIGURA 2.2 Ubicación de la región de estudio en el contexto regional del margen Andino. Se indican unidades morfoestructurales mayores y curvas de contorno de profundidad de la placa de Nazca subductante (basado en Cahill e Isacks; 1992; Ramos et al., 2002).

A esta latitud, las unidades morfoestructurales mayores que se reconocen en los Andes Centrales son (de oeste a este): Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas (FIG. 2.3); donde la Cordillera de la Costa se ubica íntegramente en territorio chileno, la Cordillera Principal en Chile y el límite occidental de Argentina, y las Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas íntegramente en territorio argentino (FIG. 2.3).

En la región de subducción subhorizontal Pampeana, la ausencia de volcanismo post miocénico coincide con la presencia de la dorsal de Juan Fernández y con el desarrollo a esta latitud de la Precordillera y las Sierras Pampeanas en Argentina, lo que ha llevado a plantear una interrelación entre la geometría de la zona de Wadati-Benioff y los rasgos morfoestructurales y tectónicos de la región (Jordan et al, 1983; Ramos, 1996).

Barazangi e Isacks (1976) y Jordan et al. (1983), han propuesto que la horizontalización de la zona Wadati-Benioff a esta latitud, sería consecuencia de la subducción de la dorsal de Juan Fernández (DJF) a partir del Mioceno inferior, y el arribo de ésta a $\sim 30^{\circ}\text{S}$ entre 15 y 10 Ma (Yáñez et al., 2002); concordante, además, con altas tasas de exhumación y alzamiento registradas para la Cordillera Principal a $\sim 32^{\circ}\text{S}$ entre los 15 y 10 Ma, mediante trazas de fisión en apatito (Cembrano et al., 2003). Si bien es ampliamente aceptada la hipótesis de relacionar directamente la subducción de la DJF a la subhorizontalización de la placa y la ausencia de volcanismo, y la mayor tasa de acortamiento de la región (dada su mayor flotabilidad y consecuentes efectos en el régimen de esfuerzos que afectan la región), otras dorsales asísmicas no generan los mismos efectos; por lo que si bien es un factor indiscutible en estas características, existen otros factores que se complementarían para generar esta respuesta: características geométricas y mecánicas, y naturaleza de las cortezas que conforman, tanto a la dorsal subductante como a la corteza continental subductada, entre otros (Tassara et al., 2006; Farías, 2007).

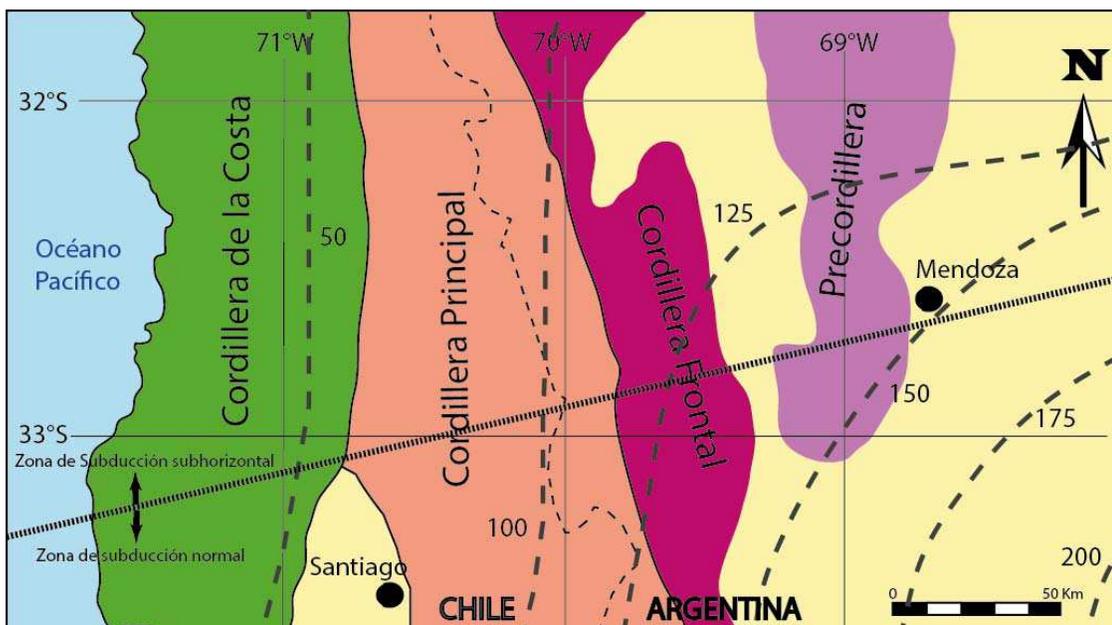


FIGURA 2. 3: Distribución de Principales Unidades morfoestructurales en el segmento de transición entre la zona de subducción subhorizontal Pampeana y subducción normal; curvas de nivel en línea gruesa punteada indican profundidad del plano de Wadatti-Benioff (Cahill e Isacks; 1992; Modificado de Ramos et al., 2002).

II.2 Convergencia de placas y orogénesis en el margen andino.

Si bien la placa de Nazca ha estado subduciendo bajo el margen occidental de la placa Sudamericana durante más de 200 Ma (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997, entre otros), los eventos orogénicos mayores registrados no son continuos a lo largo de la historia del margen, así como tampoco son homogéneos a lo largo de toda la cadena andina. En este sentido, diversos estudios se han realizado para entender la historia de la convergencia de placas y las variables tectónicas y geométricas que induce al margen (Pilger, 1983; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Isacks, 1988; Russo y Silver, 1996; Somoza, 1998; Silver et al., 1998; Somoza et al., 2002; Yáñez y Cembrano, 2004; Sobolev y Babeyko, 2005; entre otros); así como estudios que correlacionan los eventos o fases orogénicas mayores registradas en el borde occidental Sudamericano con estas variables (Charrier, 1973; Aguirre et al., 1974; Frutos, 1981; Malumíán y Ramos, 1984; Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan et al., 1997; Hartley et al., 2000, entre otros).

Existen controversias respecto de los principales factores que inducen la orogénesis andina. Trabajos previos (Pilger, 1983; Pardo-Casas y Molnar, 1987), a través del estudio de las posiciones relativas y la historia de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica, indican que los períodos de convergencia rápida (>100 mm/a) se correlacionan bien con períodos de intensa actividad tectónica, por ejemplo de las fases Incaica (Eoceno tardío) y Quechua (Mioceno-Plioceno) (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Las observaciones e interpretaciones de estos autores fueron confirmadas mediante reconstrucciones posteriores, que además indican que durante los inicios de Cenozoico, la dirección de convergencia cambia desde una orientación NE-SW a \sim EW, en conjunto con un abrupto aumento en la tasa de convergencia (Somoza, 1998). Sin embargo, este mismo autor indica que algunos de sus resultados sugieren controles adicionales no considerados en su estudio, entre ellos las heterogeneidades de la placa superior. Somoza (1998) sugiere, además, que la migración hacia el oriente de la deformación de las Sierras Pampeanas puede estar relacionada a una baja en las tasas de convergencia en el Mioceno tardío. Posteriormente, Somoza et al. (2002) presentan evidencias de que la velocidad de acortamiento horizontal en los Andes Centrales fue mayor durante la disminución de la velocidad de convergencia en el Neógeno tardío, y proponen entonces que la velocidad de la placa superior (Placa Sudamericana) podría ser un factor causal de aumento de la tasa de acortamiento. Estos autores indican, además, que la transferencia de deformación hacia el oriente podría estar relacionada a un aumento de la resistencia a la deformación (*strain hardening*), debido a engrosamiento cortical. Trabajos posteriores, mediante el estudio del rol del acoplamiento interplaca a través de modelos mecánicos de medios continuos, aplicados al estudio de la evolución del margen andino entre 25 y 0 Ma (Yáñez y Cembrano, 2004), muestran que la deformación en el antearco es mayormente controlada por la velocidad absoluta de la placa oceánica, mientras que la deformación de la placa continental se encuentra más influenciada por las tasas de convergencia y la edad de la placa oceánica. Estos autores indican además que la deformación en la zona del arco y antepaís es en última instancia el resultado del proceso de “ridge push” desde el Atlántico y la resistencia en el plano de Benioff. La importancia de la velocidad de la placa continental fue además estudiada por Sobolev y

Babeyko (2005), quienes mediante modelamiento numérico infieren que el factor más importante que controla la intensidad del acortamiento tectónico en los Andes corresponde a un aceleramiento hacia el oeste de la placa Sudamericana. Estos mismos autores indican además que la estructura cortical y el acoplamiento interplacas son factores importantes a considerar.

En el contexto de la región de este estudio, algunos autores han propuesto que los rasgos morfoestructurales mayores que hoy podemos observar se habrían desarrollado desde el Oligoceno Superior (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Allmendinger et al., 1997; Isacks, 1988) debido a un incremento en las tasas de convergencia y una ortogonalización del vector de convergencia (FIG. 2.4 y 2.5), respecto del margen continental (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). Según indican estos autores, el quiebre de la placa Farallón durante el Mioceno (FIG. 2.5), habría generado dos placas: Nazca y Cocos, donde la primera subducta desde el Mioceno bajo el continente Sudamericano; este quiebre habría producido un aumento en la velocidad de la placa subductada además de una disminución de la oblicuidad (Pardo-Casas y Molnar, 1987). La convergencia rápida y casi ortogonal se habría mantenido hasta al menos hace 20 Ma, desde cuando paulatinamente disminuye al presente (Somoza, 1998).

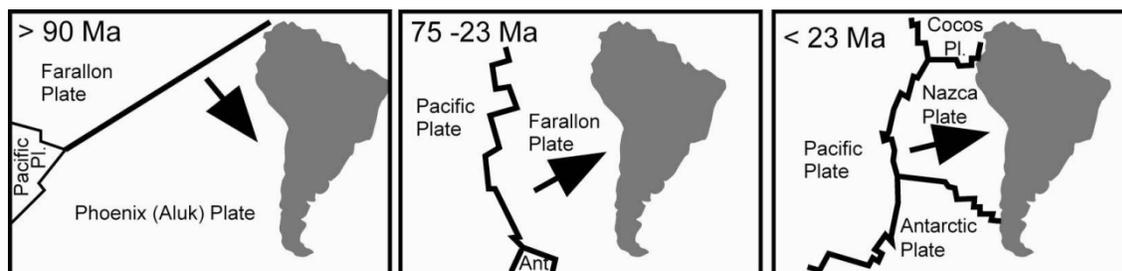


FIGURA 2.4: Esquema de reconstrucción paleodinámica de las placas en el océano Pacífico y Sudamérica desde el Mesozoico al Presente (Zonenshayn et al., 1984).

Los datos de diferentes periodos de incremento y disminución en las tasas de convergencia y cambios en el ángulo de oblicuidad, que muestran los trabajos de Pardo-Casas y Molnar (1987) y Somoza (1998), realizados para el centro de Perú (12°S) y en el Norte de Chile (22°S); fueron extrapolados hacia el sur, considerando la integridad de la placa de Nazca y Sudamericana, y fueron relacionados a los períodos de desarrollo de cuencas extensionales y períodos de inversión tectónica (FIG. 2.5), evidenciados en base a la geología de la parte central de los Andes del Sur (Charrier et al., 2002), lo cual indicaría que estos procesos son lentos y progresivos y no puntuales (ver también Charrier et al., 2013), y proponen, para el norte de Chile, que la compresión habría sido continua durante todo el Cenozoico, y que las denominadas fases tectónicas corresponderían a aumentos en la tasa de deformación (Charrier et al., 2013).

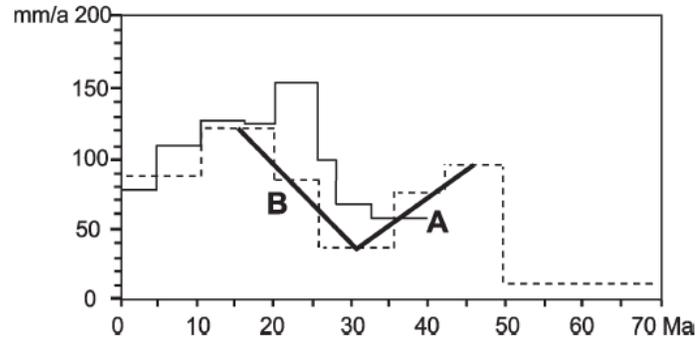


FIGURA 2. 5: Correlación entre periodos de disminución e incremento de las tasas de convergencia, de acuerdo a Pardo-Casas y Molnar (1987) (línea discontinua) y Somoza (1998) (línea continua), y los períodos extensionales y compresivos en la parte central de los Andes del Sur), donde A: Período de desarrollo de cuencas extensionales, B: Periodo de inversión tectónica de la cuenca. (Tomada de Charrier et al., 2002)

Por otra parte, los trabajos de Yáñez y Cembrano (2004) y Sobolev y Babeyko (2005), indican que los cambios en las tasas de convergencia son menos importantes que las variaciones en la velocidad absoluta hacia el oeste de Sudamérica (ver Yáñez y Cembrano, 2004, y referencias en ellos). Estos últimos autores proponen un mecanismo para la acumulación en cuencas, de los depósitos volcánicos oligo-miocenos durante un período de alta tasa de convergencia, y la inversión de éstas en un régimen de tasas de convergencia lenta durante el Mioceno (Jordan et al., 2001), en términos de un acoplamiento dependiente de la tasa de strain y edad de la placa (Yáñez y Cembrano, 2004). Según sus análisis, cuando la tasa de convergencia es alta, el acoplamiento es bajo debido a la presencia de placa oceánica joven en la ubicación de la fosa y altas tasas de strain, lo que favorece un régimen extensional. Del mismo modo, cuando la tasa de convergencia es baja, el acoplamiento es mayor y se produce la inversión de la cuenca.

Es de considerar, dada la ubicación de la región de este estudio, que los trabajos anteriores no consideran las perturbaciones asociadas con los eventos episódicos de subducción plana registrados en el margen, a pesar de que la mayoría indica entre sus discusiones y antecedentes la importancia de considerar inhomogeneidades en las placas. En este sentido, Sobolev y Babeyko (2005), indican que un movimiento rápido (>1-2 cm/año) de la placa superior promueve una subducción de menor ángulo (Van Hunen et al., 2004) y un resultante mayor acoplamiento interplacas. El máximo stress se alcanzaría en regiones con altos valores de fricción interplacas y un incremento de la flotabilidad de la placa subductante debido a la subducción de dorsales o plateaus oceánicos (Sobolev y Babeyko (2005).

II.3 Ciclos de evolución geotectónica andina

La evolución del margen continental Sudamericano ha sido subdividida en etapas o ciclos: 1) una primera etapa se desarrolló entre el Proterozoico y el Paleozoico, en la que el margen pacífico de América del Sur fue afectado por la interacción de episodios de *rifting* y colisiones posteriores, como resultado de la reorganización de placas globales. Esta primera etapa está relacionada a la construcción del margen occidental de Gondwana mediante un proceso de acreción de terrenos alóctonos (Ramos, 2009); (2) una segunda etapa caracterizada por el quiebre de Gondwana y el desarrollo de cuencas extensionales, el cual fue denominado “Ciclo tectónico Pre-Andino” (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007); y (3) una última etapa a partir del Jurásico inferior, en la cual se desarrolla la subducción moderna, nombrada “Ciclo Tectónico Andino” (Mpodozis y Ramos, 1989; Coira et al., 1982; Charrier et al., 2007).

II.3.1 Primera etapa: Acreciones de terrenos alóctonos y paralóctonos

Los terrenos acrecionados (FIG. 2.6) al continente, en la primera etapa de la historia del margen pacífico de Gondwana, habrían generado una estructuración que actualmente presenta un rumbo principal NNW a SSE, en base a la ubicación de algunos afloramientos y zonas de sutura, siendo los terrenos del sector oriental los que habrían colisionado primero, y posteriormente los del sector occidental del margen (Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos, 2009). Los eventos de acreción habrían determinado diferentes fases orogénicas: Ciclo Tectónico Pampeano, asociado a la acreción del terreno de las Sierras Pampeanas (ó Pampia) durante el Proterozoico Superior (Ramos, 1994); Ciclo Tectónico Famatiniano o Fase Tectónica Oclóyica (Thomas y Astini, 2003), asociado a la acreción del terreno de Cuyania-Precordillera, cuya colisión se prolongó hasta fines del Ordovícico; Evento Tectónico Chánico, asociado a la acreción del terreno de Chilenia durante el Devónico Inferior, desde el cual se habría establecido un sistema de subducción desde el Carbonífero Superior hasta el Pérmico Inferior, y el desarrollo de cuencas marinas de antearco que habrían continuado hasta el Pérmico medio-superior (Rebolledo y Charrier, 1994).

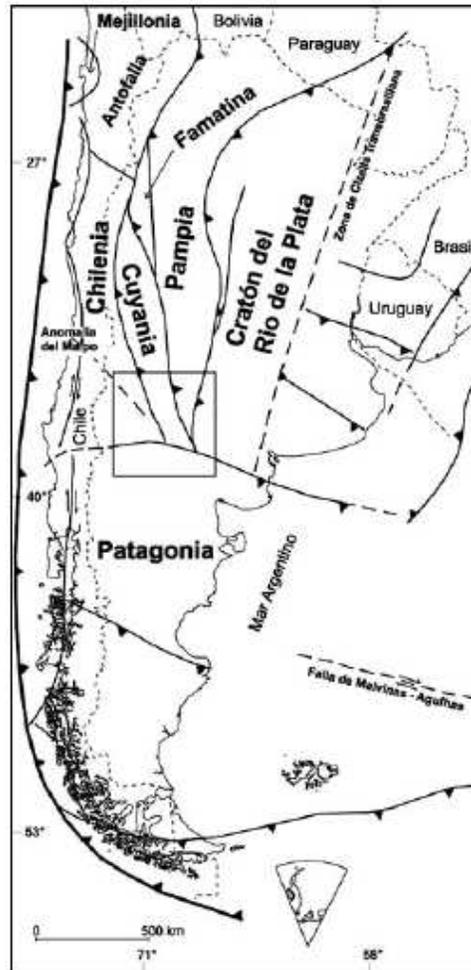


FIGURA 2. 6: Límites de terrenos acrecionados al borde occidental de Gondwana (Ramos, 1988.) (Tomado de Chernicoff y Zappettini, 2003).

Primera etapa en el contexto de la región de estudio

El basamento Andino se encuentra formado por terrenos (FIG. 2.6), de edad proterozoica y paleozoica, acrecionados en el margen occidental de Gondwana (Ramos, 1988; Ramos, 1996; Ramos et al., 1996; Ramos, 2009). Las suturas que estas colisiones habrían generado tras su amalgamación al continente, ejercerían un fuerte control tectónico (Ramos, 1994, 1996). Tras esta etapa de acreción, las discontinuidades corticales del basamento habrían controlado la ubicación y orientación de los sistemas de *rift* de los períodos extensionales posteriores (Ramos y Kay, 1991; Ramos, 1992, 1996; Álvarez, 1996), los cuales a su vez condicionan la ubicación, orientación y estilo estructural de las fajas plegadas y corridas desarrolladas en el cenozoico en la región (Ramos, 1996, Giambiagi et al., 2005). A la latitud de la región de estudio, los terrenos de Famatina, Cuyania y Chilenia, habrían colisionado con el terreno de Pampia, generando suturas de rumbo NNW que posteriormente actuarían como zonas de

debilidad, que ejercerían un control estructural en la evolución Andina de la región (Ramos y Kay, 1991; Ramos, 1992, 1996, 2009).

II.3.2 Ciclo Pre-Andino

Se utiliza el término “Pre-Andino” (Pérmico Superior-Jurásico inferior), para referirse al período en el que la subducción se habría interrumpido, o al menos disminuido considerablemente, y que se desarrolla durante la fase final de amalgamación del megacontinente de Gondwana y antes de su quiebre y desarrollo del arco magmático del Jurásico Inferior (Charrier et al., 2007).

La consolidación del megacontinente de Gondwana habría producido nuevas condiciones tectónicas en su margen occidental, favoreciendo grandes acumulaciones de calor en el manto superior y la generación de grandes volúmenes de magma, debido a la fusión de parte de la corteza inferior, evidenciadas por la presencia de grandes batolitos en Chile y Argentina (Berg y Breitskreutz 1983; Berg et al., 1983, Kay et al., 1989; Mpodozis y Kay 1990, Llambías y Sato 1990; Llambías et al., 1993; Llambías, 1999, 2001). Además, la presencia de antiguas zonas de sutura de dirección preferencial NNW-SSE, en las zonas donde se habrían acrecionado los terrenos alóctonos durante el Proterozoico a Paleozoico (Ramos, 1994), habrían actuado como zonas de debilidad y permitido la generación, durante el ciclo Pre-Andino, de cuencas extensionales orientadas preferencialmente en dirección NNW-SSE, las que caracterizan la paleogeografía de éste período (Charrier 1979; Uliana y Biddle, 1988; Mpodozis y Ramos 1989; Mpodozis y Kay 1990; Suárez y Bell 1992; Stipanovic 2001).

Ciclo Pre Andino en el contexto de la región de estudio

A continuación de la evolución proterozoica y paleozoica, en el sector andino de Chile y Argentina entre 21° y 44°S, comienza en el Pérmico Superior, el ciclo tectónico Pre-Andino. Éste está representado por el volcanismo Permo -Triásico, el cual ha sido denominado como Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roqué, 1968) y forma parte de la Provincia Magmática de Choiyoi (Kay et al., 1989). En el sector occidental, en la región costera de Chile central, el Ciclo Pre-Andino (FIG. 2.7) se encuentra representado por los depósitos volcánicos y volcanoclásticos silíceos del Triásico Inferior a Tardío (Muñoz Cristi, 1960; Thiele, 1965; Corvalán 1965a,b, 1976; Escobar 1976; Hervé et al., 1976;

Charrier, 1979; Thiele y Morel, 1981; Spichiger, 1993), que a la latitud de este estudio corresponden a la Formación Pichidanguí (Cecioni y Westermann, 1968; Vicente, 1976). El pulso volcánico de “La Totorá-Pichidanguí”, que forma parte del volcanismo que dio origen al grupo Choiyoi (Charrier et al., 2007), separaría dos etapas principales en la evolución tectónica de la cuenca de “El Quereo-Los Molles”, marcadas por las formaciones El Quereo y Los Molles, respectivamente (Charrier et al., 2007). Estas formaciones marinas presentan una evolución de facies que indica un evento de depósito en zonas de profundidad creciente, sugiriendo una rápida profundización de la cuenca, y una segunda fase de sedimentación gradualmente más superficial (ver Charrier et al., 2007).

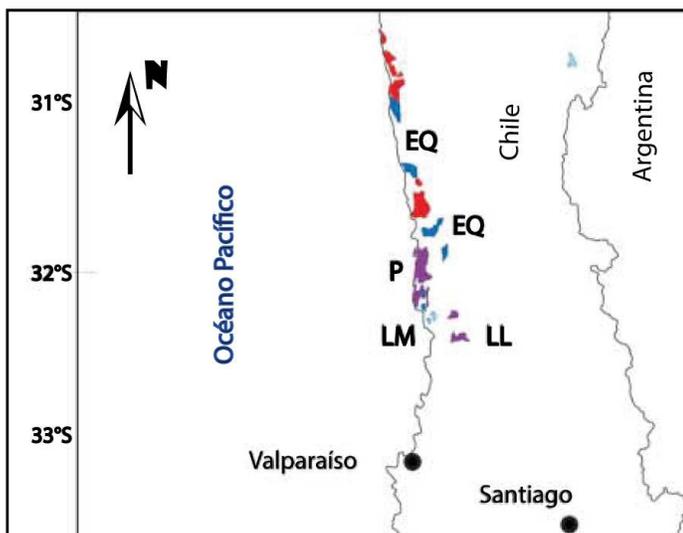


FIGURA 2.7: A) Afloramientos representativos del ciclo Pre Andino en Chile a la latitud de este estudio. EQ: Fm. El Quereo, LL: Fm. La Ligua, LM: Fm. Los Molles, P: Fm. Pichidanguí (Modificado de Charrier et al., 2007).

En el sector oriental, en territorio argentino, el basamento pre-Triásico, está representado por la Formación Alto Tupungato (Polansky, 1958) del Carbonífero medio-Pérmico, correspondiente a depósitos altamente deformados y parcialmente metamorfizados, intruídos por granitoides pérmicos (ver Ramos et al., 1996). En esta región el Grupo Choiyoi se apoya discordantemente sobre estas rocas, y está intruído, a su vez, por granitoides triásicos. En este sector, en la cuenca extensional de la Ramada, los depósitos de *rift* continentales de la Formación Rancho de Lata (Volkheimer et al., 1978; Álvarez et al., 1995) del Triásico Superior-Jurásico inferior (Sistema de *rift* Mercedario, FIG. 2.8), se superponen a los depósitos riolíticos del Grupo Choiyoi (FIG. 2.8). Según las reconstrucciones paleogeográficas de las cuencas triásicas de Argentina, Uliana y Biddle (1988) y Uliana et al. (1989) muestran el desarrollo de un sistema de dirección nornoroeste – sursureste (FIG. 2.9); dirección que estaría controlada por discontinuidades tectónicas asociadas a zonas de sutura de terrenos previamente amalgamados (ver Ramos et al., 1996).

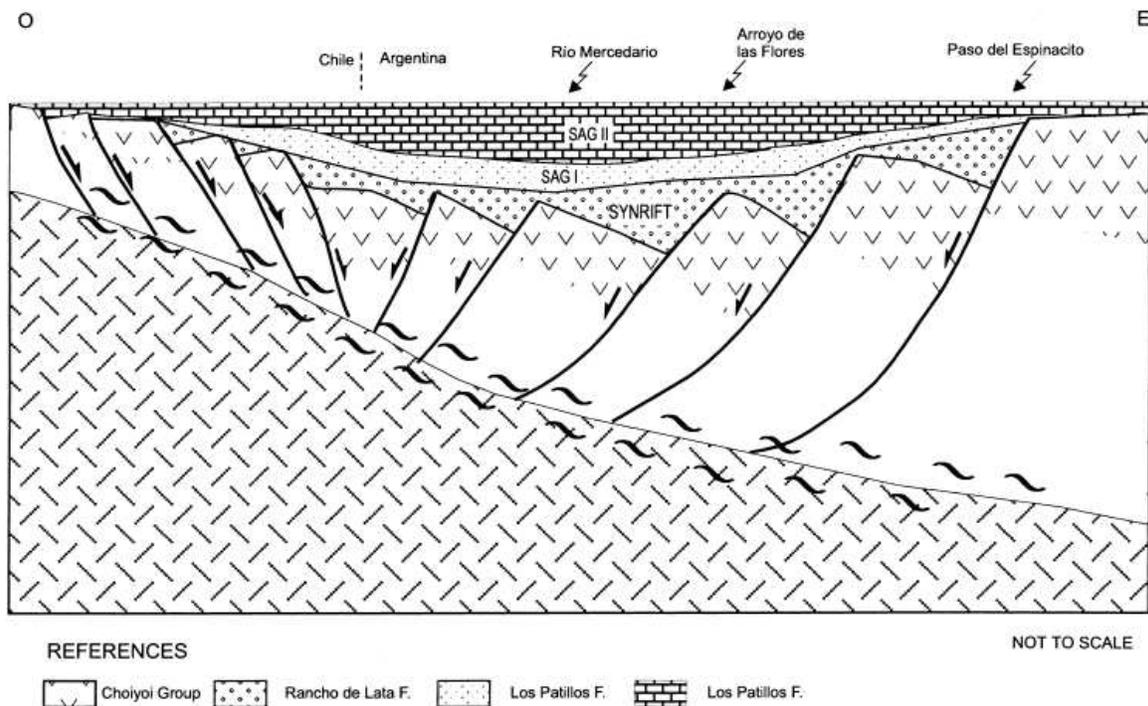


FIGURA 2.8: Sistema de *rift* Mercedario (tomado de Álvarez y Ramos, 1999).

La cuenca de La Ramada (FIG. 2.9) corresponde a la cuenca más occidental en territorio Argentino del sistema de *rift* Mercedario de dirección nornoroeste. El borde occidental de esta cuenca no ha sido reconocido, y se ha interpretado su continuidad en territorio chileno en base a las cartas geológicas de Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991). Los depósitos de ésta cuenca han sido correlacionados con los de las cuencas de Aconcagua y Neuquén-Mendoza (Álvarez, 1996) en Argentina. La cuenca de La Ramada presenta una evolución asociada a eventos de *synrift* y de hundimiento térmico (ver Ramos et al, 1996), cuya reconstrucción paleogeográfica se ha realizado en base a estudios estructurales (Cristallini et al., 1995, Cristallini, 1996) y estratigráficos (Álvarez, 1996). En discordancia sobre los depósitos de *synrift*, se encuentran las secuencias marinas de la Formación Los Patillos (Benoit, 1992; Álvarez et al., 1995) y la Manga (Stipanovic y Mingramm, 1966), asociadas a facies de hundimiento térmico. Sobrepuestas a estas últimas se reconocen las secuencias evaporíticas de la Formación Auquilco (ver también FIG. 2.12). En discordancia sobre la anterior (Schiller, 1912; Weaver, 1931), los depósitos de la Formación Tordillo (Groeber, 1946), que han sido correlacionados con la Formación Río Damas en Chile (Klohn, 1960), representan un ambiente de abanicos aluviales y ríos entrelazados (ver también FIG. 2.12). En discordancia se superponen las calizas del Grupo Mendoza (Groeber, 1946) asociados al segundo ciclo de transgresión-regresión de la primera etapa del ciclo Andino, para inicios del Thithoniano.

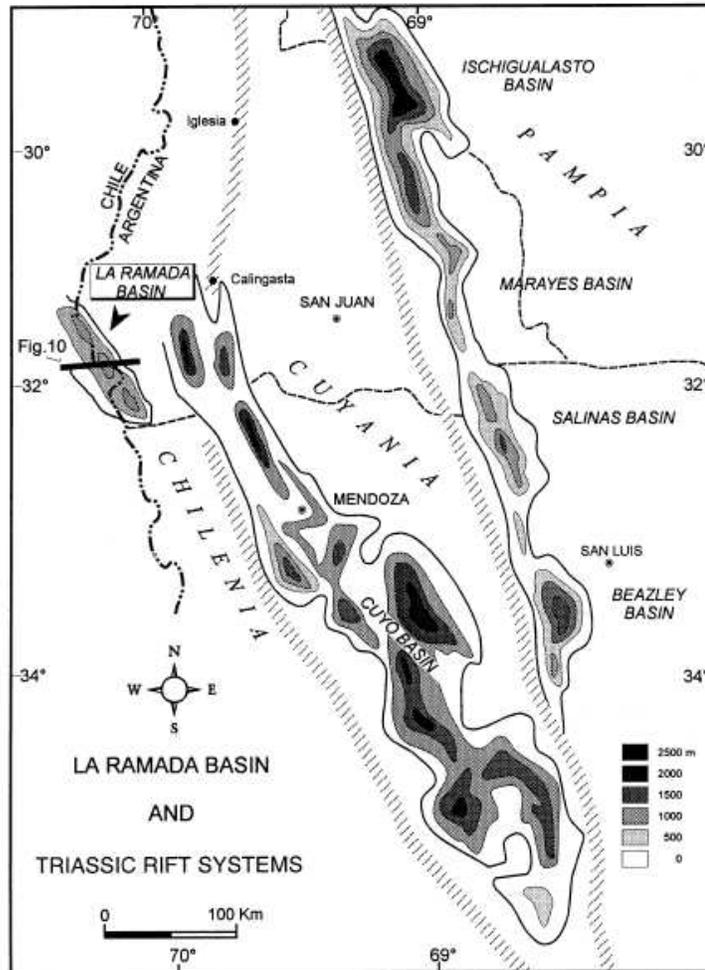


FIGURA 2.9: Cuenca de La Ramada dentro del sistema de *rift* triásico centro-occidental de Argentina. (Ramos, 1992; Álvarez y Ramos 1999).

II.3.3 Ciclo tectónico Andino

El Ciclo Tectónico Andino se inicia, una vez reactivada la subducción, en el Jurásico Inferior, lo que genera un arco magmático. Esta subducción se ha mantenido prácticamente sin interrupción hasta el presente.

Este ciclo ha sido subdividido (Coira et al., 1982; Charrier et al., 2007) a su vez en dos períodos (*Temprano y Tardío*), cada uno a su vez subdividido en etapas y subetapas con características particulares. La *Primera etapa* (Jurásico Inferior a Cretácico Inferior) corresponde al primer período del Ciclo Andino; mientras que las *Segunda etapa*

(Cretácico Inferior a Paleógeno inferior) y *Tercera etapa* (Paleógeno Superior al presente), forman parte del *Período Tardío* (Charrier et al., 2007).

Durante la *Primera etapa* del Ciclo Andino, un nuevo arco magmático, orientado paralelo al margen occidental de Gondwana, y con condiciones extensionales generalizadas en el margen continental, se emplaza al oeste del arco magmático previo (Carbonífero-Pérmico Temprano). Las condiciones extensionales que caracterizan esta etapa se mantienen durante la mayor parte del Jurásico y Cretácico inferior, permitiendo sedimentación en la zona de trasarco ubicado al oriente del arco.

Durante la segunda subetapa de esta Primera etapa, la organización de la paleogeografía del margen sudamericano cambia completamente: el arco magmático se traslada hacia el oriente, se genera una cuenca de antepaís continental y una cuenca de antearco, al este y al oeste del arco magmático respectivamente (ver Charrier et al., 2007).

La Segunda etapa del Ciclo Andino, se inicia con un cambio mayor en la interacción de placas tectónicas, relacionado a una fase de rápida producción de corteza continental en los inicios del Cretácico tardío en el océano Pacífico primitivo (Larson, 1991), también llamada Fase Peruana (ver Charrier y Vicente 1972; Aubouin et al. 1973; Vicente et al., 1973; Reutter 2001), y probablemente relacionado con una disminución del ángulo de subducción, generando un pulso de intensa deformación compresiva. Esto habría producido a su vez el alzamiento y erosión de las unidades de los períodos anteriores y la inversión de las cuencas de trasarco previamente formadas, generando una inconformidad regional.

Dentro de la Segunda etapa del Ciclo Andino, es reconocida una inconformidad que separa los depósitos del Cretácico tardío de los depósitos paleógenos, la cual evidencia un evento tectónico compresivo mayor, cercano al límite Cretácico-Terciario, llamado evento tectónico K-T o fase Incaica I (Cornejo et al., 2003; Charrier et al., 2007). Posterior a este evento, la extensión se reanuda con menor intensidad. La segunda etapa del Ciclo Andino finaliza con un nuevo evento tectónico compresivo (fase Incaica Principal o II), ocurrido durante el Eoceno (Steinmann 1929; Charrier y Vicente 1972; Charrier y Malumián 1975; Makshev 1978; Cornejo et al. 2003; Reutter 2001, Charrier et al., 2007), que coincide con un “peak” de alta tasa de convergencia (> 10 cm/año entre 49,5 y 42 Ma), asociada a una importante disminución en la oblicuidad de la subducción hace aproximadamente 45 Ma (Pilger 1984; Pardo-Casas y Molnar 1987, ver Charrier et al., 2007). Es de considerar, como se expuso en el Capítulo 2.2 de este texto, que otros autores consideran otros factores tectónicos para explicar los eventos o fases orogénicas, dado que algunas coinciden con bajas tasas de convergencia (Somoza et al., 2002).

Finalmente, la *Tercera etapa* del Ciclo Andino corresponde a la etapa durante la cual el margen Andino de Chile y Argentina adopta su configuración actual: se alza la Cordillera Andina, se desarrollan las unidades morfoestructurales actuales, el arco volcánico adopta su posición actual, entre otros importantes eventos (ver Charrier et al., 2007). En esta etapa, un nuevo reajuste en la configuración de las placas tectónicas genera un nuevo aumento en la tasa de convergencia que dura hasta hace ~12 Ma, asociada al movimiento casi ortogonal que adopta la placa de Nazca respecto del margen continental (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Yáñez et al., 2002). Por otra parte, la colisión de la dorsal de Juan Fernández (de orientación NE) en el Mioceno Inferior, y la ubicación actual en subducción en el margen continental de Chile central, se ha interpretado como una causal de la actual zona de subducción subhorizontal que se desarrolla entre ~27° y ~33°S (Yáñez et al., 2001, 2002).

Ciclo Andino en el contexto de la región de estudio

En el Jurásico Inferior, el reinicio o inicio de una subducción activa marca el fin del ciclo Pre-Andino y el inicio de nuevas condiciones tectónicas y paleogeográficas. Con ello se inició una nueva etapa denominada Primer Período (Coira et al., 1982) o Primera Etapa (Charrier et al., 2007) del Ciclo Andino. La evolución inicial de este ciclo, al norte de 39°S en Chile, se caracteriza por el desarrollo de un arco magmático paralelo al margen occidental de Gondwana, con una cuenca de retroarco en su lado oriental (Mpodozis y Ramos, 1989, 2008; Charrier et al., 2007; Oliveros et al., 2007). La evolución posterior (Cretácico y Cenozoico) se caracteriza por una migración gradual del arco magmático hacia posiciones más orientales, y por el desarrollo de cuencas de antepaís hacia el lado oriental del arco (ver Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007).

En la actual Cordillera de la Costa al sur de 32°S, la actividad del arco Jurásico (FIG. 2.10), reconocida en las formación Ajial (Thomas 1958) y Horqueta (Piracés 1977), registra avances del mar, evidenciados por intercalaciones fosilíferas marinas (Bajociano-Bathoniano) de la Formación Cerro Calera (Piracés 1976; Nasi y Thiele, 1982), lo que sugiere un arco de bajo relieve y probablemente altas tasas de subsidencia (Oliveros et al., 2007).

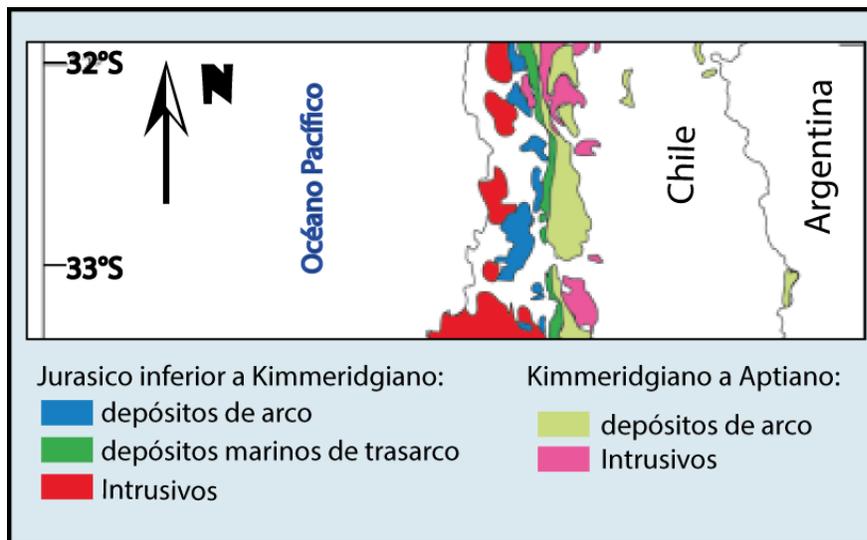


FIGURA 2.10: Distribución de afloramientos en la región de estudio correspondientes a las primera y segunda subetapas de la primera etapa del Ciclo Andino (Modificado de Charrier et al., 1007).

Las formaciones anteriores son cubiertas discordantemente por la Formación Lo Prado (Thomas, 1958; Piracés, 1977; Vergara et al., 1995) del Cretácico inferior, la cual representaría el ambiente de antearco de éste período (Charrier et al., 2007). La Formación Lo Prado está concordantemente cubierta por la formación volcánica-continental Veta Negra (Piracés, 1976; Nasi y Thiele, 1982; Vergara et al., 1995), y a su vez, esta última por la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958) y la Formación Lo Valle (FIG. 2.11) (Thomas, 1958). La Formación Las Chilcas, que corresponde a una serie volcanoclástica, discordante bajo depósitos del Cretácico Superior, se habría acumulado en cuencas controladas por fallas localizadas a lo largo del arco magmático (Cornejo et al., 2003), entre las que se ha propuesto incluir a los depósitos volcano-sedimentarios de la Formación Salamanca (Rivano y Sepúlveda, 1991) que aflora a la latitud de este estudio.

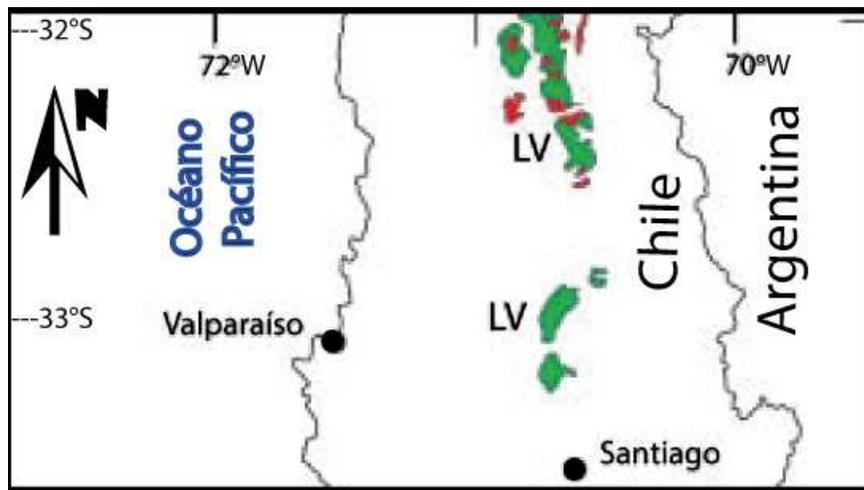


FIGURA 2.11: Distribución de afloramientos correspondientes a la segunda etapa del Ciclo Andino (modificado de Charrier et al., 2007). LV: Lo Valle.

Hacia el oriente, y al este del arco volcánico de esta época ubicado en la actual Cordillera de la Costa, en la región de la Cordillera Principal de Chile central entre 32° y 33°S (FIG. 2.2), gran parte de los depósitos volcánicos fueron agrupados en la Formación Los Pelambres (Rivano y Sepúlveda, 1991; Rivano et al., 1993), para la cual se dedujo una edad cretácica inferior en base a la correlación con los depósitos volcánicos del Cretácico inferior en la Hoja Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991; Rivano, 1996). La edad cretácica inferior de esta formación se dedujo a partir de su posición estratigráfica y la presencia de intercalaciones marinas con fósiles (Rivano y Sepúlveda, 1991), y representaría los depósitos más orientales del arco volcánico. Estos mismos autores, extendieron esta formación a gran parte de los depósitos volcánicos-volcanoclásticos de la cordillera al este de la Falla Pocuro (Aguirre, 1960), y propusieron, además, una equivalencia con la Formación Abanico (Aguirre, 1960), inicialmente atribuida al Cretácico (FIG. 2.15). La Formación Los Pelambres consiste esencialmente de lavas y subordinadas tobas e intercalaciones sedimentarias y calizas, que a esta latitud afloran en la parte oriental de la Cordillera Principal. En Argentina, esta formación ha sido correlacionada con la Formación Juncal (FIG. 2.12), de edad Cretácica Inferior (Ramos et al., 1990), la cual aflora en la vertiente oriental de la Cordillera Principal (Ramos y Cingolani, 1989; Cristallini y Cangini, 1993; Cristallini et al., 1996; Cristallini, 1996b; Ramos et al., 1996a).

En territorio argentino, el cierre de la cuenca de Mendoza estaría representado por los depósitos continentales y volcánicos cretácicos, que en base a la subdivisión propuesta por Cristallini (1996), representan distintas facies asociadas a un arco volcánico ubicado al oeste; donde los miembros clásticos de la Formación Diamante corresponden a las facies distales; la Formación Cristo Redentor (Aguirre Le Bert, 1960), volcánica a volcanoclástica, a las facies intermedias; y los miembros más volcánicos de la Formación Juncal corresponden a las facies proximales (FIG. 2.12).

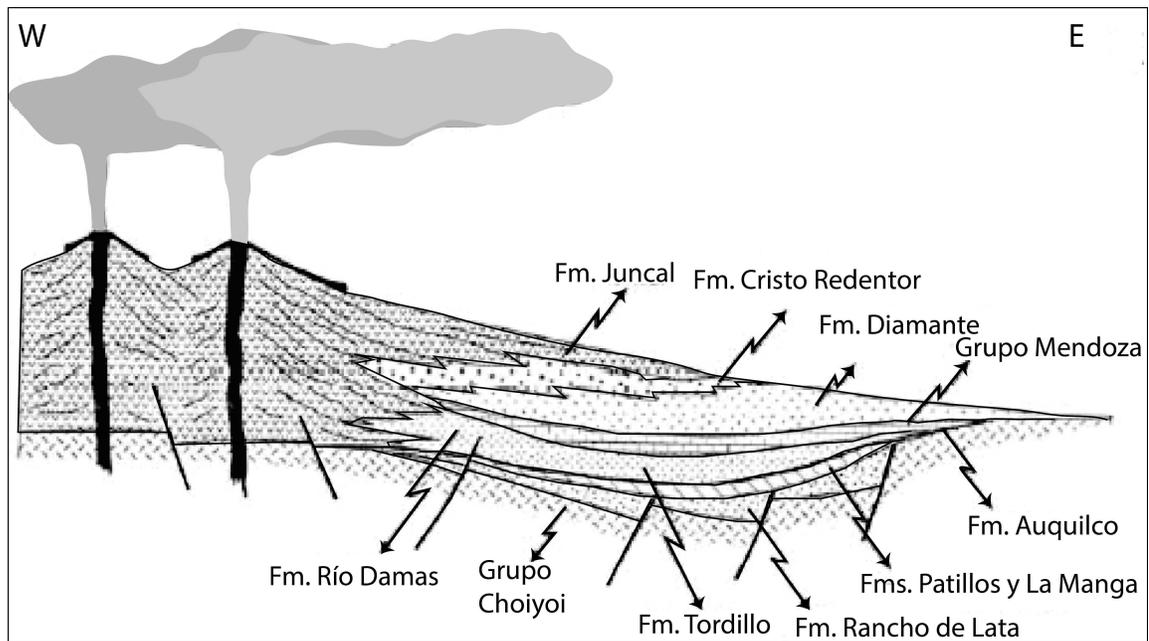


FIGURA 2.12: Esquema paleogeográfico para el Cretácico en la Cordillera Principal oriental (redibujada de Cristallini, 1996).

En base a los antecedentes presentados para las regiones occidental costera de Chile, oriental de Chile y occidental de Argentina, se ha reconstruido la organización paleogeográfica representada en la FIG. 2.13 para el Jurásico tardío a Cretácico Inferior entre 32° y 33°S (Charrier et al., 2007), formada por tres dominios paleogeográficos, de oeste a este: cuenca del antearco Lo Prado, Arco Volcánico Lo Prado-Los Pelambres, y cuenca de retroarco de Mendoza-Neuquén (Charrier et al., 2007).

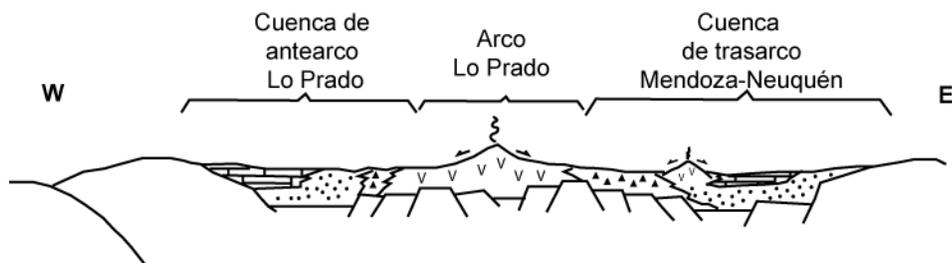


FIGURA 2.13: Esquema paleogeográfico para la segunda subetapa de la Primera Etapa del Ciclo Andino (Modificado de Charrier et al., 2007).

Aunque los primeros estudios realizados en la Cordillera Principal entre 32° y 33°S, señalaron la existencia de rocas cenozoicas al este de la zona de Falla Pocuro (Aguirre,

1960; Aguirre et al., 1974; Munizaga y Vicente, 1982; Moscoso et al., 1982; Padilla, 1981; Arias, 1984), la extensión del nombre Formación Los Pelambres y, por consiguiente, la designación de una edad cretácica a gran parte de los depósitos volcánicos de la cordillera en la región de estudio, se debió a que las edades cenozoicas obtenidas en ellas fueron interpretadas como rejuvenecidas por los cuerpos granodioríticos del Mioceno inferior (Rivano et al., 1993). A pesar de lo anterior, este autor reconoció una identidad de facies y una continuidad estructural y espacial con la Formación Abanico, expuesta al sur del valle de Aconcagua (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Vergara y Drake, 1978; Thiele, 1980; Charrier, 1981), de edad Eoceno superior – Oligoceno superior/Mioceno inferior (Moscoso et al., 1982; Gana y Wall, 1997; Vergara et al., 1999; Charrier et al., 1996, 2002; Fuentes et al., 2002, entre otros). Más aún, dataciones K-Ar en la Formación Juncal entre 32° y 33°S (Ramos y Cingolani, 1989; Cristallini y Cangini, 1993) arrojaron también edades terciarias; sin embargo, las correlaciones descritas anteriormente hizo que fueran asignadas al Cretácico Inferior. Sobre la base de sus características litológicas, la Formación Juncal fue también correlacionada (Ramos et al., 1990) con la Formación Pachón del Cretácico tardío -Terciario temprano, y cuya localidad tipo se encuentra en las nacientes del río Pachón en el sector limítrofe entre Chile y Argentina (31°45' S), y a la Formación Abanico (Lencinas, 1982).

Estudios posteriores dan cuenta de la gran cantidad de edades terciarias obtenidas por el método K-Ar en rocas asignadas al Cretácico de la Formación Juncal, Pachón y Cristo Redentor en Argentina (Ramos y Cingolani, 1989; Cristallini y Cangini, 1993) y Formación Los Pelambres en Chile (Rivano et al., 1993), y señalan la evidente necesidad de nuevas dataciones por métodos más precisos, con el fin de discernir entre rocas cretácicas rejuvenecidas y rocas realmente terciarias (Cristallini, 1996a).

El uso de geocronología en base a trazas de fisión en apatito y circón y edades Ar/Ar disponibles en la región (Campbell, 2005), nuevamente dan cuenta de la presencia de rocas oligocenas a miocenas en la vertiente Chilena de la Cordillera Principal, al este de la zona de Falla Pocuro (FIG. 2.15). La edad cenozoica de gran parte de los depósitos que conforman la Cordillera Principal entre 32° y 33°S, se vuelve a confirmar a partir de dataciones U/Pb en circón al norte de la región de este estudio (Mpodozis et al., 2009) y a las nuevas dataciones realizadas en este trabajo (ver Cap. IV.2).

Al sur de la zona de estudio (al sur de 33°S), en la parte norte del segmento de subducción normal (FIG. 2.2), la mayor parte de la Cordillera Principal Andina se compone principalmente de los depósitos del Eoceno superior al Mioceno inferior, los que han sido considerablemente estudiados desde diversos puntos de vista (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Charrier, 1981; Aguirre et al., 2000; Charrier et al., 1996, 2002; Godoy et al., 1996, 1999; Ramos et al., 1996; Sellés, 1999, 2000; Zurita, 1999; Rivera y Cembrano, 2000; Nyström et al., 2003; Fock, 2005; Fock et al., 2005, 2006a,b; Muñoz et al., 2006; Jara et al., 2009a,b; Makshev et al., 2003, 2009; Armijo et al., 2009; Farías et al., 2010; Rauld, 2011; entre otros). La compleja distribución de los depósitos, la

geoquímica, y la contracción tectónica que reactivó algunas fallas que originalmente tuvieron movimientos normales, han permitido concluir que las rocas del Eoceno superior a Mioceno inferior (Formación Abanico) se habrían acumulado en “cuencas de intraarco”, en ambiente extensional con volcanismo activo, y que presentan una geoquímica que no representaría un arco volcánico típico (Nyström et al., 2003; Kay, et al., 2005; Muñoz et al., 2006; Jordan et al., 2001, Charrier et al., 2002, 2007), para posteriormente ser invertida durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Charrier et al., 2002, 2005, 2007, y referencias en ellos). El paso de un régimen tectónico extensional a uno compresivo, estaría relacionado con variaciones en las condiciones geodinámicas del margen continental durante la evolución Andina (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Jordan et al., 2001, Nyström et al., 2003). Charrier et al. (2005) señalan evidencias de la presencia de la cuenca extensional de Abanico entre al menos 33° y 36°S, y sugieren su probable continuidad al norte de 33°S, indicando una extensión incluso hacia el norte de 30°S y hacia el sur de 38°S. Por otra parte, nuevos estudios presentan evidencias de un episodio extensional, en el sector central de la actual zona de subducción subhorizontal Pampeana de los Andes centrales (Winocur y Ramos, 2008, 2012), durante el volcanismo del Oligoceno Superior (Formación Tilito), indicando también la presencia de un arco volcánico Oligoceno entre 29°y 30°S, que habría estado activo durante un régimen tectónico extensivo (Winocur, 2010; Winocur y Ramos, 2012).

II.4 Unidades formales y estructura de la región de estudio

II.4.1 Formaciones en la Cordillera Principal entre 32°-33°S

En este punto se describe la estratigrafía basada en las formaciones a las que fueron asignadas las rocas de la región: formaciones Los Pelambres (Cretácico Inferior), Las Chilcas (Cretácico Inferior), Salamanca (Cretácico Superior), y Farellones (Neógeno) (ver Hoja Quillota Portillo Rivano et al., 1993 y FIGs. 2.14 y 2.15), dado que corresponden a una descripción acorde a la escala de este estudio; sin embargo, como se presentó en los antecedentes expuestos en los capítulos anteriores; al norte (Mpodozis et al., 2009), al sur (ver Charrier et al., 2007) y al oriente de la región (Cristallini et al., 1996), se han descrito formaciones y unidades que pueden ser correlacionadas litológica y/o geocronológicamente a las descritas en este apartado (FIG. 2.14), lo que será tratado más adelante en las discusiones de este estudio.

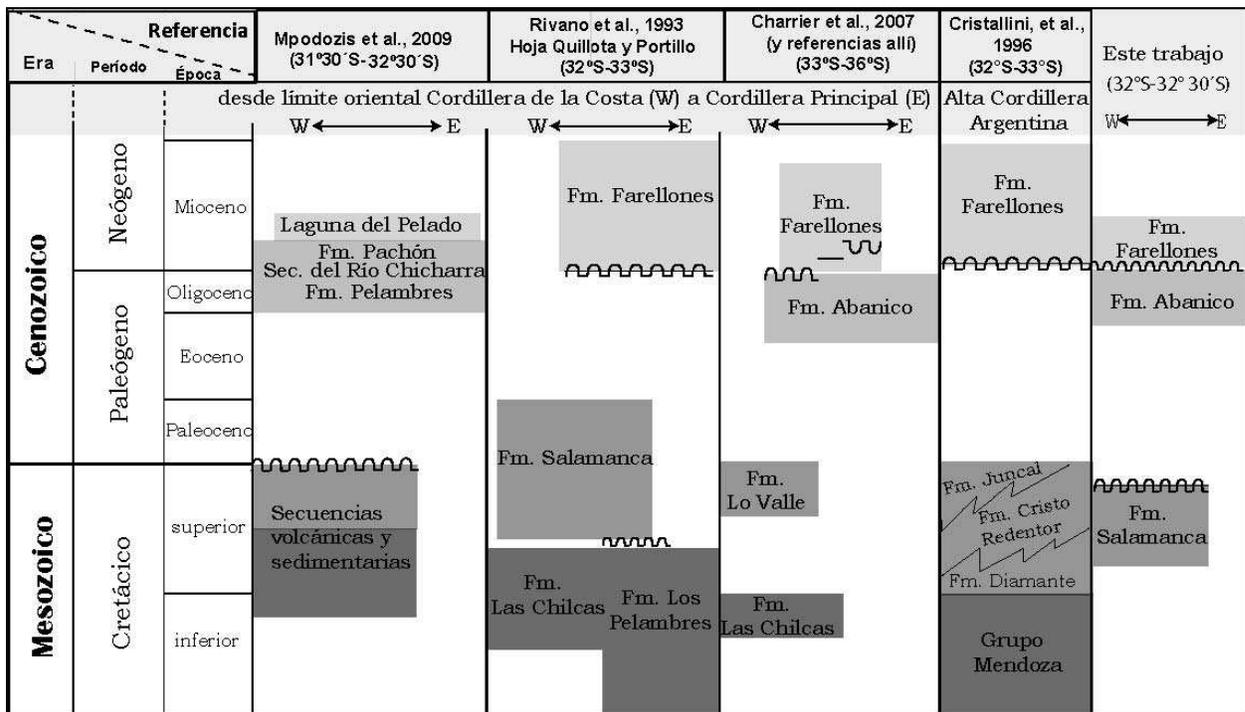


FIGURA 2.14: Cuadro de correlaciones cronoestratigráficas para las rocas de la Cordillera Principal de la región de estudio, desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa, por el oeste, y el sector de la Alta Cordillera Argentina por el oriente.

La **Formación Los Pelambres** (Rivano y Sepúlveda, 1991) aflora en toda la región al este de la zona de Falla Pocuro (FP) y hasta el límite fronterizo Chile-Argentina, en contacto por falla (FP) al oeste con la Formación Las Chilcas o discordante bajo las formaciones Salamanca y/o Farellones (ver Hoja Quillota Portillo, Rivano et al., 1993). Se compone principalmente de brechas y conglomerados andesíticos, tobas arenosas, areniscas e intercalaciones de lavas en la parte inferior a media (Rivano, 1996).

Al norte de los 32°S, las rocas volcánicas dominan la formación, mientras que al sur del río Rocín, los conglomerados y brechas andesíticas se presentan en mayor proporción (Rivano, 1996). En el sector fronterizo al sur de 32°15'S, se reconocieron niveles sedimentarios con intercalaciones de calcarenitas y niveles carbonatados marinos a transicionales, los cuales contienen escasos fósiles no diagnósticos. En esta región la Formación Los Pelambres (FIG.2.14 y Anexo A) es considerada un equivalente a la Formación Juncal (Ramos et al., 1990), cuyos niveles volcánicos a volcanoclasticos se interdigitan hacia el este con las sedimentitas del Jurásico superior-Cretácico inferior de la plataforma Aconcagüina (Cristallini et al., 1996).

Las lavas de la Formación Los Pelambres son en general lavas andesíticas porfíricas con fenocristales de plagioclasa menores a 4 mm y escasos fenocristales ferromagnesianos (Rivano, 1996). Las tobas son andesítico-dacíticas, con cristales de plagioclasa y escaso cuarzo, a líticas finas, en general retrabajadas (Rivano, 1996). Los espesores calculados para esta formación superan los 3.500 m (Aguirre, 1960), mientras que Rivano (1996) sugiere un espesor de al menos 4.000 a 5.000 m. Análisis químicos, realizados a rocas de ésta formación, muestran una gran variabilidad geoquímica e indican características de arco volcánico de margen continental con fuente mantélica y enriquecimiento por componentes de la zona de subducción (Vergara et al., 1993), sugiriendo un ambiente tectónico de trasarco.

En base a los antecedentes descritos, la Formación Los Pelambres fue considerada como parte del dominio volcánico de gran amplitud areal (Charrier et al., 2007), con características de una región en extensión (Rivano, 1996); este arco se ubicaría al oeste de la región donde se habrían comenzado a depositar las formaciones Juncal, Cristo Redentor y Diamante (FIG. 2.12 y 2.14); estas últimas, engranadas con los depósitos calcáreos del Grupo Mendoza equivalentes a la Formación Río Tascadero, reconocidos en territorio argentino (Cristallini, 1996).

Dataciones K/Ar (ver Rivano et al., 1993, Cristallini et al., 1996, Ramos et al., 1996) tienen como resultado edades del Mioceno inferior en rocas asignadas a las formaciones Los Pelambres, Juncal y Cristo Redentor; pero debido a la presencia de intrusivos granodioríticos, de edad miocena, se dudó de la precisión de este método, e interpretaron que estas intrusiones habrían rejuvenecido su verdadera edad radiométrica. A pesar de lo anterior, el Mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003), indica que las rocas que afloran en el sector donde ha sido descrita la Formación Los Pelambres, corresponderían a secuencias volcanosedimentarias (lavas basálticas a dacíticas, rocas epiclásticas y piroclásticas) del Oligoceno-Mioceno, que a lo largo de la Cordillera Principal de Chile, entre las regiones I y IX, han sido asignadas a las formaciones Lupica, Escabroso, Abanico, Coya-Machalí y Cura-Mallín (SERNAGEOMIN, 2003). Estudios recientes (Mpodozis et al., 2009; Jara y Charrier., 2011), confirman la edad oligocena a miocena mediante nuevas dataciones U/Pb en circón, para la mayor parte de las rocas que afloran en la Cordillera Principal, al este de la zona de Falla Pucuro. En base a estos antecedentes, las unidades oligocenas a miocenas de esta región, se habrían originado en un ambiente tectónico similar a las formaciones reconocidas al sur de los 33°S y norte de 32°S de esta edad; en particular, a 33°S la Formación Abanico (FIG. 2.14 y Anexo A) se encuentra representada por un conjunto de rocas volcánico-sedimentarias de 3.500 m de espesor reconocido, del Oligoceno – Mioceno (Thiele, 1980; Fock, 2005; Charrier et al., 2007; Rauld, 2011), las cuales fueron probablemente depositadas en una cuenca de intra-arco extensional, durante el Oligoceno a Mioceno inferior, e invertida tectónicamente entre ~21 y ~16 Ma (ver Charrier et al., 2007 y referencias ahí).

La **Formación las Chilcas** (Thomas, 1958), de edad Cretácico Inferior (Rivano et al., 1986), aflora hacia el oeste de la zona de Falla Pocuro, formando una franja norte-sur que de ~50 km de ancho (Rivano, 1993). Al norte de 32°15' S, se encuentra en contacto discordante bajo la Formación Salamanca (Cretácico Superior) por el este, y concordante sobre la Formación Veta Negra (Cretácico Inferior) por el oeste; mientras que al sur de 32°15' S, a la latitud del río Alicahue, la zona de Falla Pocuro la limita por el este, estando, por este motivo, en contacto por falla con la Formación Los Pelambres (Rivano et al., 1993) al este. Litológicamente corresponde a una secuencia volcanoclástica, continental-lacustre, con marcadas variaciones de facies laterales y verticales (Gana y Wall, 1997). Presenta escasos niveles de calcilitas, margas y calcáreos estromatolíticos (Rivano et al., 1993), y alcanza un espesor estimado de aproximadamente 3.500 m (Rivano, 1996).

El ambiente de formación correspondería a un arco volcánico subaéreo con intercalaciones aluviales continentales y en menor medida marino, con características tectónicas propias de una región en extensión (Levi y Aguirre, 1981; Levi y Nystrom, 1982; Coira et al., 1982; Charrier, 1984; Ramos, 1988; Mpodozis y Ramos, 1989, entre otros). Las intercalaciones marinas se habrían generado en una plataforma carbonatada comunicada con el océano por el oeste, correspondiente a una etapa terminal de un ciclo transgresivo marino, ocurrido durante el Albiano Medio a Superior (Corvalán y Vergara, 1980; Martínez-Pardo et al., 1994; Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier y Muñoz, 1994). Estudios posteriores, en base a asociaciones fosilíferas, muestran que la Formación Las Chilcas se habría desarrollado durante el Cretácico Inferior en un ambiente marino somero con influencias mareales, desvinculados de los sedimentos asociados a la ingresión marina Atlántica (Tunik y Álvarez, 2008).

La **Formación Salamanca** (Rivano y Sepúlveda, 1991), definida, al igual que la Formación Los Pelambres, al norte de 32°S, fue reconocida por Rivano et al. (1993), al norte de 32°45' S formando una franja de ~45 km de ancho que aflora a ambos lados de la zona de Falla Pocuro. Su edad solo ha sido establecida en base a su ubicación litoestratigráfica, la datación radiométrica de algunos intrusivos paleógenos (al oeste de la zona de Falla Pocuro), y algunos niveles datados del cretácico en los afloramientos del límite nororiental de la Hoja Quillota-Portillo (Rivano et al., 1993, Rivano, 1996). La Formación Salamanca se apoya discordantemente sobre las formaciones cretácicas Las Chilcas y Los Pelambres (FIG. 1.2), y subyace en discordancia angular o de erosión bajo la neógena Formación Farellones (Rivano et al., 1993, Rivano, 1996). La litología predominante corresponde a lavas andesíticas a dacíticas, porfíricas, con fenocristales de plagioclasa y rara vez ferromagnesianos (anfíbola) y sin presencia de cuarzo cristalino (Rivano, 1996), brechas volcánicas y tobas, y escasos niveles de conglomerados y volcarenitas (Rivano et al., 1993). El espesor estimado es de máximo 2.000 a 2.500 m, en base a correlaciones hacia el norte de 32°S (Rivano, 1996). Al sur de 32°S, esta formación tiene un carácter marcadamente más volcánico, a diferencia del sector norte, donde fue definida como una secuencia volcanosedimentaria con importantes niveles de conglomerados y areniscas en su base (Rivano, 1996). La Formación Salamanca se

habría depositado en un ambiente continental, inicialmente fluvial y aluvial, y posteriormente volcánico a piroclástico (Rivano, 1996).

La **Formación Farellones** (Klohn, 1960; Rivano et al., 1990), de edad Miocena, es una formación continental, esencialmente volcánica, que conforma afloramientos alineados en orientación cercana a norte-sur entre $\sim 32^\circ$ y 35°S (Vergara et al., 1988). En la región de estudio aflora discordante sobre las unidades más antiguas descritas en la zona, formando gruesos paquetes, esencialmente volcánicos que, dada la morfología de la región, aflora en las zonas altas de los cerros (sobre la cota 2.400), principalmente al este de la zona de Falla Pocuro. Esta formación, con un espesor cercano a 2.500 m., está compuesta esencialmente de lavas andesíticas a riolíticas, depósitos volcanoclásticos y depósitos sedimentarios subordinados (Thiele 1980; Charrier 1981; Vergara et al., 1988; Rivano, 1990). Ha sido subdividida en miembros (Aguirre, 1960; Vergara et al., 1988; Rivano et al., 1990; Vergara et al., 1993; Nyström et al., 2003); de los cuales, en general, el o los miembros inferiores son de composición riolítica a dacítica con presencia de niveles de ignimbritas y tobas riolíticas, y algunas intercalaciones de depósitos lacustres en parte turbidíticos, mientras que los superiores corresponden esencialmente a lavas andesíticas a basálticas, brechas piroclásticas, y niveles volcanoclásticos, limolitas y conglomerados subordinados (Rivano et al., 1993).

Al sur de 33°S , la relación de contacto entre las formaciones cenozoicas Abanico y Farellones (FIG. 2.14 y Anexo A) ha sido tema de debate, describiéndose una transición continua, discordante, pseudoconcordante, concordante, y por falla en distintas regiones (Klohn, 1960; Charrier, 1973; Thiele, 1980; Rivano et al., 1990; Godoy 1988, 1991; Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999; Fock, 2005; Rauld, 2011, entre otros). Por otra parte, en base a dataciones radiométricas se ha deducido una progresión norte-sur del magmatismo asociado al volcanismo de la Formación Farellones y posiblemente de la deformación (Charrier et al., 2002, 2005, 2007), la cual podría estar relacionada al desplazamiento hacia el sur, para ese período, de la dorsal de Juan Fernández a lo largo del margen continental (Yáñez et al., 2001, 2002; Charrier et al., 2005). Todo lo anterior, sumado a la presencia de estructuras sintectónicas en el miembro inferior de la Formación Farellones, han llevado a proponer que el contacto entre ambas estaría controlado por la inversión de la cuenca extensional en la que se depositó la Formación Abanico (Charrier et al., 2002).

Por otra parte, en el límite norte de este estudio (32°S), dataciones geocronológicas recientes (Mpodozis et al., 2009), permitieron reconocer la existencia de depósitos con edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Mioceno, al este de la zona de Falla Pocuro (FIG. 2.14). Estos autores señalan que a esa latitud la Falla Pocuro corta a través de rocas cretácicas, mientras que las unidades cenozoicas las dividen en 4 unidades que denominaron: Formación Pelambres (33,4-25,2 Ma), Secuencia del Río Chicharra (24,9-22,2 Ma), Formación Pachón (22,1-21,6 Ma), y Complejo Volcánico Laguna del Pelado (18,4-18,3 Ma). Mpodozis et al. (2009) describen el estilo de deformación de cada una de

estas unidades, y señalan que se encuentran formando paneles estructurales limitados por fallas regionales, de los cuales los más orientales concentran una intensa deformación en las rocas de edad oligocena-miocena. Señalan también que se presentan componentes de deformación que pueden ser explicados por mecanismos más complejos, que llevan a cuestionar los modelos de simple inversión de una cuenca extensional, y que son comparables a lo descrito en modelos experimentales realizados para zonas de colisión (Willingshofer et al., 2009; Selzer et al., 2008).

II.4.2 Rocas Intrusivas

A la latitud de este estudio (32°-33°S) se ha reconocido (ver Hoja Quillota Portillo, Rivano et al., 1993) que los intrusivos se encuentran alineados en franjas progresivamente más jóvenes hacia el oriente (Munizaga y Vicente, 1982; Parada et al., 1988; Rivano et al., 1993, Rivano, 1996). Estas franjas han sido denominadas según la nomenclatura utilizada al norte de 32°S, en consideración a la continuidad de los afloramientos (Rivano, 1996).

Los intrusivos más antiguos afloran en el extremo suroeste de la región (33°S) y corresponden a granitoides, tonalitas, granodioritas y granitos paleozoicos subordinados de la Unidad Cochoa; hacia el norte se presenta la Superunidad Mincha (Rivano et al., 1985), conformada por dioritas, monzodioritas, gabros, sianitas y tonalitas jurásicas. La franja que continúa hacia el oriente, está compuesta por monzonitas y sianogranitos del Cretácico Inferior, correspondientes a la Unidad Chagres y Quebrada Herrera, y a gabros dioritas y granodioritas del Cretácico medio, de las unidades Chalinga y La Campana (Rivano et al., 1993; Rivano, 1996).

En la región de este estudio afloran las franjas que continúan hacia el oriente: las unidades que intruyen a las formaciones cretácicas Las Chilcas y Salamanca, corresponden a pórfidos andesíticos y dioríticos de la Unidad San Lorenzo del Cretácico Superior-Paleoceno (Rivano et al., 1985), y hacia el este las dioritas y subordinadas granodioritas, tonalitas y monzogranitos de la Unidad Fredes del Paleoceno-Eoceno (Rivano et al., 1985).

Al este de la zona de Falla Pocuro, las formaciones Los Pelambres, Salamanca y Farellones se encuentran intruídas, de oeste a este, por pórfidos dacíticos de la Unidad Tambillos, pórfidos cuarzo-feldespáticos de la Unidad Portezuelo del Azufre y

monzodioritas de la Unidad Rio Cerro Blanco, las que en conjunto conforman la Superunidad Rio Chicharra del Mioceno (Rivano et al., 1985, 1993; Rivano, 1996).

II.4.3 Estructura

La región de este estudio se encuentra caracterizada por estructuras de rumbo preferencial N-S, mientras que hacia el oriente se hacen más complejas evidenciando los rasgos que las fases orogénicas han sobreimpuesto en la región (Aguirre, 1960). La mayor parte de los trabajos regionales realizados en la zona entre 32° y 33°S, describen la estructura como un gran apilamiento tectónico compresivo con marcado desarrollo de pliegues y fallas inversas hacia el este, que hacia el sector más oriental marcan el inicio del frente de las fajas plegadas y corridas del Aconcagua y La Ramada (Rivano, 1996; Ramos, 1996).

Aguirre (1960) describe la estructura de rumbo NS (Falla Pocuro), que pasa aproximadamente 5 km al oriente de la ciudad de Los Andes y que aflora en el límite occidental de este estudio (FIG. 2.15), como la estructura mayor de la región, y que se encuentra compuesta por varios tramos en *zig-zag* (Aguirre, 1960). Cerca de la ciudad de Los Andes, este autor reconoce además una faja milonitizada de varias decenas de metros de ancho, y zonas con evidencias de cataclasis, así como una gran cantidad de fallas subparalelas. Este autor infiere un movimiento vertical ascendente del bloque oriental cercano a 2.000 m, en base a correlaciones estratigráficas y posición relativa de capas guías; además de correlacionarla con la estructura que hacia el sur habría tenido una importancia esencial en el mecanismo de formación de la cuenca de Santiago (Aguirre, 1960).

Posteriormente, Rivano (1996) describe esta falla como la Zona de la Megafalla Pocuro, que marca el límite entre dos dominios estructurales (un dominio central y un dominio cordillerano), y que se puede seguir a lo largo de 3 grados de latitud entre los 31° y 34°S, con un ancho de 500 m a 2 km y con estructuras menores subparalelas que se enraízan en su traza principal, abarcando hasta 6 kilómetros de ancho de influencia de esta zona de falla. Se ha descrito como una zona de falla en parte extensivo y de rumbo (Rivano, 1996), que presenta clivaje de fractura muy penetrativo que oblitera la estratificación y presencia de fallas menores con relleno de salvanda. Este autor reconoció espejos de falla en la porción norte de la zona, los cuales se presentan verticales y con estrías que buzan 80° a 85°.

Campbell (2005) describe la presencia de rocas del Cretácico Superior al oeste en contacto, por medio de esta zona de falla, con rocas de las formaciones Abanico y Farellones, al este. Según describe este autor, la zona de Falla Pocuro a esta latitud, presenta un rumbo NS a N20°W y vergencia al oeste (Campbell, 2005). Mientras que al sur de la ciudad de Los Andes, en el sector de la cuesta de Chacabuco, Fock (2006), mediante dataciones Ar/Ar y K/Ar, reconoce la presencia de rocas de las formaciones Abanico y Farellones en contacto con las unidades cretácicas mediante la Falla Infiernillo (FIG. 2.15), unos ~15 km al oeste de la zona de Falla Pocuro (Hoja Quillota Portillo, Rivano, 1993). Fock (2006) describe la falla Infiernillo como una falla normal invertida, con actividad extensional desde el Eoceno, y que habría correspondido a un probable límite occidental de la cuenca oligo-miocena de Abanico, posteriormente invertida durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.

Perfiles latitudinales recopilados en la región cordillerana entre 31°30'S y 35°S (ver Anexo B y Jara et al., 2009), muestran el quiebre en la dirección de las estructuras inversas entre perfiles contiguos, tanto del margen occidental como oriental de la cuenca volcano-tectónica de Abanico. Trabajos previos (Rivera y Yáñez, 2007) explican este quiebre como producto de una segmentación original de la cuenca, dividida en subcuencas limitadas por estructuras oblicuas al margen resultantes de una deformación controlada en parte por heterogeneidades del basamento bajo la cuenca. Entre las hipótesis de estructuración oblicua del basamento, se encuentra el desarrollo de una estructuración durante el *rift* Triásico a Jurásico inferior, que se habría desarrollado en cuencas elongadas de rumbo NNW, durante el ciclo Pre-Andino Pérmico Superior-Jurásico Inferior (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007 y referencias en ellos). La segmentación de la Cuenca de Abanico a través de estructuras oblicuas NW y NE, que actuarían flectando y desplazando las escamas de falla inversa que invirtieron la cuenca, ha sido propuesta como un elemento de primer orden en la evolución del arco volcánico oligo-mioceno (Rivera y Yáñez, 2007). La influencia de las estructuras de *rift* triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en la estructuración Andina, ha sido estudiada desde diversos puntos de vista por otros autores (Giambiagi et al., 2005; Yagupsky et al., 2008, entre otros). En particular se la ha reconocido en las fajas plegadas y corridas de La Ramada (FPCR), Aconcagua (FPCA) y Malargüe (FPCM), y durante la inversión tectónica terciaria (Mosquera, 1990; Cristallini y Cangini, 1993; Cristallini et al., 1994; Manceda y Figueroa, 1995; Giambiagi et al., 2003; 2005; Yagupsky et al., 2008, entre otros).

En la región de estudio, al occidente de las fajas plegadas y corridas de La Ramada y Aconcagua (FIG. 1.3), la deformación que afecta a las rocas oligocenas a miocenas, de la Cordillera Principal en territorio chileno, no involucra al basamento. Las diferencias latitudinales observadas en perfiles sucesivos desarrollados entre 31°S y 35°S (Jara et al., 2009) destacan, además del cambio de rumbo de las estructuras que limitan por el oriente los depósitos oligocenos-miocenos (FIG.2.15), la reducción del ancho que ocupan las unidades cenozoicas en la región entre los lineamientos que forman las zona de Falla Pocuro y la Falla San Ramón (al norte y sur de 33°S respectivamente), y estructuras que limitarían estos depósitos por el oriente en la Cordillera del límite entre Chile y

Argentina (FIG. 2.15). Este ancho, que disminuye hacia el norte, podría corresponder a un menor ancho de cuenca en el momento del depósito de estas unidades o de un angostamiento posterior debido a un mayor acortamiento y erosión en la región comprendida entre 32° a 33°S, comparada con la región al sur de 33°S en la Cordillera Principal (ver Anexo B).

Nuevos antecedentes indican que, entre 32° y 32°30´S, algunas estructuras de rumbo NS que deforman las rocas oligocenas-miocenas del sector más oriental de la Cordillera Principal (FIG. 1.3), se encuentran localizadas en sectores donde la intensa deformación compresiva se sobrepone a la generación de depocentros del Oligoceno superior, y que habrían estado limitados por fallas normales posteriormente invertidas de orientación ~NS (ver Capítulo IV de este trabajo). De esta forma, el rumbo esencialmente NNW de las estructuras principales en la región oriental de este estudio, se encontraría asociado a la deformación terciaria, y no necesariamente asociado a límites originales de la cuenca de Abanico, o de cuencas aún más antiguas, proponiéndose un control tectónico anteriormente no considerado para esta región. Por otra parte, para la región más occidental de ese estudio, la Falla Pocuro (FP) habría tenido su actividad principal previo a los eventos volcánicos del Oligoceno-Mioceno (ver Capítulo IV de este trabajo), y habría deformando rocas del Cretácico Superior, la que con posterioridad habría sido levemente reactivada. Esto se diferencia de lo que sucede al sur de 33°S, donde se han registrado movimientos para la Falla San Ramón (FSR) (FIG. 2.15) inclusive en períodos cuaternarios (Rauld, 2002).

El lineamiento formado por las zona de Falla Pocuro (FP) y la Falla San Ramón (FSR) (ver Farías, 2007), si bien no corresponde al límite oriental de todos los depósitos de las formaciones Abanico y sus equivalentes (FIG.2.15), habría limitado, en algunos sectores, depocentros de la cuenca de Abanico por el oeste (Fock, 2005). El sistema de FP-FSR, correspondería a un sistema de falla invertido vergente al oeste (Thiele, 1980; Charrier et al., 2005; Fock et al., 2006; Rauld et al., 2006; Farías, 2007), el que, al sur de 33°S, según estudios con marcadores geomorfológicos, habría acomodado 0,7 a 1,1 km de alzamiento desde el Mioceno superior (a la latitud de Santiago), y 800 a 600 m a ~35°S (Farías et al., 2007).

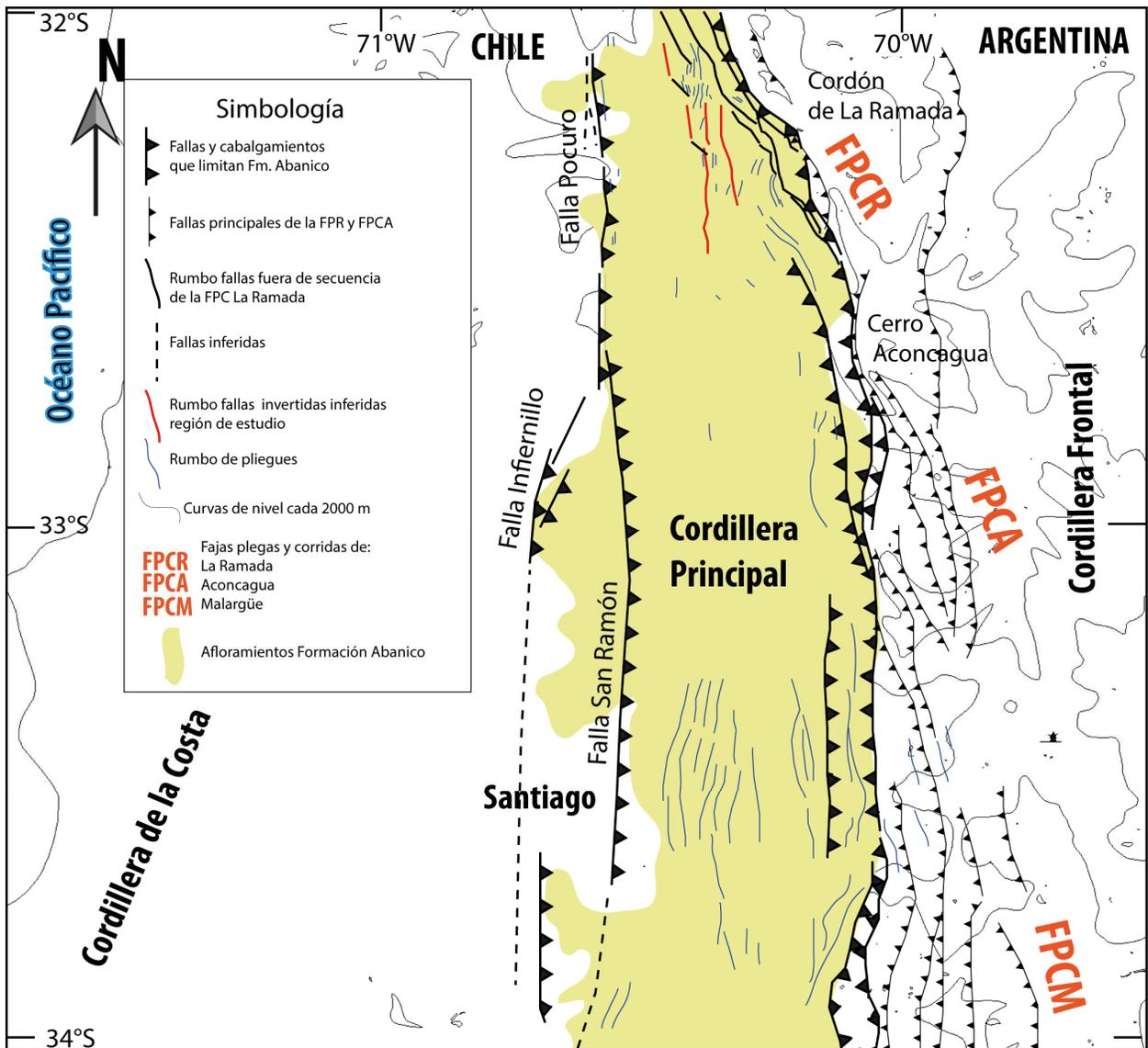


FIGURA 2.15: Mapa regional, entre 32° y 34°S, de afloramientos de la Formación Abanico y estructuras principales que la limitan. (Compilado de: Rivano et al., 1993; Ramos et al., 1996; Fock, 2006; Farías, 2007; Rauld, 2011; y este trabajo).

III MARCO TEÓRICO ESTRUCTURAL

El siguiente capítulo introduce al lector algunas terminologías utilizadas en los capítulos siguientes; en particular, la descripción, en el Capítulo IV de este trabajo, de las estructuras observadas en las campañas de terreno de este estudio, y la interpretación estructural de los capítulos siguientes, que utilizan conceptos que serán tratados de manera teórica en este apartado.

III.1 Estructuras Compresionales

III.1.1 Fallas y Pliegues

Las fallas en general corresponden a fracturas (superficies o planos de discontinuidad en la roca, donde se ha perdido cohesión del material), a lo largo de las cuales existe un desplazamiento generalmente paralelo al plano de ruptura, como consecuencia de la aplicación de un stress de cizalle (Niemeyer, 2008). De acuerdo a su desplazamiento o rechazo, así como la cinemática asociada, las fallas contraccionales corresponden a sistemas de fallas inversas, en los cuales el bloque colgante se alza respecto del bloque yacente según la dirección de manteo, generando acortamiento de la secuencia. El acortamiento en secciones estructurales puede verse también representado mediante el plegamiento de las capas, los cuales entregan valiosa información respecto del tipo de deformación, cinemática y tectónica de una región. En este sentido, es importante la descripción de las características geométricas básicas de éstos, en particular la descripción de su eje y plano axial, los cuales permiten clasificarlos según su disposición en el espacio de acuerdo al buzamiento del primero e inclinación del segundo (Fleuty, 1964).

El desarrollo de plegamiento se ha descrito mediante cuatro modelos cinemáticos principales: deslizamiento flexural, flexión transversal, doblamiento y flujo pasivo, y la combinación de éstos (Hatcher, 1995; Niemeyer, 2008), así como por pérdida de volumen, aplastamiento homogéneo, flujo flexural y el desarrollo de bandas *kink* (ver Niemeyer, 2008).

Las fallas y los pliegues se encuentran, en general, íntimamente relacionados. En algunos casos las fallas se forman como respuesta al plegamiento y, en otros casos, principalmente en los que predomina un comportamiento frágil, los pliegues se vinculan al fallamiento como resultado directo del desplazamiento de los bloques a lo largo de la falla (*fault-related folds*). El estudio y comprensión de los modelos teóricos, enfocados en la descripción de pliegues asociados a fallas, es fundamental para la posterior

interpretación de las estructuras naturales. Los modelos más sencillos para explicar su geometría, están basados en un tipo de plegamiento llamado *kink-band* (pliegues con charnelas y limbos angulosos) y en trayectorias angulosas para las fallas, ya que este tipo de geometría es mucho más fácil de describir y modelar mediante ecuaciones, son más fáciles de construir y, por ende, de llevar a un estado inicial pre-deformación. Además de estas asunciones se considera, en la mayoría de los casos y para una descripción más simple de los modelos, que la deformación se encuentra restringida al bloque colgante mientras que el bloque yacente permanece sin deformar. Los modelos teóricos, geométricos y cinemáticos del tipo de plegamiento, permiten reconstruir estructuras en profundidad en base a las observaciones superficiales de su geometría; es decir, mediante la observación de los ángulos de corte y de sus limbos frontales y dorsales, interpretar la posición de los planos de falla que los generan y el acortamiento orogénico asociado.

De acuerdo a lo anterior, se reconocen los siguientes tipos de pliegues relacionados con fallas:

Pliegues por flexión de falla (*fault-bend folds* o *ramp-flat*; Rich, 1934): Estos son pliegues que se forman debido a que la falla que los origina no es plana y, por lo tanto, se genera el plegamiento de los estratos por el acomodo de la sucesión estratificada del bloque colgante sobre la falla al cambiar su inclinación (FIG. 3.1). Suppe (1983) realizó el primer modelo geométrico cuantitativo en dos dimensiones para describir la geometría y cinemática de este tipo de estructuras. Para los casos más simples, su modelo se basa en la conservación, durante todo el desarrollo del pliegue, de los largos y espesores de las capas partiendo de un estado inicial con capas horizontales de espesor constante. Las capas se deforman por deslizamiento paralelo entre ellas (*flexural-slip*) y las superficies axiales bisectan el ángulo entre los flancos de los pliegues. En general, los pliegues por flexión de falla poseen charnelas planas, limbos poco inclinados y la transferencia del desplazamiento ocurre hacia adelante en la dirección de la propagación de la deformación (FIG. 3.1). En la trayectoria de la falla se reconocen sectores planos (*flats*) y sectores inclinados (*ramps*).

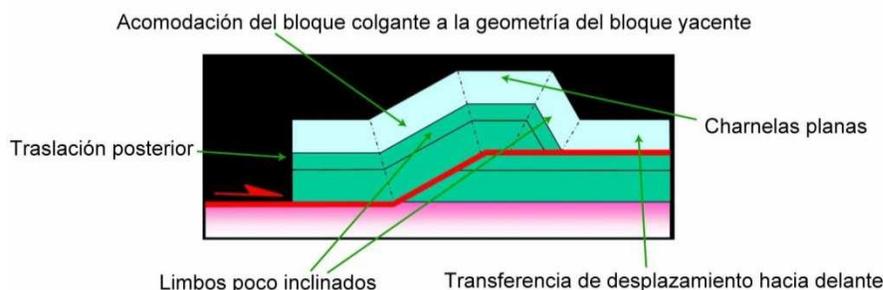


FIGURA 3. 1: Características geométricas para pliegues por flexión de falla.

Pliegues por propagación de falla (*fault-propagation folds*; Dahlstrom, 1970): Son los que se forman contemporáneamente con la propagación de una falla inclinada en zonas cercanas a su punto de término (*fault tip*). En estos modelos (Suppe y Mendweddef, 1990), el flanco frontal del pliegue posee un buzamiento más elevado que el flanco trasero (FIG. 3.2), cuando la falla (rampa) posee un buzamiento suave, y viceversa en caso que la rampa tenga una inclinación elevada, debido a que el flanco trasero es paralelo a la rampa (Poblet, 2004). Suppe (1985) propuso el primer modelo cuantitativo en dos dimensiones que permite predecir la geometría y cinemática para este tipo de pliegues. Posteriormente, se han ampliado los primeros modelos y se han generado nuevos modelos más complejos que introducen más variables al problema.

Los pliegues por propagación de falla poseen charnelas generalmente apretadas, es decir, más angostas, que los pliegues por flexión de falla; en el caso ideal, no hay transferencia de desplazamiento hacia adelante, por lo que el limbo frontal tiende a ser muy inclinado (FIG. 3.2). Suppe y Mendweleff (1990) generaron las relaciones trigonométricas para el caso más simple y más común de pliegues por propagación de falla. En su modelo asumen que hay conservación del espesor, longitud y áreas para las capas inicialmente horizontales que posteriormente se deslizan entre ellas (*flexural-slip*), y donde las superficies axiales bisectan el ángulo entre los flancos de los pliegues; otra situación que estos autores contemplaron permite el adelgazamiento o engrosamiento de las capas.

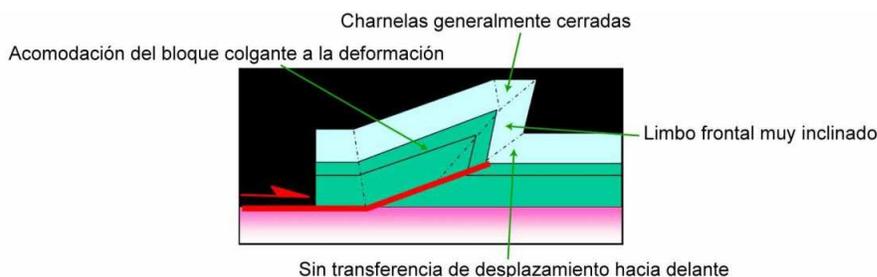


FIGURA 3. 2: Características geométricas para pliegues por propagación de falla.

Pliegues por despegue (*detachment folds o décollement folds*; Chamberlin, 1910): Los pliegues por despegue son los pliegues formados en relación con un cabalgamiento paralelo a las capas (despegue) en uno ó más niveles de alta ductilidad. Se generan debido a esfuerzos compresivos horizontales que pliegan la secuencia, de modo que el material dúctil migra hacia el núcleo de la estructura, mecanismo denominado tectoquinesis (Cristallini, 1998, 2000).

La geometría de este tipo de pliegues es menos predecible que en los casos descritos anteriormente, por lo que muchos de los modelos generados para explicarlos son de tipo geométrico sin implicaciones cinemáticas. El modelo más conocido y que ha sido aplicado a numerosos ejemplos de pliegues por despegue es el de cálculo de la profundidad de despegue, basado en la ley de conservación del área, diseñado por Chamberlin (1910) (según Poblet, 2004).

Los pliegues por despegue presentan charnelas apretadas, flujo de material dúctil hacia el núcleo de la estructura, limbos simétricos muy inclinados. Una característica importante, es que en este tipo de pliegues, existen niveles guías que mantienen su relación estratigráfica con el nivel regional, es decir, en las zonas externas a la estructura, no existe transferencia de desplazamiento hacia arriba (FIG. 3.3).

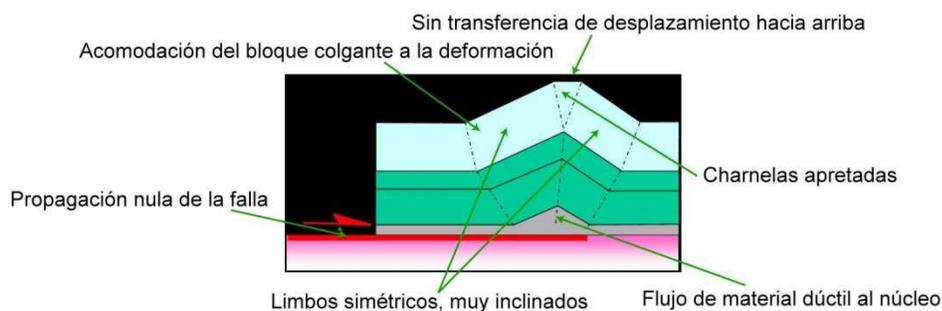


FIGURA 3. 3: Características geométricas para pliegues por despegue.

Otros Modelos

Los modelos anteriores corresponden a los 3 tipos de plegamiento más simples descritos; sin embargo, con el fin de explicar muchas de las características que se observan en la naturaleza, es necesario generar condiciones anexas a estos modelos. Esto se puede realizar ya sea variando la zona a deformar, generando cizalla interestratal, u otros mecanismos.

Ejemplos de ello son los **pliegues por flexión de falla de multiflexión o multikink** (Mendwedeff y Suppe, 1997), en los que se produce la interferencia de bandas kink y superficies axiales, los **pliegues por propagación de falla de charnela fija** (Suppe y Mendwedeff, 1990), los **pliegues por propagación de falla transportados**, en los que la deformación se inicia como un pliegue por propagación de falla para luego continuar evolucionando como uno por flexión de falla (Suppe y Mendwedeff, 1990), o la mezcla de los tipos “simples” de plegamiento, mediante la combinación de los anteriores, como los **pliegues por propagación-despeque** (Chester y Chester, 1990), entre otros.

Los modelos anteriores, sin embargo, no explican la generación de pliegues con limbos curvos o cambios de espesores en sus capas, lo que sí es observado en la naturaleza. Como una alternativa al método de modelamiento mediante bandas kink, Erslev (1991) propuso el modelo cinemático de **pliegues por propagación de falla de cizalla triangular (Trishear)**. En este modelo, la deformación se distribuye en una zona triangular cuyo vértice corresponde al *tip-line* de la falla (FIG. 3.4) y que se desarrolla más allá de ésta. El bloque colgante se mueve rígidamente y paralelo a la falla, con una velocidad igual al incremento en deslizamiento (*slip*), mientras que el bloque yacente se mantiene fijo. Las rocas en la zona triangular se moverán de acuerdo a un campo de velocidades (FIG. 3.4) que satisfacen las condiciones dentro de ella y la preservación de área durante la deformación (Zehnder y Allmendinger, 2000).

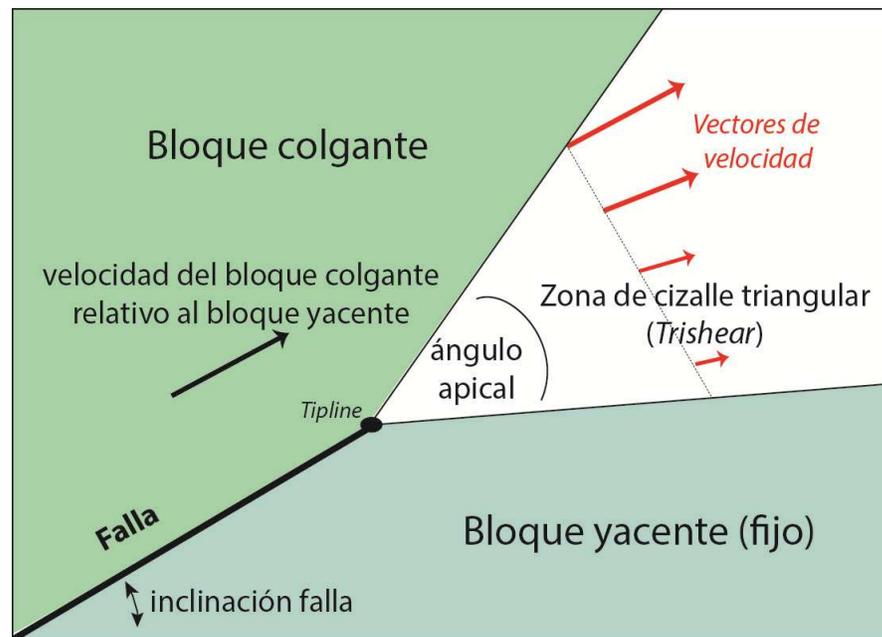


FIGURA 3.4: Geometría de deformación y campo de velocidades para fallamiento modelado mediante cizalla triangular (*trishear*) (Zehnder y Allmendinger, 2000, modificado de *webpage* Allmendinger <http://www.geo.cornell.edu/RWA>).

El modelo de “trishear” fue propuesto para pliegues que involucran al basamento y se adapta bien en rocas dúctiles, sin embargo también se puede aplicar a rocas sedimentarias en que los engrosamientos o adelgazamientos se resuelven en microfracturas o con el acomodamiento de algunos bancos más dúctiles (Cristallini, 1998).

Este mismo modelo ha sido posteriormente ampliado para responder a otros requerimientos geométricos que no satisfacían los modelos anteriores; es así que Cristallini y Almendinger (2002) propusieron el modelo de **pliegue por cizalla triangular del limbo dorsal** y las ecuaciones que definen el movimiento dentro de la zona de cizalla, en el cual las capas del limbo dorsal rotan progresivamente al pasar por la zona de cambio de ángulo de la falla. Este modelo reproduce además modelos simples como la **cizalla paralela** a las capas (Suppe, 1983) o **cizalla inclinada** (White et al., 1986), a modo de casos particulares. Este último, desarrollado para explicar la geometría de fallas normales, es especialmente útil para explicar la geometría de los pliegues desarrollados mediante fallas curvas o mediante procesos de inversión tectónica (Brooks et al., 2000; Cristallini, 2000).

III.2 Estructuras extensionales

Al contrario de las estructuras compresionales, los sistemas de fallas extensionales se componen (en una descripción geométrica respecto del rechazo) de fallas normales, en las cuales el bloque colgante desciende respecto del bloque yacente en la dirección del manteo. Según la geometría en perfil (perpendicular al rumbo de la estructura), las fallas extensionales se pueden clasificar en cuatro grupos mayores: planas no rotacionales, planas rotacionales, lítricas y combinación de fallas planas (ver Niemeyer, 2008).

En este subcapítulo se describen algunos modelos de fallamiento extensional y estructuras que permiten explicar la deformación en extensión conservando áreas, espesores y otros requerimientos geométricos. Como primera aproximación, es importante destacar que existen problemas para balancear secciones a través de fallas normales no rotacionales, ya que se producen problemas de espacio, a excepción de suponer zonas de material extremadamente dúctil.

Por otra parte, con el fin de respetar que tras la deformación se debe conservar el volumen (excepto por porosidad o disolución); en zonas donde no existe movimiento en el rumbo (y por lo tanto no hay pérdida de material en la sección perpendicular al rumbo de las estructuras), se han generado diversos modelos de fallamiento extensional, entre los que se pueden mencionar grábenes (cuencas con fallas normales de vergencia opuesta), hemigrábenes, fallas de transferencia y rampas de relevo. En zonas donde se conocen estructuras extensionales en corteza rígida, los modelos básicos para explicar su geometría son mediante fallas en dominó (FIG. 3.5) y el modelo de fallas lítricas (FIG. 3.6); sin embargo otros modelos más complejos han sido desarrollados en los que la combinación de los anteriores, o estructuras sigmoidales, o de rampa-flat del sistema extensional, acomodan la deformación (McClay, 1995).

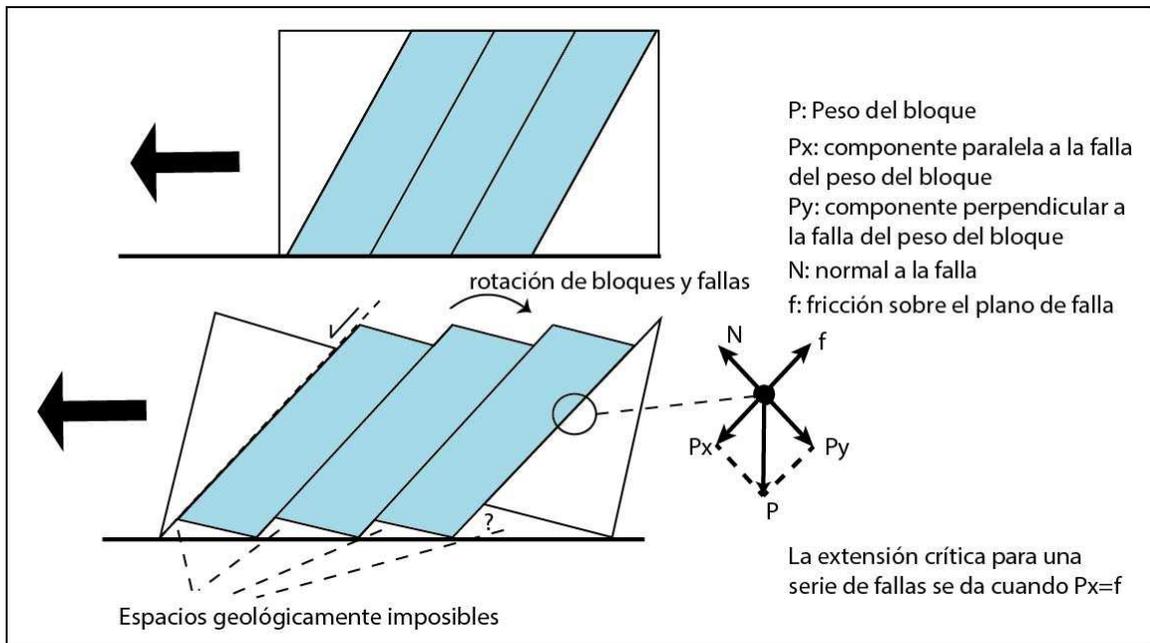


FIGURA 3.5: Modelo de fallas normales en dominó en que pequeños bloques rotan y se desplazan hasta alcanzar una cierta extensión crítica en que el modelo se hace mecánicamente desfavorable (modificado de Cristallini, 1998).

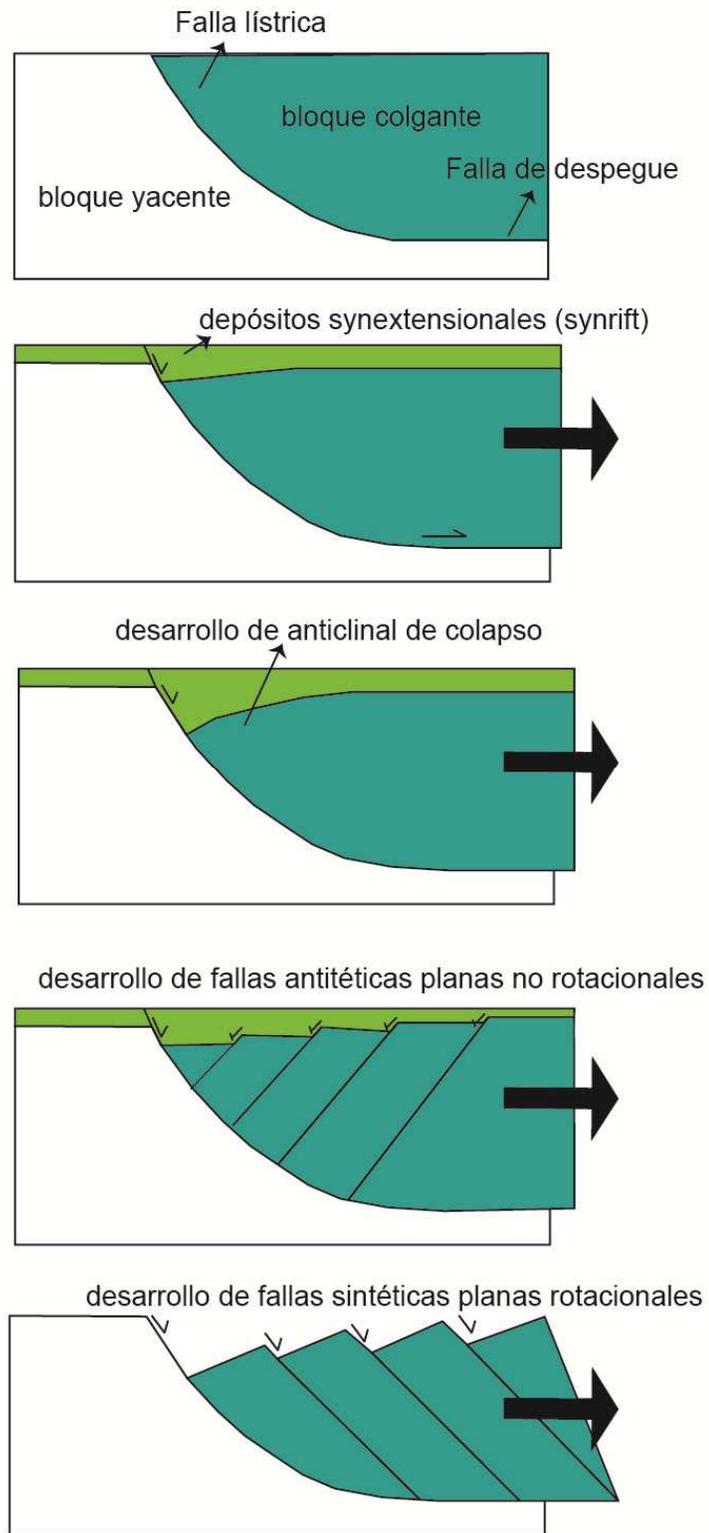


FIGURA 3.6: Modelo de fallas normales lístricas y ejemplos de posibles estructuras asociadas. (modificado de Cristallini, 1998).

Se debe destacar que las fallas extensionales de bajo ángulo son mecánicamente inviables ya que la componente del stress paralelo a la falla, es pequeño en relación a la fricción ejercida sobre el plano de falla y que se opone al movimiento. Esto genera que cuando el bloque colgante de una falla normal lítrica se desplaza sobre la misma, las capas se flexionan generando un característico anticlinal de colapso o “*rollover*” (FIG. 3.6), con un graben de colapso en su charnela (Ellis y McClay, 1987; McClay, 1990; McClay, 1995). Xiao y Suppe (1992) realizaron los primeros modelos geométricos cuantitativos para este tipo de estructuras.

Dentro de las secuencias estratificadas que se generan en un sistema extensional, en relación al relleno de las cuencas extensionales, se han definido las secuencias de *prerift*, *synrift* y *postrift* (Williams et al., 1989; Schilsche y Olsen, 1990; Schilsche, 1990). La secuencia de *prerift*, es aquella depositada o consolidada previamente a algún movimiento extensional; la secuencia *synrift*, *corresponde a la secuencia syn-extensional*, es decir, depositada durante la activación del sistema de fallas extensionales; mientras que la secuencia *de postrift* es depositada con posterioridad al movimiento extensional (FIG. 3.7).

Reconocer los rasgos de la secuencia de *synrift* puede ser útil al momento de intentar reconocer estructuras extensionales en casos en los que no se observa el plano de falla o la relación cronoestratigráfica de los bloques yacentes y colgantes. Dos rasgos principales caracterizan la secuencia de *synrift* (FIG. 3.7): 1) estructuras de crecimiento en donde las capas cercanas a la zona de falla pueden presentar espesores y ángulos de manteo mayores respecto de la secuencia alejada del plano de falla, y 2) discordancias angulares entre esta secuencia y las secuencias de *prerift* y *postrift*. En este último caso se generan, por lo general: 1.- Relaciones de tipo “*onlap*” (FIG.3.7) entre las capas de *synrift* y las de *prerift*, y en las mismas capas de *synrift* debido a la rotación del bloque de *prerift* con el movimiento de la falla, y 2.- Relaciones de “*toplap*” (FIG.3.7) entre la secuencia de *synrift* deformadas y la secuencia de *postrift* superpuestas discordantemente (Schilsche, 1990).

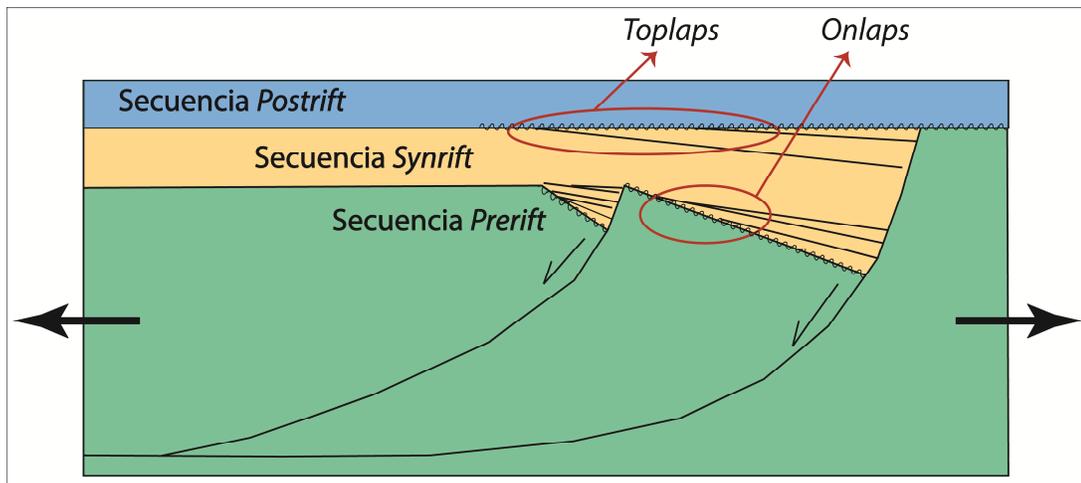


FIGURA 3. 1: Esquema de secuencias de *prerift*, *synrift* y *postrift* asociadas a una falla extensional y algunas relaciones de contacto comunes entre éstas.

III.3 Inversión positiva

Se llama inversión tectónica positiva al proceso en que regiones que fueron sometidas a regímenes extensionales, posteriormente han sido sometidas a compresión. En este proceso natural, algunas de las estructuras formadas en la primera etapa, pueden ser reactivadas. La inversión tectónica puede llegar a ser importante durante la primera etapa de la historia de muchos cinturones orogénicos, en los que cuencas extensionales (e.g. márgenes pasivos) son incorporadas dentro de sistemas de fajas plegadas y corridas (McClay, 1999). Cooper y Williams (1989) definen cuenca invertida como “una cuenca controlada por un sistema de falla que ha sido posteriormente comprimida produciendo un alzamiento y una extrusión parcial del relleno de la cuenca”. Sumado a lo anterior, Cooper y Williams (1989) propusieron dos requisitos para una cuenca invertida:

- 1) Que debería ocurrir una significativa reutilización de fallas pre-existentes y,
- 2) Que el alzamiento está concentrado en el bloque colgante (*hangingwall*) más que en el bloque yacente (*footwall*).

No todas las estructuras formadas durante el proceso extensional serán posteriormente invertidas; la reactivación selectiva de fallas durante inversión tectónica dependerá de varios factores. Entre las primeras variables, la inclinación de la falla original juega un rol importante, ya que la inversión positiva de fallas extensionales de alto ángulo no es favorecida bajo condiciones “Andersonianas” idealizadas. Sin embargo, existen casos en que, en un grupo de fallas con aproximadamente la misma inclinación y el mismo rumbo, algunas se invierten y otras no lo hacen. Sibson (1995), advierte el importante papel que juega la presión de fluidos en estos casos, pues para un sistema de stresses

dado, una alta presión de fluidos de poros aumentará el rango posible de ángulos de falla que pueden ser reactivados.

Entre otros factores que pueden ejercer un control importante en la selección de estructuras a invertirse, están la cohesión y el coeficiente de fricción (Byerlee, 1978; Sibson, 1995). En general, las fallas pre-existentes tenderán a ser más débiles que la roca intacta ya que generalmente existe una disminución de la cohesión y coeficiente de fricción sobre la falla (McClay, 1999). La reducción de la cohesión (C_0) aumenta el rango posible de orientaciones de falla para el cizalle de ruptura en inversión para un campo de stress dado (i.e. que se requiere para romper la roca). Pero si la falla llega a ser fuertemente cementada con material de venillas, esta podría llegar a ser más dura e incrementar la cohesión, impidiendo la inversión. Empíricamente se ve que una disminución en el ángulo de fricción dentro de superficies de falla incrementará el posible rango de orientaciones de planos de falla que pueden ser reactivados.

Por otra parte, modelos análogos de inversión positiva, muestran que otros factores son importantes en la reactivación selectiva de fallas dentro de un sistema extensional y el estilo de la deformación; entre ellos la orientación de la falla normal preexistente respecto de la dirección del máximo stress compresivo o la cantidad de relleno, o carga litostática, en la cuenca extensional (Yagupsky et al., 2007; Yagupsky et al., 2008, Nalpas y Brun, 1993; Nalpas, 1996; Dubois et al., 2002, Pinto et al., 2010).

Un factor a considerar para la inversión selectiva de algunas fallas o para la reactivación parcial de otras, es la geometría del plano de falla (McClay, 1989; Buchanan y McClay, 1992; Sibson, 1995), la que a su vez generará patrones estructurales diferentes para cada caso, los cuales han sido estudiados en sistemas estructurales desarrollados a través de modelos análogos (McClay, 1995). En general, en el caso de fallas normales en dominó, durante el proceso de inversión las fallas van rotando y aumentan, por lo tanto, su inclinación. Este proceso sólo puede continuar hasta cierto punto, ya que el movimiento inverso sobre estos planos de falla será mecánicamente inviable para altos ángulos. La inversión de estos sistemas puede generar la extrusión de los rellenos de los hemigrábenes del *synrift* extensional (McClay, 1995). En el caso de fallas normales lítricas, durante el proceso de inversión tectónica, la falla no cambiará su geometría; sin embargo, por lo general los segmentos inferiores de las fallas lítricas sufren mayor cantidad de inversión que los segmentos superiores de ángulo mayor, donde se observan grados menores de inversión y el acortamiento se puede manifestar a través de plegamiento (Buchanan y McClay, 1992; Sibson, 1995).

Es importante destacar, que la complejidad de las estructuras de inversión tectónica es en general mucho mayor que la de las estructuras puramente extensionales o puramente compresionales, ya que en muchos casos los esfuerzos que dieron origen a una y otra

etapa no son coaxiales (Cristallini, 1998), y también debido a la interacción de sistemas de fallas normales antiguas y estructuras compresivas más jóvenes (Gillcrust et al., 1987; Butler, 1989). Lo anterior se suma al hecho de que no todas las fallas se invierten, o algunas lo hacen en un bajo grado, debido a que el ángulo de manteo de la falla original es muy elevado en su segmento superior, haciendo mecánicamente inviable la reactivación de ese segmento o generando que éstas sean truncadas (Butler, 1989; Badley et al., 1989; Hayward y Graham, 1989; McClay, 1995). Algunas fallas invertidas tienden a mantener parte del movimiento extensional en profundidad, mientras que en los niveles superficiales se desarrolla un anticlinal de inversión o “Estructura de Arpón” en los depósitos de *synrift* que progresivamente crece contra la falla reactivada (Badley et al., 1989; McClay, 1995).

La compresión sobre la estructura normal previa puede resolverse de diferentes modos, ya sea mediante la reactivación parcial o completa de la estructura extensional previa o la generación de nuevas estructuras (Coward et al., 1991); algunas de las estructuras asociadas a inversión (FIG. 3.8) incluyen estructuras de atajo (*short-cuts*), retrocorrimientos (*backthrusts*), contrafuertes (*buttressing*), *pop-up* o estructuras de rampa a través del *synrift*, entre otros (Badley et al., 1989; McClay, 1995; Yamada y McClay, 2004; Butler, 1989; McClay, 1995; Bonini et al., 2000).

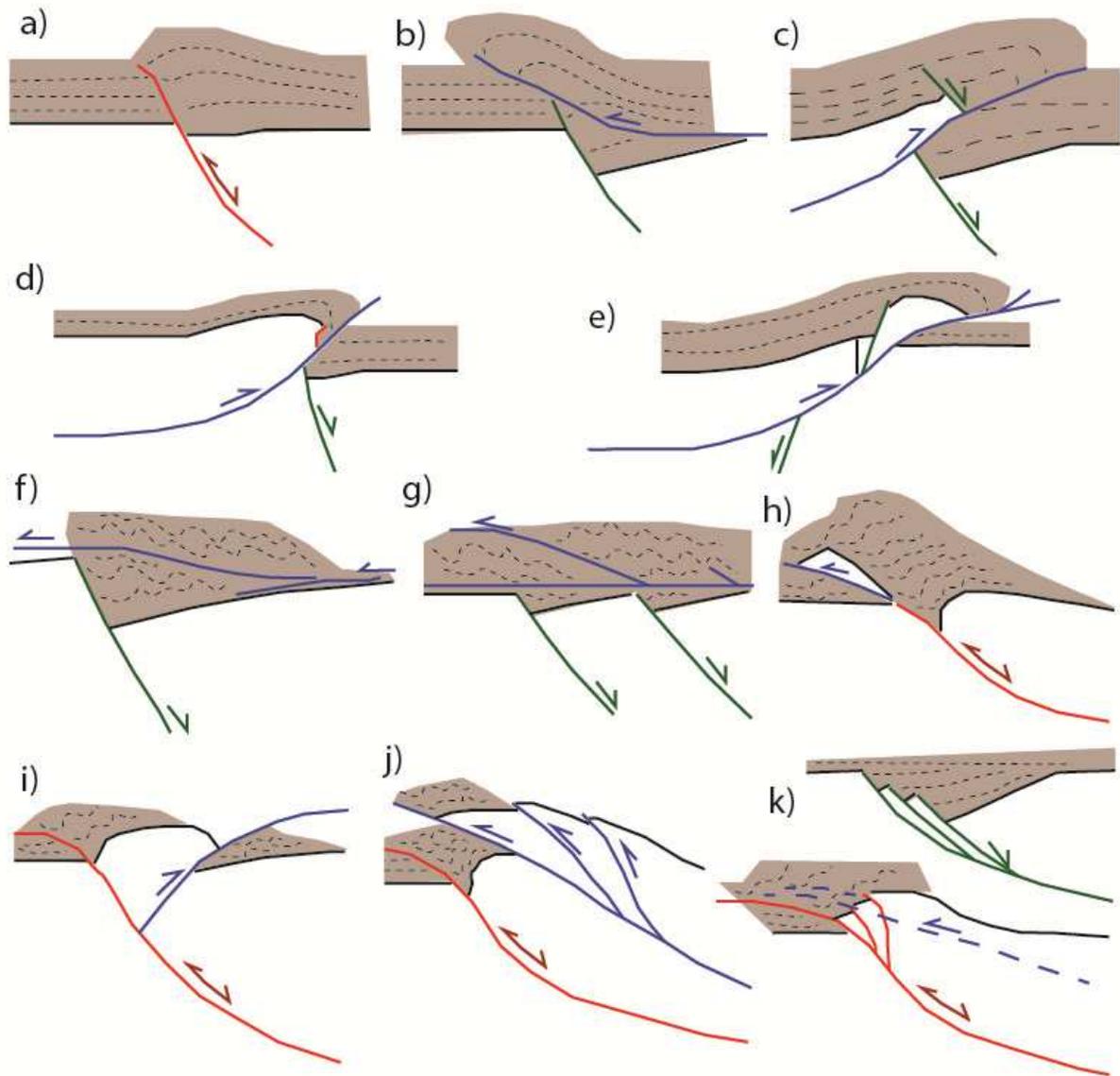


FIGURA 3.8: Esquema de algunas de las estructuras típicas asociadas a inversión: a) falla normal parcialmente invertida, b) desarrollo de rampa de bajo ángulo (*thrust-ramp*), c-e) falla normal “decapitada” por rampa de bajo ángulo, f) rampa de bajo ángulo con escalón asociado a la falla normal previa, g) fallas inversas en el *synrift*, asociadas a los hemigrábenes de las fallas extensionales previas, h) desarrollo de *shortcut* por colapso del bloque yacente de la falla normal previa, i) estructura de “pop-up”, j) desarrollo de fallas fuera de secuencia en relación a la dirección de acortamiento, k) apilamiento imbricado por reactivación de fallas normales previas. Líneas rojas: falla normal invertida, líneas verdes: falla normal no reactivada, líneas azules: nuevas fallas inversas. (Scisciani, 2009; Coward et al., 1991; modificado de Bonini et al., 2012).

En cuanto a los pliegues relacionados a procesos de inversión tectónica, los más comunes son los de propagación de falla y los pliegues de propagación de fallas con cizalle triangular, *trishear* (Mitra, 1993; Cristallini, 1998). Estos se generan cuando la falla, originalmente normal, comienza a propagarse a través de los depósitos de *syn* y *postrift*. En general, el ángulo de corte de estas estructuras es muy elevado y se pueden

generar geometrías anticlinales con vergencias que son aparentemente contrarias a las esperadas.

Una forma de reconocer y cuantificar la inversión positiva es a partir del análisis de la deformación de una secuencia *synrift* (contemporánea a la deformación extensiva), la cual pueda ser correlacionada a través de la falla (e idealmente a secuencias *prerift* y *postrift*). La reactivación inversa de tales fallas podría producir una geometría tal que exista un punto a lo largo del perfil de la falla en el cual no hay salto de estratos (FIG. 3.9). Este punto, denominado punto nulo (*null point*) o línea nula (*null line*) en tres dimensiones (DePaor y Eisenstadt, 1987; Gibbs, 1983, 1987; Williams et al., 1989; Turner y Williams, 2004), migra hacia los segmentos inferiores de la falla, a medida que la inversión progresa. El punto nulo es reconocido cuando existe un nivel estratigráfico, tanto en el bloque colgante como en el yaciente que puede ser correlacionado y ha vuelto a estar en contacto en ambos bloques tras el proceso de inversión tectónica (FIG.3.9). Por definición, la zona bajo el punto nulo será normal y sobre el mismo, será inversa, pero existen casos más complejos que no serán discutidos en este trabajo. La ubicación del punto nulo y su relación con los espesores del *synrift* (FIG. 3.9), permite calcular el radio de inversión (R_i) de una falla normal reactivada (Williams et al., 1989); sin embargo, no siempre es aplicable dada la falta de un registro completo de los espesores analizados para las secuencias de *synrift* en muchas regiones naturales.

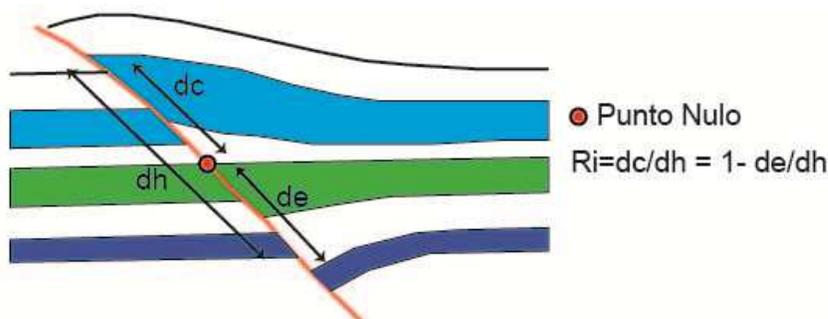


FIGURA 3.9: Relación entre el radio de inversión (R_i) y el punto nulo. (Williams et al., 1989; McClay, 1999; modificada de Bonini et al., 2012).

III.4 Fajas plegadas y corridas

Las fajas plegadas y corridas (FPC) son zonas intensamente deformadas de la corteza terrestre, donde la compresión horizontal genera pliegues, fallas inversas y corrimientos como estructuras principales, con el subsecuente acortamiento y alzamiento de las rocas de la región. Se definen en este capítulo algunos conceptos importantes a considerar al momento de estudiar las regiones más orientales de la Cordillera Principal a la latitud de este estudio; puesto que éste colinda por el oriente con las Fajas Plegadas y Corridas de La Ramada y Aconcagua (ver Ramos et al., 1996 y FIG. 1.3).

Según la definición de Roeder (1973), las fajas plegadas y corridas de La Ramada y Aconcagua, corresponden a fajas plegadas y corridas antitéticas, por ubicarse en el retroarco o antepaís del margen convergente y donde la mayor parte de las estructuras inclinan en la dirección opuesta a la de la subducción relacionada. En estas fajas plegadas y corridas la vergencia de la deformación (dirección de transporte tectónico) es hacia el oriente.

Las FPC pueden involucrar solo la deformación de la cobertura, como también del basamento y la cobertura. En el primer caso se denominan fajas plegadas y corridas de piel delgada o epidérmica (*thin-skinned fault and thrust belt*), y en el segundo caso fajas plegadas y corridas de piel gruesa o de basamento (*thick-skinned folds and thrusts belt*) (Rodgers, 1971).

En términos generales, las FPC de piel delgada generan niveles de despegue (*detachment o decollement*) generalmente asociados a interfaces entre la cobertura sedimentaria y el basamento, o a algún nivel de baja competencia (Chapple, 1978), en general a menos de 8 kms de profundidad, y estructuras continuas en el rumbo, de bajo ángulo y plegamiento involucrado (Cristallini, 1998). Este tipo de FPC genera una mayor cantidad de acortamiento y menores elevaciones comparadas con las FPC de piel gruesa (Cristallini, 1998).

Las FPC de piel gruesa pueden generarse en zonas profundas de la corteza, donde exista una transición frágil-dúctil, de modo que se puedan generar niveles de despegue profundos, o debido a la inversión tectónica y reactivación de estructuras profundas o la utilización de zonas de debilidad preexistentes, por lo que pueden existir fallas inversas de alto ángulo. Las estructuras en una FPC de piel gruesa tienen menos continuidad en el rumbo y mayor separación y longitud de onda de los pliegues, comparadas con las FPC de piel delgada (Cristallini, 1998).

La faja plegada y corrida del Aconcagua (Ramos, 1985, 1988), ha sido descrita como una FPC de piel delgada, mientras que la FPC de La Ramada de piel gruesa (Cristallini y Cangini, 1993; Cristallini et al., 1995). Estudios posteriores muestran que en parte estas fajas plegadas y corridas presentan ambos estilos de deformación, donde el acortamiento es acomodado por una combinación de inversión de estructuras extensionales preexistentes, desarrollo de fallas de atajo, y desarrollo de fallamiento de piel delgada y piel gruesa (Giambiagi et al., 2003).

III.4.1 Modelo de cuña crítica y secuencia de deformación

La inclinación del nivel de despegue en las fajas plegadas y corridas (FPC) y la topografía, genera una geometría que se puede ejemplificar como una cuña con su vértice hacia fuera del cinturón montañoso, es decir, hacia el antepaís (FIG. 3.10). En este modelo, la deformación se concentra en esta cuña, mientras que bajo el nivel de despegue las rocas se mantienen casi sin deformar, similar a lo que puede ejemplificarse con una cuña de arena que se genera mediante el empuje por medio de una máquina “bulldozer” (Chapple, 1978; Davis et al., 1983). En el ejemplo, la arena se irá acumulando en la parte dorsal, en contacto con la topadora, aumentando el ángulo de inclinación de la superficie superior (topografía en el caso de una FPC). Sin embargo, el espesor de la arena seguirá aumentando hasta que se alcance un ángulo crítico entre la inclinación del despegue basal y la inclinación de la superficie superior, el cual es dependiente del ángulo de fricción interna del material en el despegue basal y la resistencia a la deformación del material (Dahlen, 1984). Una vez que se alcance el ángulo crítico, la cuña de arena se desplazará por sobre el despegue basal, sin deformación interna.

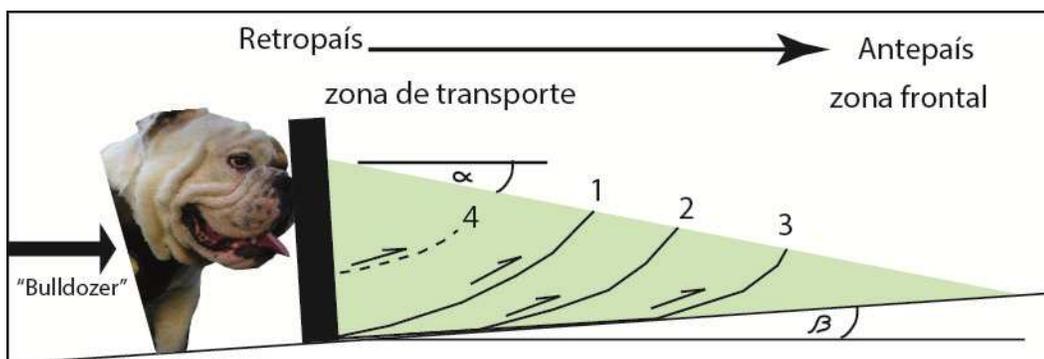


FIGURA 3. 10: Esquema del modelo de cuña para el desarrollo de una secuencia de deformación desde el retropaís hacia el antepaís, donde $\alpha+\beta$ corresponde al ángulo crítico de la cuña. 1 a 3 representan secuencia de deformación normal, mientras que 4 corresponde a una estructura fuera de secuencia (Modificado de Cristallini, 1998).

El modelo anterior tiene como premisa que la deformación de las rocas de la corteza superior sea gobernada por un comportamiento de Coulomb, dependiente de la presión e independiente del tiempo, por ejemplo, por fracturamiento frágil o deslizamiento friccional (Davis et al., 1983), por lo que el modelo también es conocido como cuña crítica de Coulomb.

La dirección de la deformación en el ejemplo, lo da el movimiento de la máquina “bulldozer” hacia delante (FIG. 3.10). Del mismo modo, en las fajas plegadas y corridas,

la deformación se producirá en secuencia en la dirección del empuje. Se dice que la secuencia de deformación es normal cuando la dirección de deformación de la FPC es desde el orógeno hacia el antepaís (estructuras 1 a 3 en FIG.3.10), donde se generará el frente orogénico o *thrust front* (Morley, 1986), es decir, cuando las estructuras más jóvenes se generan progresivamente más hacia el antepaís, y secuencia inversa en caso contrario (Cristallini, 1998). La región de la cuña de deformación más cercana al frente orogénico se denomina zona frontal, y la zona alejada es la zona de transporte, casi sin deformación interna, en donde las estructuras inactivas se desplazan por sobre el nivel de despegue basal.

En el estado crítico, la suma de las fuerzas gravitacional y horizontal es compensada por la fricción basal. Si se modifica algún parámetro geométrico o mecánico en la cuña, ésta no estará en su estado crítico, deformándose internamente para recuperarlo.

Si la zona de transporte se ve afectada por tasas importantes de erosión, el ángulo de la cuña disminuye, ésta tomará un estado subcrítico (Davis, 1983), por lo que se inactivará el frente orogénico y se activarán estructuras alejadas del antepaís, las cuales permitirán aumentar la pendiente topográfica y alcanzar nuevamente el ángulo crítico, para continuar con la secuencia normal de deformación. Las estructuras que se formaron en la parte dorsal de la cuña son fallas o corrimientos fuera de secuencia (*out of sequence*), las cuales cortan estructuras previamente formadas (estructura 4 en FIG. 3.10). Otros mecanismos, aparte del descrito anteriormente, pueden generar fallas fuera de secuencia, por ejemplo la presencia de obstáculos (*sticking point*) que no permitan el avance de la cuña de deformación, y generen que ésta se deforme internamente (Cristallini, 1998).

Este modelo es difícil de aplicar cuantitativamente, por lo que generalmente se utiliza de manera cualitativa con el fin de reconocer episodios de deformación relacionados a la secuencia teorizada por el modelo (DeCelles y Mitra, 1995; Horton, 1999).

IV NUEVOS ANTECEDENTES PARA LA REGIÓN

Para una mejor comprensión de la descripción, en adelante, durante este capítulo, se trabajará por zonas de acuerdo a los lugares visitados en las campañas de terreno, las que serán descritas de norte a sur y de poniente a oriente (FIG. 4.1). Detalle de los resultados de las descripciones de algunas de las muestras colectadas se encuentran en el Anexo C de este texto; además, el capítulo IV.2 de este trabajo describe parte de la estratigrafía y estructura de la región estudiada, se presentan columnas estratigráficas y los resultados analíticos de las muestras datadas (Apéndice 1 de artículo adjunto en Capítulo IV.2).

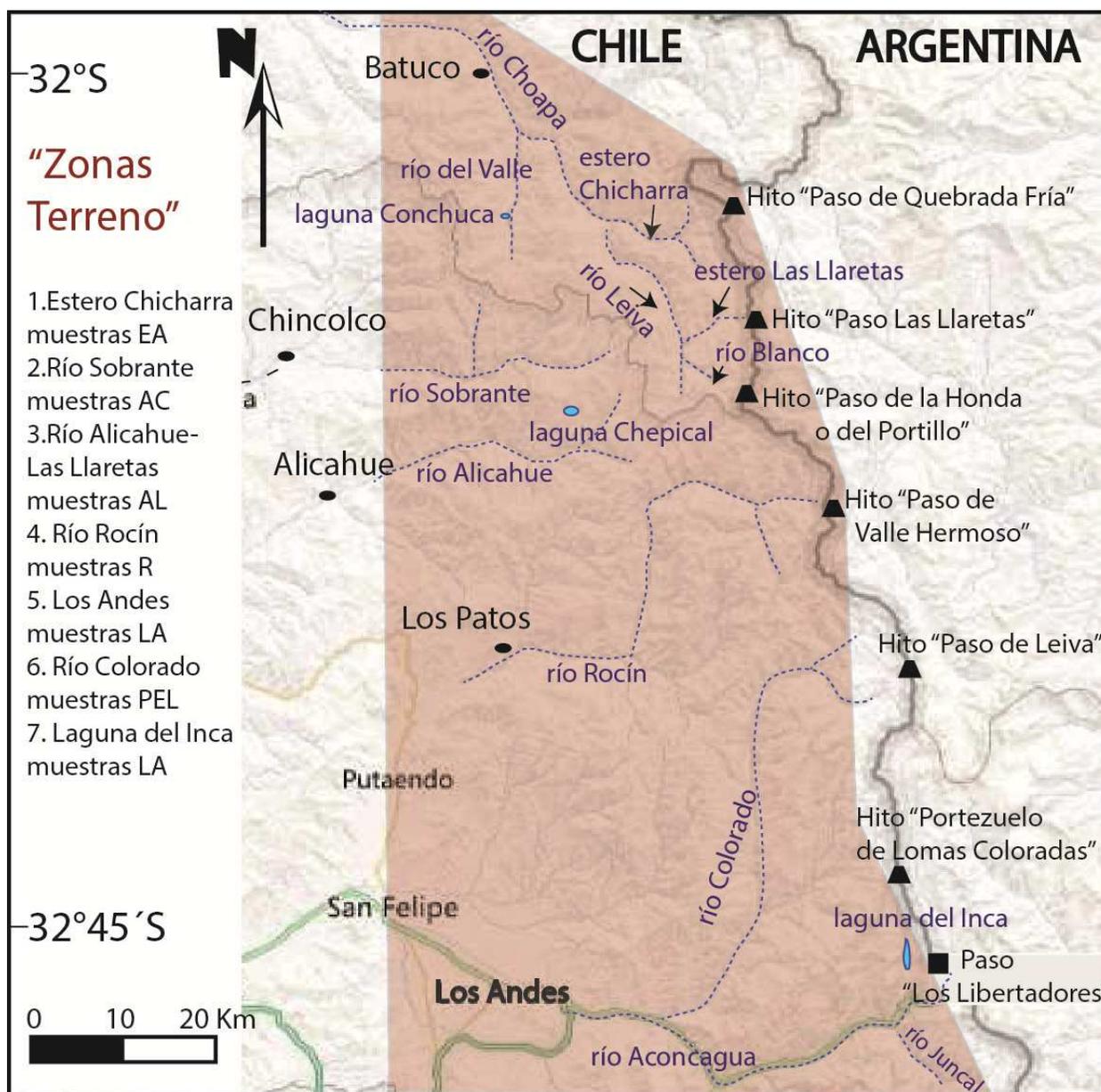


FIGURA 4.1: Mapa de ubicación de lugares a describir en texto. Se indica nomenclatura de muestras (Ver Anexo C).

Como se explicó anteriormente, en el Marco Geológico de este texto (Capítulo II), y en base a los antecedentes que serán expuestos en este capítulo, podemos considerar que las rocas que afloran en gran parte de la Cordillera Principal entre 32° y 33°S corresponden a rocas de la Formación Abanico (FIG. 4.2). El perfil A-A' (FIG. 4.2 y 4.3), incluye las nuevas dataciones geocronológicas presentadas en el artículo adjunto en el Capítulo IV.2; en el cual se detallan, además, las unidades litoestratigráficas que se reconocieron para subdividir a las formaciones Abanico y Farellones.

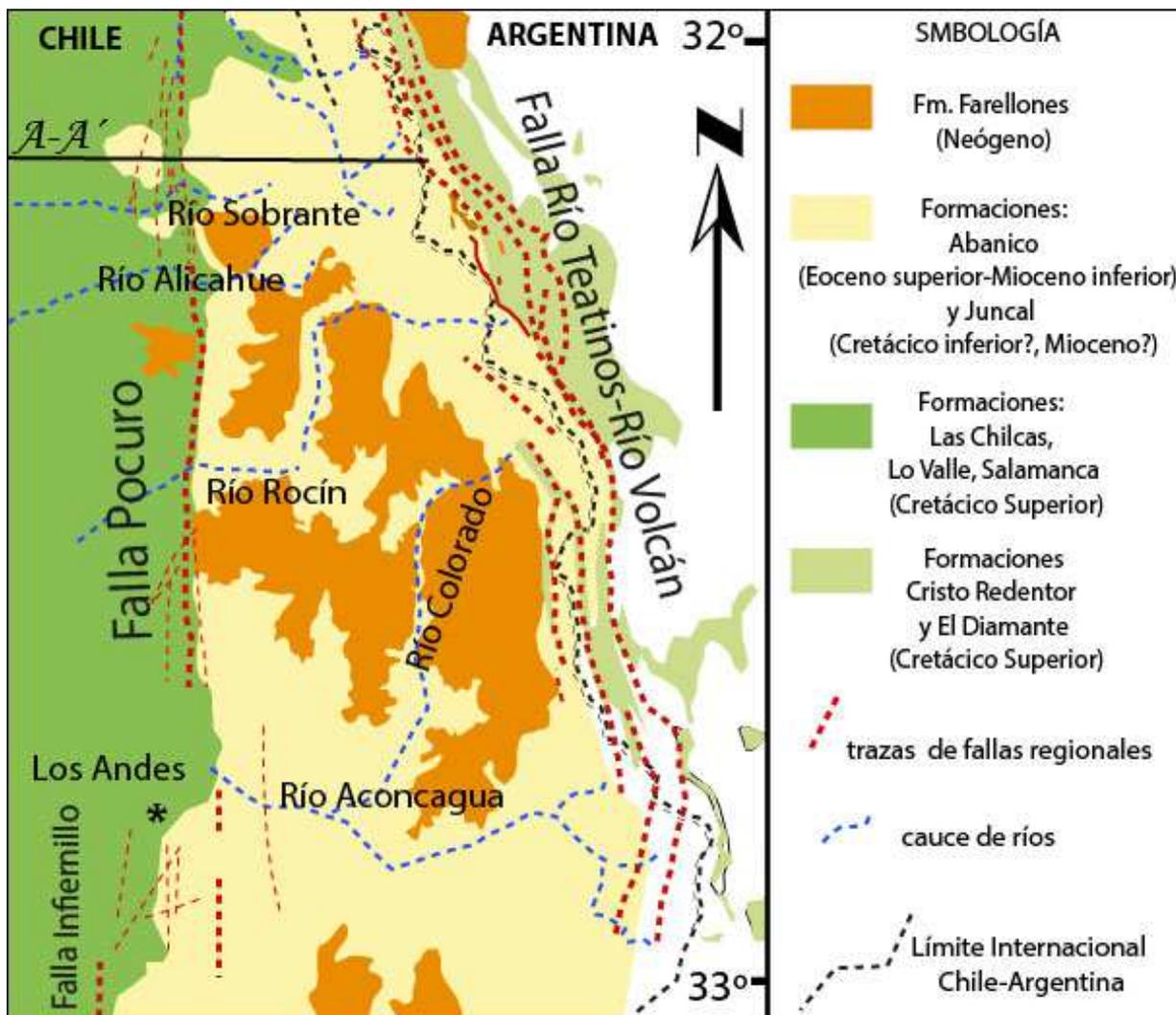


FIGURA 4.2: Mapa de ubicación de principales formaciones descritas para la región. Se indican además estructuras mayores y traza de perfil A-A' en la región norte de este estudio.

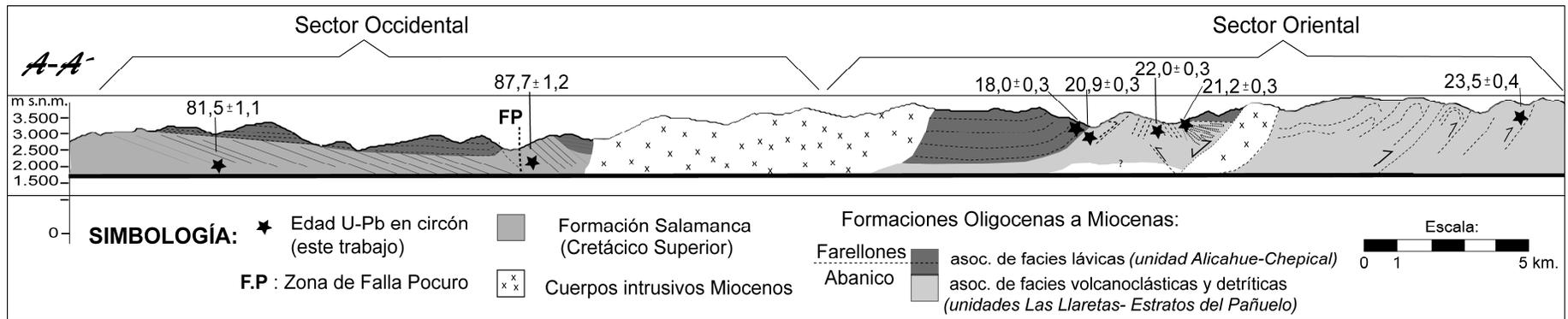


FIGURA 4.3: Perfil A-A' de afloramientos y estructuras mayores expuestas a $\sim 32^{\circ}15'S$ (ver traza en FIG. 4.2). Detalles de esta sección se presentan en Cap. IV.2 (artículo adjunto).

IV.1 Estratigrafía y estructura

Estero Chicharra

Las rocas que afloran al este de la zona de Falla Pocuro (FIG. 4.1 y 4.2), en el límite noroeste de la región de estudio, que fueron asignadas a la Formación Los Pelambres (Rivano et al., 1993), fueron datadas en 74,7-71,4 Ma (Mpodozis et al., 2009), por lo que corresponderían a la Formación Salamanca de Cretácico Superior (FIG. 4.3).

Hacia el oriente por el río Choapa y llegando al estero Chicharra (FIG. 4.1), esta secuencia se encuentra intruída por la Unidad Tambillo (Rivano et al., 1993) (ver FIG. 4.3 y Fig. 7 en IV.2), del Mioceno Inferior, datada en 21,7-18,5 Ma (Mpodozis et al., 2009).

En el sector noroccidental de la zona de estudio, aflora una unidad de brechas sedimentarias finas (clastos de 1 a 2 mm) a gruesas (hasta 50 cm) matriz soportadas, conglomerados y niveles tobáceos en la base de la secuencia de ~2,5 a 3 km. Se observan también niveles sedimentarios finos (limos) y areniscas laminadas intercaladas en la secuencia. Algunos de estos niveles volcanoclásticos alcanzan unos ~20 m de espesor y sus clastos están compuestos por lavas e intrusivos. Las tobas de la base presentan clastos de 1 a 5 mm y cristales de plagioclasa y feldespatos fracturados, alterados y con una matriz vítrea (EA20, EA21 en Anexo C).

Las rocas de la Formación Salamanca, que afloran entre los ríos Choapa y Del Valle y el estero Chicharra (FIG. 4.1), se encuentran formando pliegues de longitudes de onda cercanos a 1 km y flancos con manteos de ~25° a 60° W (FIGs. 4.4 y 4.5). Estas rocas, se disponen discordantes bajo la Secuencia del Río Chicharra (Mpodozis et al., 2009), las cuales presentan manteos inferiores a 10°. En esta zona, la traza de la Falla Pocuro está cubierta por los depósitos cuaternarios que rellenan el curso norte-sur del río Del Valle (FIG. 4.5). Hacia el sur (FIG. 4.6), es posible apreciar que las zonas altas de los cerros se encuentran conformadas por estratos subhorizontales que pasan a ambos lados de la zona de Falla Pocuro. Estos niveles, que fueron asignados al Cretácico Superior (Rivano et al., 1993), se correlacionan con los de la zona alta del cerro Talhuanal, en consideración a su disposición y los nuevos antecedentes geocronológicos disponibles (Mpodozis et al., 2009; este trabajo), que permiten asignarlos a la unidad Alicahue-Chepical (FIG. 4.3) del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (ver Cap. IV.2).

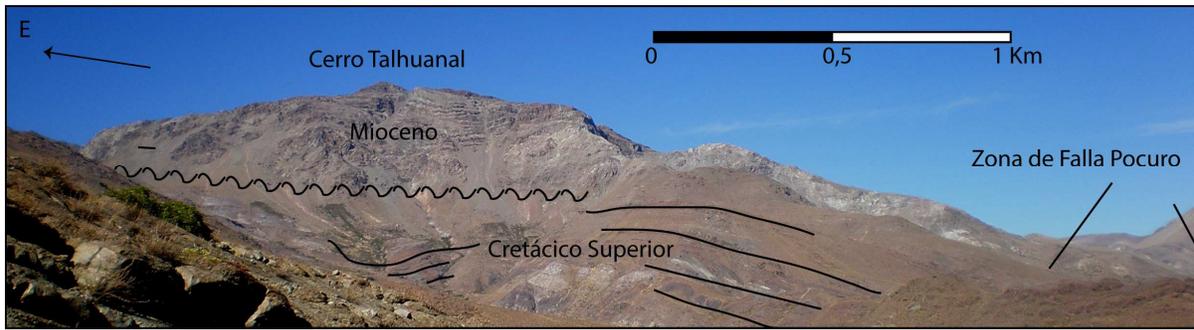


FIGURA 4.4: Vista al sureste hacia el Co. Talhuanal: capas del Cretácico Superior formando pliegues sinclinal y anticlinal, discordantes bajo niveles del Mioceno.

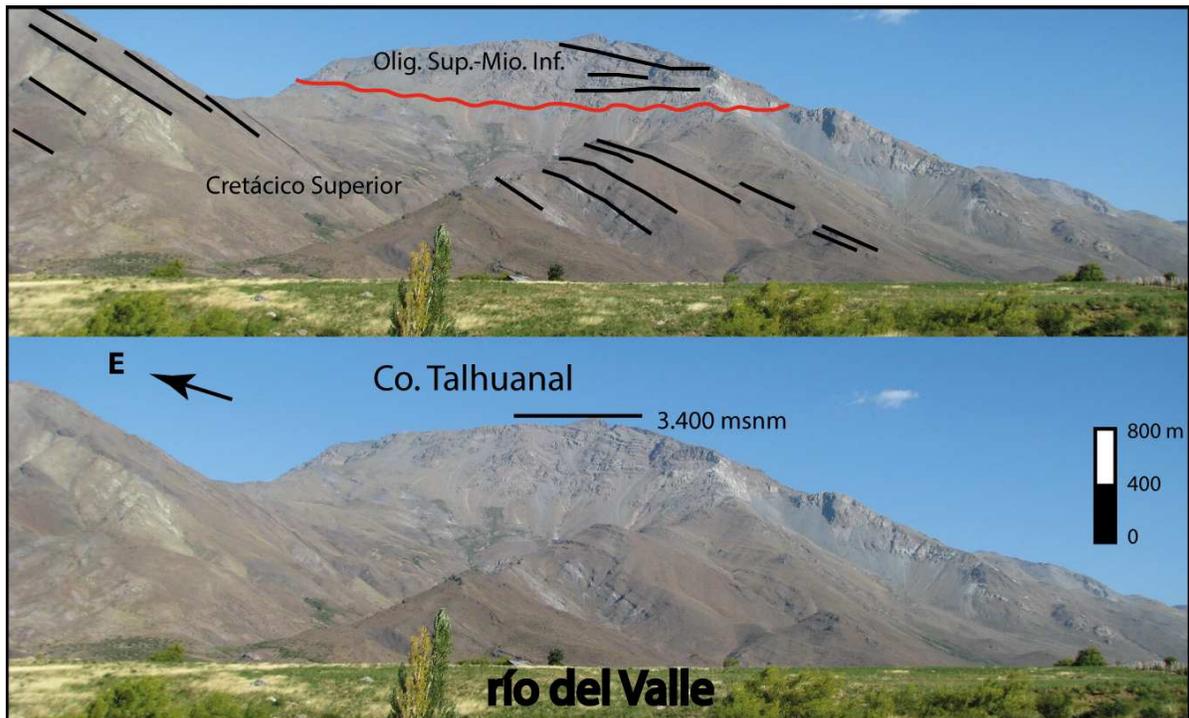


FIGURA 4.5: Panorámica hacia el sureste desde el río Del Valle, al fondo cerro Talhuanal y discordancia entre niveles del Cretácico Superior (abajo) y Miocenos (encima).

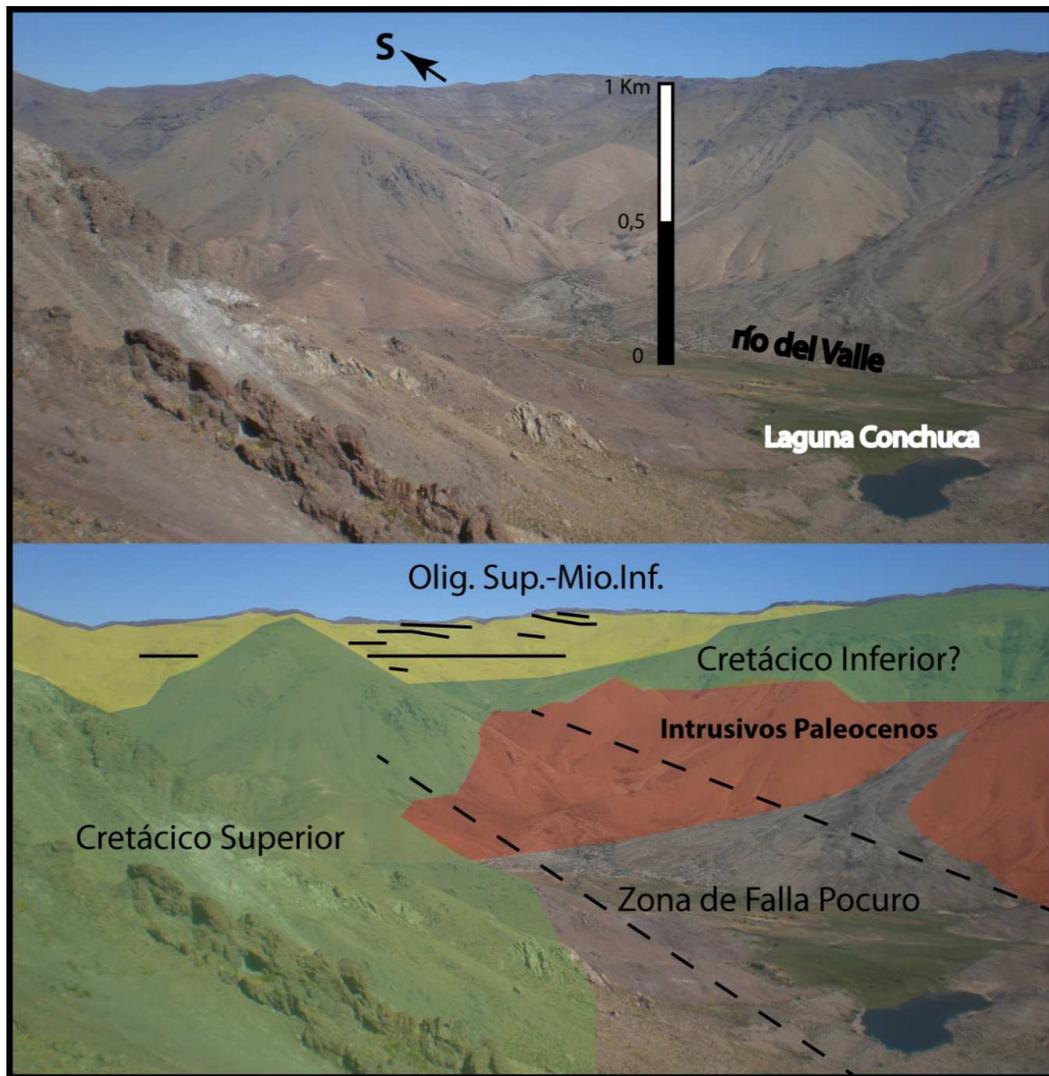


FIGURA 4.6: Vista hacia el SSO desde el cerro Talhuanal (abajo derecha Laguna Conchuca), se observa discordancia entre rocas cretácicas deformadas abajo y niveles subhorizontales arriba sin ser afectados por la zona de Falla Pocuro.

La unidad Alicahue-Chepical, que se dispone en discordancia sobre la Formación Salamanca (FIG. 4.3 y 4.7), está conformada por ~ 1 km de espesor de estratos subhorizontales de esencialmente lavas andesíticas, lavas brechosas y tobas (EA2, EA3, EA17 en Anexo C), y también es intruída por los cuerpos miocenos hacia el oriente (FIG. 4.3 y Fig. 7 en Cap. IV.2). Ésta se encuentra en contacto por falla hacia el oriente con rocas de la Formación Pelambres (Mpodozis et al., 2009), para la cual estos mismo autores señalan una edad Oligocena en base a nuevas dataciones U/Pb en circón.

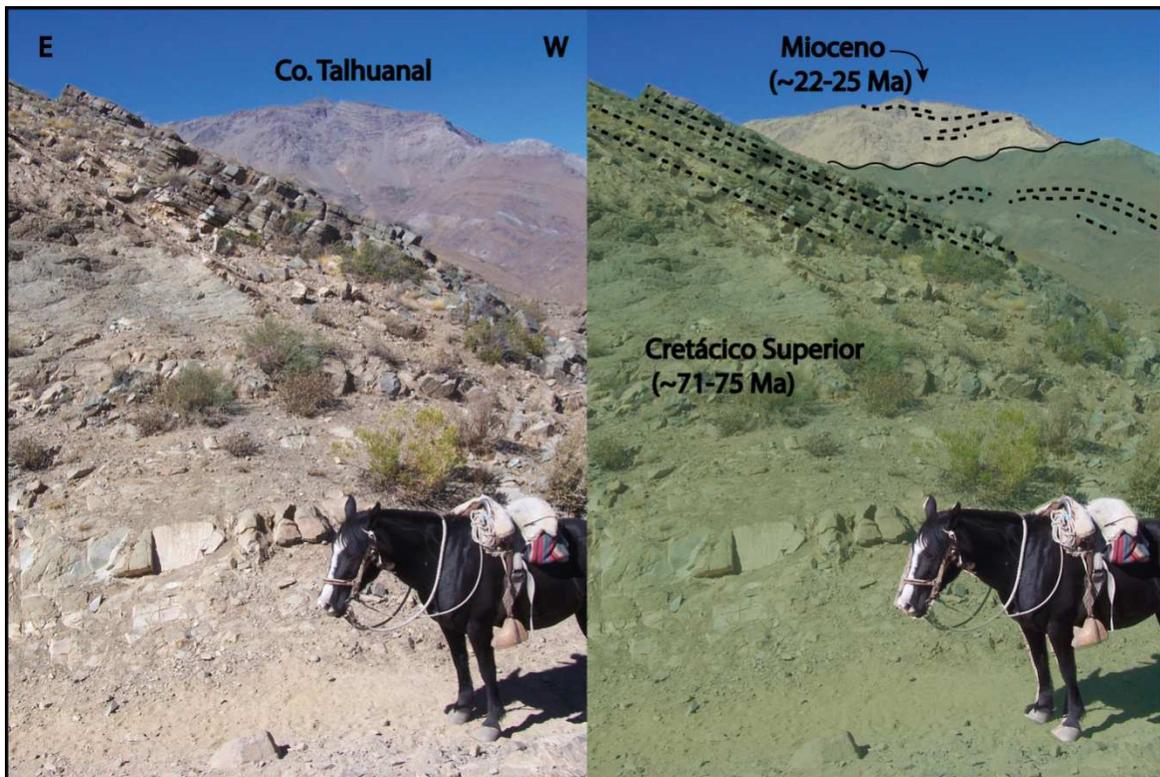


FIGURA 4.7: Fotografía de niveles de brechas del Cretácico Superior bien estratificadas discordantes bajo niveles subhorizontales miocenos. Al fondo se observa cerro Talhuanal en vista al sur.

Hacia el oriente, prácticamente todas las rocas que afloran en la región fueron asignadas a la Formación Los Pelambres del Cretácico Inferior (Rivano et al., 1993), excepto por los niveles deformados de la Formación Farellones, neógena, que aflora en el límite fronterizo en las cercanías del Hito “Paso de Quebrada Fría” (FIG. 4.1 y 4.2).

Hacia el oriente por el río Chicharra (FIG. 4.1), los niveles volcánicos a volcanoclásticos de la unidad Alicahue-Chepical (FIGs. 4.3) continúan en disposición subhorizontal hasta las cercanías del río Leiva (FIGs. 4.8 y 4.9), donde se ponen en contacto por falla con rocas asignadas al Oligoceno (Mpodozis et al., 2009). En esta región se observa una continuidad litológica entre ambas unidades en contacto; sin embargo se reconoció un acuñamiento probablemente relacionado a una depositación syntectónica (FIG. 5.10).

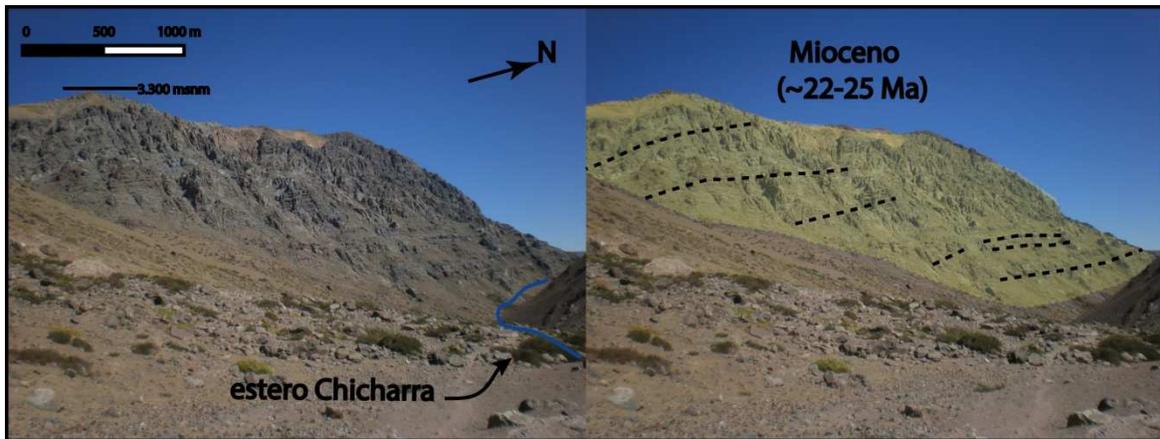


FIGURA 4.8: Vista al NW hacia secuencia subhorizontal de niveles volcanoclásticos del Oligoceno-Mioceno Inferior.

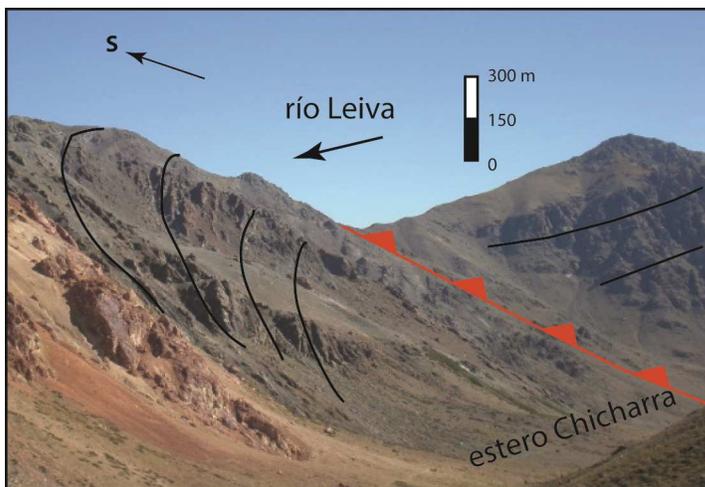


FIGURA 4.9: Vista a ladera surponiente del estero Chicharra. Se observa la mayor deformación (capas inclinadas), al oriente de la zona del río Leiva.

Hacia el oriente, los niveles del Mioceno Inferior (ver Cap. IV.2) se encuentran intensamente deformadas y alteradas (Ej.: EA4 en Anexo C), sin embargo fue posible reconocer la presencia de una capa guía (FIG. 4.10), la cual corresponde a una toba vítrea rojiza, que presenta cristales de plagioclasa de hasta 1 mm y líticos ígneos (EA16 en Anexo C), en una secuencia de tobas y brechas piroclásticas (EA5, EA6, EA7, EA14, EA15 en Anexo C). Se estima para esta sucesión un espesor de ~3 km.

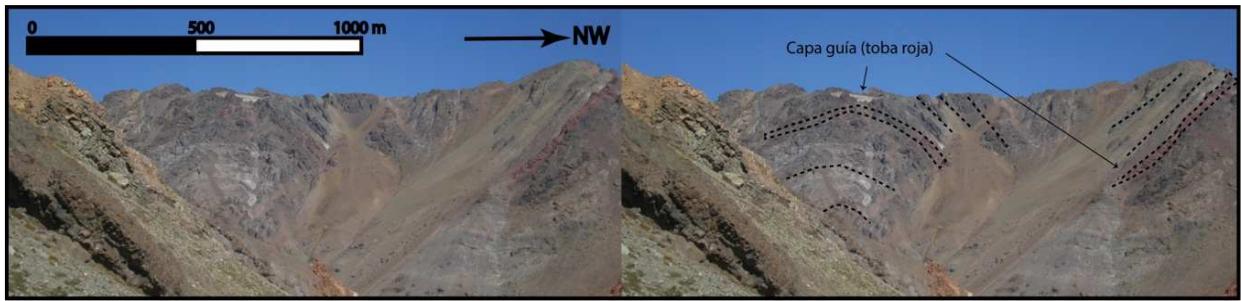


FIGURA 4.10: Vista hacia el sur de niveles volcanoclásticos y tobas rojas.

Las rocas oligocenas a miocenas al oriente de la falla del río Leiva (ver Fig. 7 en Cap. IV.2 y Mpodozis et al., 2009), y en las cercanías del límite internacional con Argentina, se encuentran intensamente deformadas y alteradas, conformando pliegues con longitudes de onda cercanas a 1,5 km de ancho, con eje axial de rumbo esencialmente NS (FIG. 4.11) a NNO y NNE. Hacia el oriente, el material no consolidado cubre el contacto entre estas últimas y las rocas esencialmente volcanoclásticas (areniscas, brechas y tobas) que afloran en las cercanías de la frontera Chile-Argentina, las que se encuentran despegadas hacia el oriente con manteos de $\sim 35^\circ$ a 55° W. Las intercalaciones de niveles volcanoclásticos y clásticos fueron reconocidas también al sur en el valle del río Alicahue, donde un nivel tobáceo fue datado en 23,5 Ma (ver artículo adjunto en Cap. IV.2). Algunos de los contactos entre unidades oligo-miocenas (concordantes, pseudoconcordantes o por falla), en este sector fronterizo, se han interpretado en base a las observaciones realizadas en ambos valles y la literatura de la región (Rivano et al., 1993; Cristallini, 1996a; Ramos et al., 1996; Mpodozis et al., 2009); en general las fallas que las afectan tienen orientación preferencial de rumbo NNO, las cuales han sido descritas como fallas fuera de secuencia de la faja plegada y corrida de La Ramada (ver Ramos 1996; Cristallini 1996a,b).

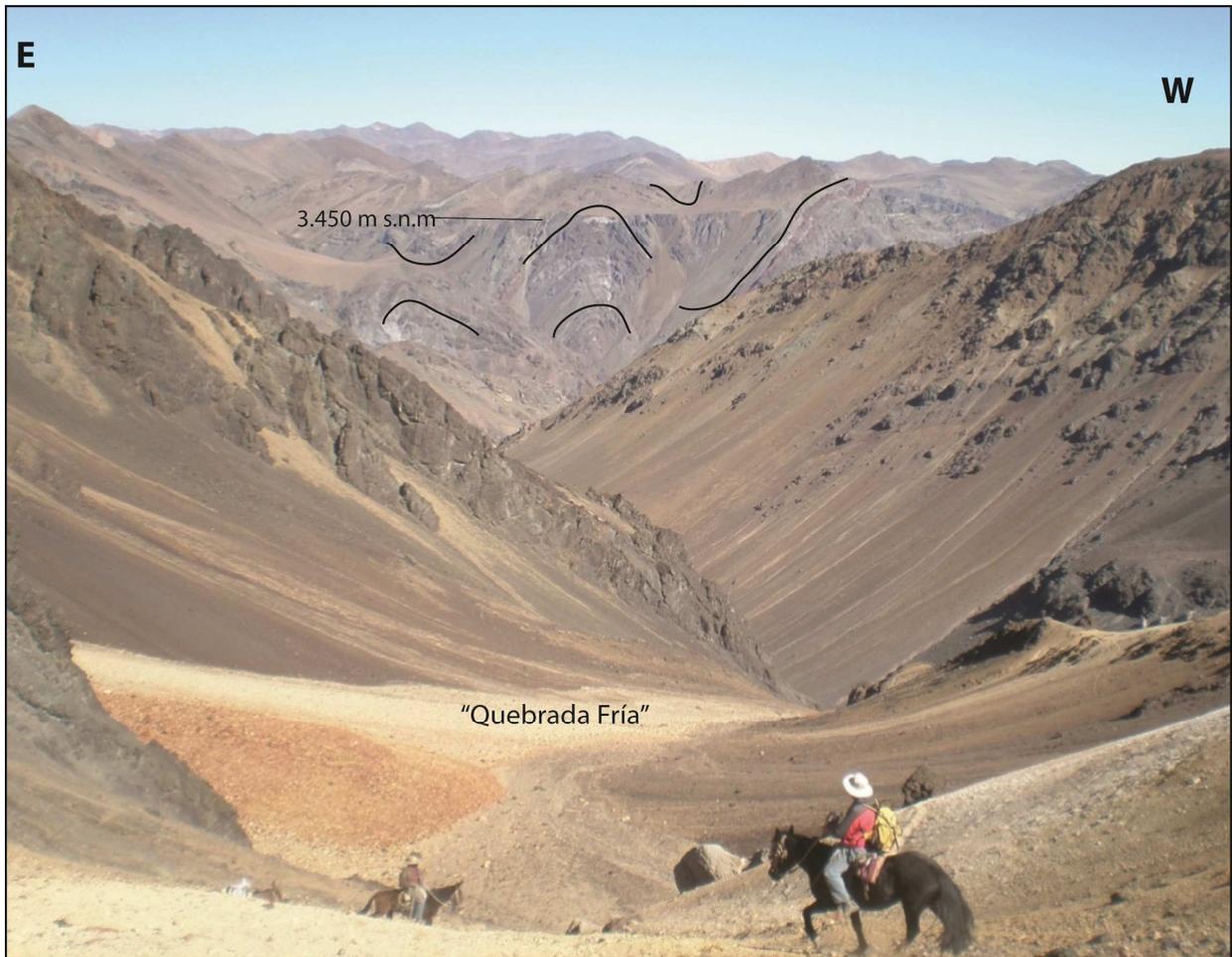


FIGURA 4.11: Vista hacia el sur, bajando desde “Paso de la Quebrada Fría” (FIG: 4.1) hacia serie de pliegues anticlinales y sinclinales de rumbo axial ~NS.

En el sector más oriental de este perfil, aflora un espesor total de ~700 metros de una secuencia deformada de lavas andesíticas y escasas lavas basalto andesíticas (EA8 a EA13 en Anexo C), las que fueron asignadas a la Formación Farellones (Rivano et al., 1993). Mpodozis et al. (2009) las describen como rocas pertenecientes a la Formación Pachón (OMp) de 22-1-21,6 Ma. Nuevas dataciones para rocas que afloran al sur de este sector (~10 km al sur), entregan una edad ligeramente más antigua de 23,5 Ma para estas últimas (ver Cap. IV.2 de este trabajo).

Río Sobrante

Esta región (FIG. 4.1), que constituye una franja de alrededor de 20 km de ancho en total, fue recorrida y muestreada a ambos lados de la zona de Falla Pocuro (FP).

Las rocas de este sector, a ambos lados de la zona de FP, fueron inicialmente asignadas a la Formación Salamanca (Rivano et al., 1993). Posteriormente, aunque a otra escala de análisis, las rocas al oeste de la FP fueron asignadas al Cretácico Superior, mientras que aquellas ubicadas al este de la FP fueron asignadas al Oligoceno-Mioceno (SERNAGEOMIN, 2003). Al norte de esta zona, Mpodozis et al. (2009) indican la presencia de rocas de edad Cretácico Inferior al oeste de la zona de FP y rocas del Cretácico Superior al este de ésta.

En el sector occidental de esta zona, cerca de 10 km al oeste de la zona de Falla Pocuro, se reconoció una secuencia de brechas y escasas lavas, lavas brechosas o tobas líticas (CS1 a CS8 en Anexo C) con un espesor estimado de 1.300 m. Estas rocas se encuentran basculadas hacia el oriente, presentando las capas manteos de $\sim 25^\circ\text{E}$; esta secuencia fue asignada a la Formación Salamanca (Rivano et al., 1993), y su edad cretácica superior fue confirmada mediante una nueva datación U/Pb en circón de 81,5 Ma (FIG. 4.3) en estas rocas (este trabajo) (ver Apéndice 1 en Artículo adjunto en Cap. IV.2).

Sobreyacen a estos niveles, en discordancia angular (FIG. 4.3 y Fig. 5 en Cap. IV.2), las capas asignadas al Mioceno conformadas por lavas andesíticas y escasas tobas (AC9 a AC12 en Anexo C), de la unidad Alicahue-Chepical (ver Cap. IV.2), las cuales presentan manteos cercanos a $\sim 5^\circ\text{E}$, a una altura cercana a la cota 2.000 m s.n.m.

Hacia el oriente, pero aún al oeste de la zona de FP, se observa una secuencia de 800 a 1000 m de espesor, compuesta esencialmente por lavas andesíticas porfíricas y escasas tobas y brechas, todas muy alteradas debido a la intrusión de diques y filones asociados a la zona de falla (AC1 a AC3, AC6 a AC8, AC13 en Anexo C).

Al este de la zona de FP, se reconocieron alrededor de 600 m de espesor de una secuencia de lavas basalto-andesíticas y escasas tobas y brechas (AC14 a AC19, AC 22 a AC24 en Anexo C) de la Formación Salamanca (este trabajo). Estas rocas forman pliegues de vergencia occidental, los cuales son difíciles de observar debido a la intensa alteración e intrusión de diques y filones en esta zona. Es posible apreciar también una discordancia angular entre estos niveles, con un manteo general de 25°E a 40° , y la

secuencia sobreyacente, compuesta esencialmente de lavas (AC4, AC5, AC20, AC21 en Anexo C), con manteos menores a 15°. Estas últimas son correlacionables por continuidad areal con las rocas miocenas descritas y datadas al norte y sur de la región (Rivano et al., 1993; Mpodozis et al., 2009) de la unidad Alicahue-Chepical (este trabajo). Hacia el oriente, esta secuencia se encuentra intruída por los pórfidos dacíticos de la Unidad Tambillo, del Mioceno (Rivano et al., 1993; ver FIG. 4.3, y Fig. 7 en Cap. IV.2).

Río Alicahue- las Llaretas

A la latitud del río Alicahue (FIG. 4.1), al igual que en el río Sobrante, 10 km al norte, algunos trabajos han indicado que la Falla Pocuro (FP) pone en contacto rocas cretácicas (Formaciones las Chilcas, Salamanca y Los Pelambres) a ambos lados de la zona de falla (Rivano et al., 1993), mientras que otros indican que pone en contacto rocas cretácicas al oeste con rocas miocenas al este (SERNAGEOMIN, 2003). Rivano et al. (1993) indica además, que las rocas del Cretácico Superior de la Formación Salamanca sobreyacen discordantes a los de las formaciones del Cretácico Inferior Las Chilcas y Los Pelambres, al oeste y este de la zona de Falla Pocuro, respectivamente (ver Hoja Quillota Portillo, Rivano et al., 1993), y discordante sobre el conjunto, la Formación Farellones (Neógeno).

En este trabajo, una nueva datación U/Pb en circón al este de la zona de FP (FIG. 4.3) tiene como resultado una edad Cretácico Superior para estas rocas (ver Cap. IV. 2). Esto permite interpretar que la discordancia entre niveles cretácicos inferiores y superiores descrita por Rivano et al. (1993), es en realidad la discordancia entre el Cretácico Superior y el Mioceno, confirmando lo observado al norte en las zonas descritas en el río Sobrante y en el cerro Talhuanal (FIGs. 4.5 y 4.6). A partir de lo anterior se interpretan como correctas las edades miocenas, datadas mediante K/Ar (ver Hoja Quillota Portillo, Rivano et al., 1993), consideradas rejuvenecidas (Rivano et al., 1993).

Al oeste de la zona de FP, la alteración causada por un cuerpo intrusivo (AL-64 en Anexo C) de la Unidad Fredes (Rivano et al., 1993), impide ver de manera clara la estratificación de la zona. A esto se suma la intrusión de frecuentes diques y filones en las cercanías de la zona de falla. En este sector, se observa una secuencia subhorizontal compuesta esencialmente de lavas andesíticas porfíricas e intercalaciones de niveles volcanoclásticos y escasos niveles clásticos (conglomerádicos). Se estima un espesor de 2.000 a 2.500 m.

Hacia el este de la zona FP, y bajo la cota 2.000 m s.n.m., las rocas corresponden a una secuencia deformada de lavas andesíticas, tobas, y escasos niveles de brechas y

conglomerados asignadas al Cretácico. La zona alta, sobre 2.000 m s.n.m., consiste en una secuencia subhorizontal de lavas afaníticas y lavas porfíricas andesíticas asignadas a la unidad Alicahue-Chepical (este trabajo), la cual se observa bien en la zona de la Laguna Chepical (FIGs. 4.12 y 4.13). Se observaron alrededor de 1.600 m de una secuencia compuesta de lavas andesíticas a basaltoandesíticas porfíricas (AL-42 a AL-59 en Anexo C), y brechas de gran espesor (hasta 70 m) con niveles tobáceos y algunos conglomerádicos. Existen intercalaciones de niveles volcanoclásticos de ~1.5 m de espesor que se encuentran cercanos a la cota 2.300 m s.n.m. La secuencia completa tiene un espesor estimado de 800 a 1.000 m. En la zona de Falla Pocuro, solo en las cimas de los cerros se observan diferencias litológicas que interpretamos como correspondientes a los niveles miocenos. Hacia el oriente, al igual que en el río Sobrante, esta secuencia se encuentra intruída por los pórfidos dacíticos de la Unidad Tambillo (FIG. 4.3), del Mioceno (Rivano et al., 1993), para la cual se observó más de una litología (AL-61, AL-62A en Anexo C).

La Falla Pocuro pone en contacto rocas de $87,7\pm 1,2$ Ma (al este de la falla), sobre las rocas de $81,5\pm 1,1$ Ma (al oeste), datadas al norte en el valle del río Sobrante (ver FIG. 4.3 y Cap. IV.2). El pliegue anticlinal reconocido en el río Sobrante a la latitud del río Alicahue pierde amplitud, y se interpreta, por correlación con lo observado al norte donde se encuentra mejor expuesto, que los niveles al este de la zona de falla, donde la estratificación presenta manteos al oeste (FIG. 4.12), conforman el flanco occidental del mismo pliegue.

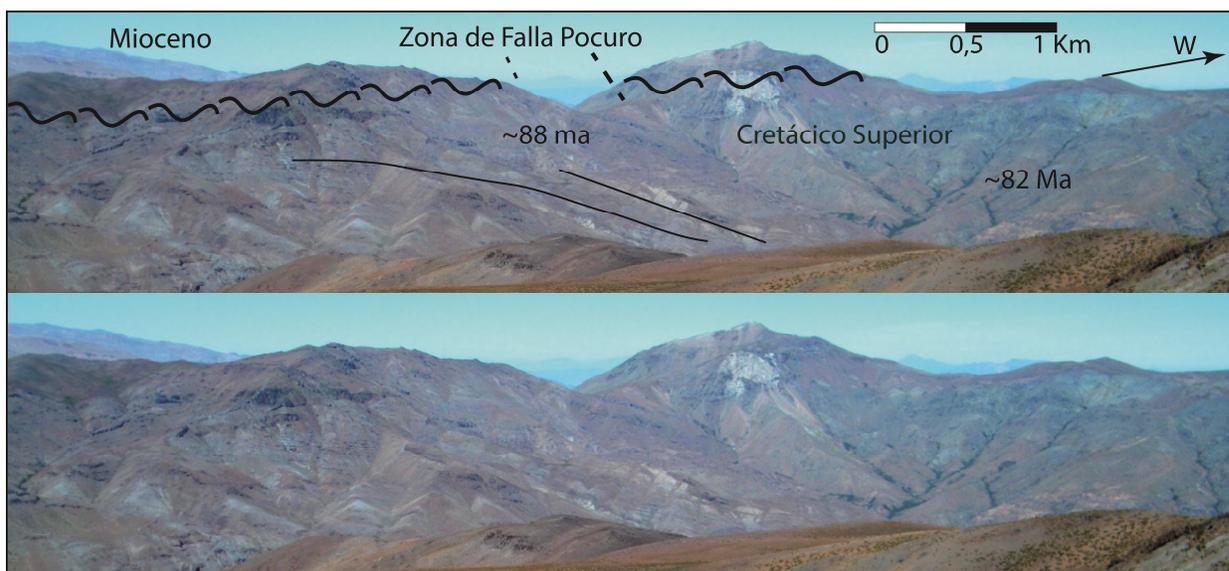


FIGURA 4.12: Vista hacia el surponiente a Cerro “Leoncito”; se indica traza de Falla Pocuro y estratificación de rocas datadas en $87,7\pm 1,2$ Ma de la Formación Salamanca, discordantes bajo secuencia volcánica miocena de la unidad Alicahue- Chepical (este trabajo).

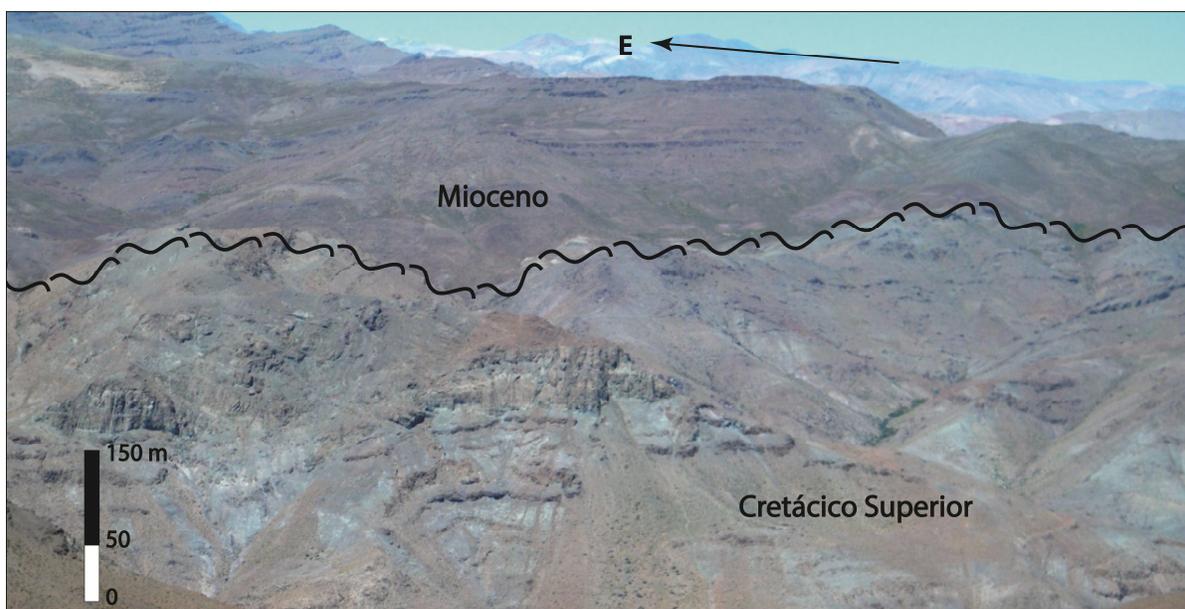


FIGURA 4. 13: Vista al suroeste desde la Laguna Chepical. Detalle de deformación de rocas del Cretácico Superior al oriente de la zona de Falla Pocuro y rocas miocenas discordantes subhorizontales sobreyacentes.

Hacia el oriente por el río Alicahue, desde la zona de la Laguna Chepical hasta la zona donde se unen los ríos Leiva, Blanco y estero las Lletas (FIG. 4.1), afloran los niveles esencialmente volcánicos oligocenos-miocenos, sólo interrumpidos por la intrusión de cuerpos paleocenos a miocenos (Fig. 7 en Cap. IV.2). Al este de los intrusivos de la Unidad Tambillos, las rocas fueron asignadas en su totalidad a la Formación Los Pelambres por Rivano et al. (1993). En este sector se observan notorias diferencias litológicas de oeste a este (ver Cap. IV.2). La secuencia más occidental, entre la zona intruída y la traza de los ríos Leiva y Blanco (FIG. 4.1), está compuesta esencialmente por ~1.500 m de lavas andesíticas y escasas brechas (AL-40, AL-41 en Anexo C). En la zona donde se unen las trazas de los ríos mencionados, se reconoce una zona de falla con traza de orientación ~norte-sur, a la que llamaremos falla “Leiva-Blanco”, en la que se alinean una serie de cuerpos y alteraciones asociadas a la intrusión de pórfidos de la Unidad Portezuelo del Azufre (Rivano et al., 1993). Esta zona de falla marca el límite entre estos niveles levemente deformados y una zona de intensa deformación hacia el oriente. La falla “Leiva-Blanco” se interpreta de manteo al oeste, a partir de su correlación al norte y sur de la región. Al norte, en el río Chicharra, se observan evidencias de depositación syntectónica al oeste de la falla, en rocas volcánicas que presentan manteos de 10° a 40°E, en lo que correspondería al bloque colgante de la falla. En la zona del río Las Lletas (FIG. 4.1), 1 km al este del río Leiva, un *shortcut* de la anterior monta hacia el oriente parte de la secuencia de 18 Ma (ver Apéndice 1 en artículo adjunto en Cap. IV.2 de este texto) sobre niveles clásticos datados en 22 Ma (FIG. 4.14).

Lo anterior pone en evidencia que las dataciones K/Ar que dieron edades oligocenas a miocenas (ver Hoja Quillota-Portillo, Rivano et al., 1993), y que fueron erróneamente

asignadas al Cretácico Inferior por considerarlas rejuvenecidas, son en realidad edades que pueden ser consideradas válidas para futuros mapas geológicos de la región.

Hacia el oriente se encuentra una situación diferente. Por una parte, al norte del estero Las Lletas (FIG. 4.1), se observa una secuencia de andesitas y tobas (AL-1 a AL-3, AL-37 a AL-39 en Anexo C), que hacia la parte inferior y oriental dan paso (por pseudoconcordancia, discordancia o falla), a niveles de brechas, areniscas y tobas, las que al oriente del río Leiva conforman la misma serie deformada de tobas y brechas observadas a la latitud del río Chicharra; sin embargo, bordeando el río Leiva, es difícil visualizar el tipo de contacto entre una serie y otra, pues existe una intensa alteración asociada a la importante deformación hacia el oriente (ver Cap. IV.2). Esta serie esencialmente volcanoclástica y con intercalaciones tobáceas fue asignada a la unidad Las Lletas (este trabajo). Por otra parte, hacia el sur del estero Las Lletas, se observa una secuencia deformada de ~600 m de espesor compuesta de lavas y escasas tobas (AL-25 a AL-36 en Anexo C); en este sector no fueron observados niveles volcanoclásticos.

Hacia el NNW por este mismo valle (río Leiva), una serie de anticlinales y sinclinales “suaves”, cuyos flancos tienen manteos cercanos a 5° en la ladera occidental, presentan eje axial de rumbo cercano a NE-EW (FIG. 4.15). En esta zona se genera una deformación intensa evidenciada por la presencia de pliegues con plano axial subhorizontal (recumbentes) en rocas volcanoclásticas (FIG. 4.16).

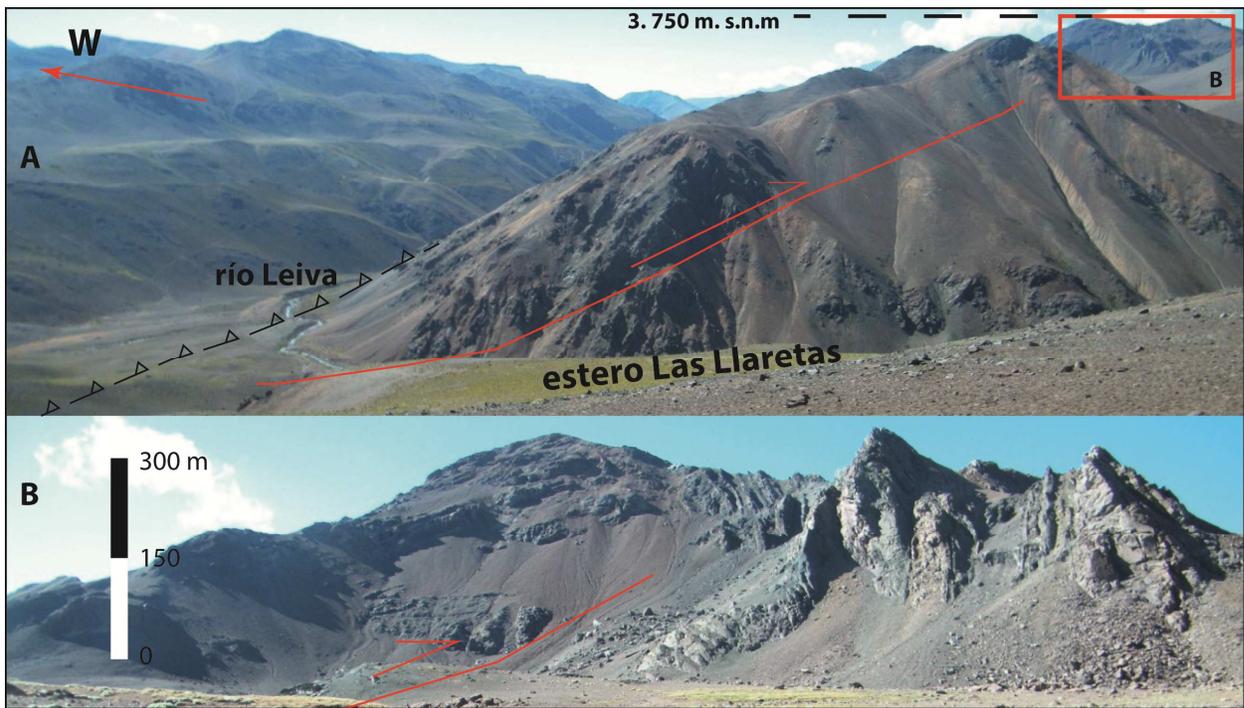


FIGURA 4. 14: A) Vista hacia el norponiente desde ladera sur del estero Las Lletas hacia río Leiva. Se observa contacto por falla entre rocas volcánicas a volcanoclásticas (al poniente) y rocas esencialmente detríticas (al oriente). B) Detalle de plegamiento anticlinal en rocas volcanoclásticas.

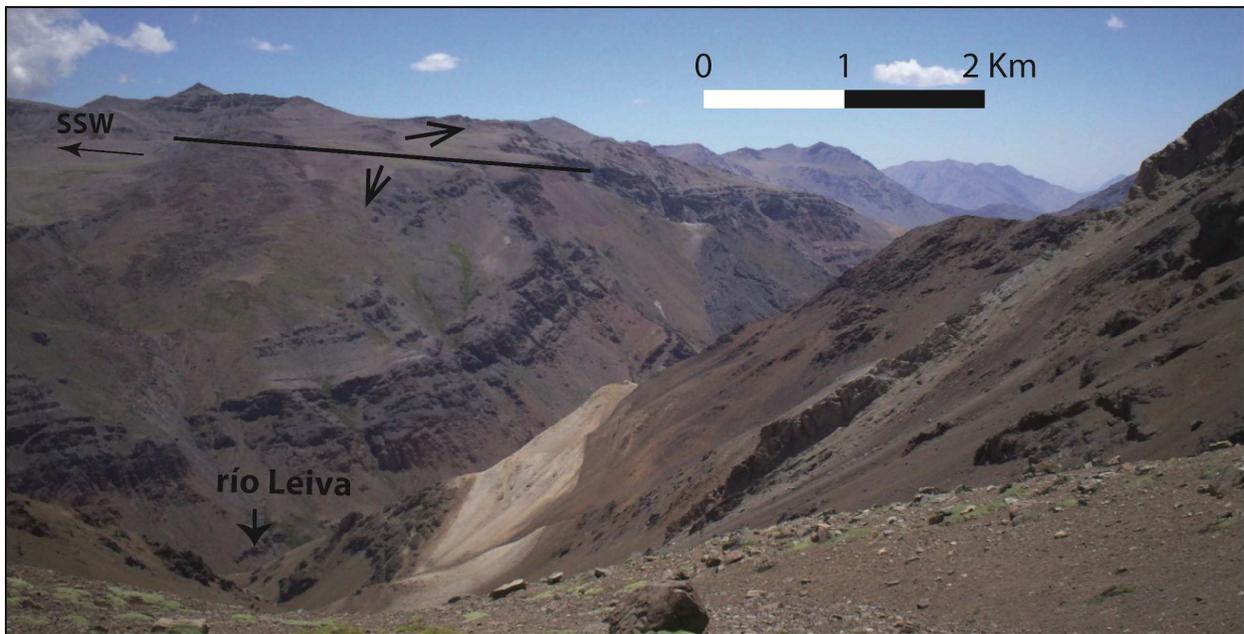


FIGURA 4. 15: Vista al norponiente hacia ladera occidental al río Leiva; se observan pliegues con eje axial de rumbo NE a EW.



FIGURA 4. 16: pliegues recumbentes en ladera oriental del río Leiva.

Hacia el oriente de las trazas de los ríos Blanco y Leiva, en las cercanías del estero Las Llaretas, y en las cumbres del cerro El Pañuelo (FIG. 4.17), aflora una secuencia clástica intensamente deformada y bien estratificada (unidad Estratos del Pañuelo en este trabajo, ver Cap. IV.2) de 700 m a 1 km de areniscas (FIG. 4.17 A y B) y limos (FIG. 4.17 C), brechas y tobas (AL-17 a AL-22 en Anexo C), de las cuales se obtuvieron circones que fueron datados mediante U/Pb en circón en 21 y 22 Ma (ver Apéndice 1 de artículo adjunto en Cap. IV.2). Dentro de esta secuencia, llama la atención la presencia de diques clásticos (FIG. 4.18A) en brecha fina de matriz arcillosa y clastos de 0,5 a 4 cm. Se observó también, en la parte superior de la secuencia, la presencia de *slump* que indicarían actividad syn-sedimentaria (FIG. 4.18B).



FIGURA 4.17: A) Vista hacia el borde nororiente de cerro El Pañuelo; al fondo capas bien estratificadas de areniscas y brechas. B) Detalle de estratificación cruzada indicando techo hacia el oeste (hacia punta de lápiz en fotografía). C) Detalle de intercalación de areniscas y limos.



FIGURA 4.18: A) Diques clásticos en secuencia estratificada del cerro El Pañuelo. B) Vista hacia el sureste mostrando *slumps* en capas de brechas de la unidad más detrítica observada en la región.

Desde la zona de la traza de la falla en la zona del río Leiva y Blanco (falla “Leiva-Blanco” en este trabajo, ver también Fig. 7 en Cap. IV.2), hacia el oriente, una zona de ~4 km de ancho presenta una deformación de rumbo ~NS. La traza de la falla que limita por el oriente esta región la denominaremos falla “Las Lletas”, la cual tiene rumbo ~NS y se encuentra intruída por un pórfido de la Unidad Portezuelo del Azufre (Rivano et al., 1993). Las rocas más occidentales en la zona al norte del estero Las Lletas (FIG. 4.1) conforman pliegues de longitudes de onda cercanas a 1 km y sucesivamente menores hacia el oeste; estos pliegues presentan flancos desde 60° en el sector más oriental hasta volcados horizontales en las cercanías del río Leiva; están conformados en niveles volcanoclásticos que hacia el norte forman los pliegues de amplitudes cercanas a 1 km que afloran en la vertiente sur del río Chicharra.

Las rocas clásticas y tobas intensamente deformadas que afloran al oeste de la falla “Las Lletas”, en la unidad Estratos del Pañuelo (FIG. 4.3 y Fig. 7 en Cap. IV.2), fueron datadas en 21 Ma (ver Apéndice 1 en artículo de Cap. IV.2). Llama la atención un pliegue *chevrón* de vergencia occidental (FIGs. 4.19 y 4.20), cuya cresta se observa a una altura de ~3700 m s.n.m. en el cerro El Pañuelo. Hacia el sur, la secuencia continúa por al menos 6 km, pero el pliegue deja de aflorar debido al buzamiento de su eje al sur. El flanco occidental de esta estructura presenta manteos de 60° a 70° cerca del eje axial del pliegue, tendiendo a horizontal en la zona donde se pone en contacto con la unidad volcanoclástica (unidad Las Lletas) hacia el oeste, donde ambas conforman un sinclinal que, debido al buzamiento de la estructura, se encuentra mejor representado hacia el norte. Hacia el este, el contacto entre la secuencia clástica del pliegue *chevrón* y la unidad volcanoclástica es por falla (ver Figs. 8 y 9 en Cap. IV.2); mientras que en la ladera sur del estero las Lletas ésta última no aflora, y se observa una discordancia angular (Fig. 8 en Cap. IV.2) entre la unidad clástica y las rocas esencialmente volcánicas (lavas andesíticas) sobreyacentes, datadas en 18,0 ± 0,3 Ma y asignadas a la unidad Alicahue-Chepical (ver Apéndice 1 en artículo de Cap. IV.2), la cual presenta manteos menores a 10°W, conformando un pliegue anticlinal suave debido a su gran longitud de onda, cercana a 2 km. Discordante bajo esta secuencia, y hacia el oriente, los niveles clásticos en esta región se encuentran deformados en conjunto con las unidades con mayor contenido volcanoclástico.

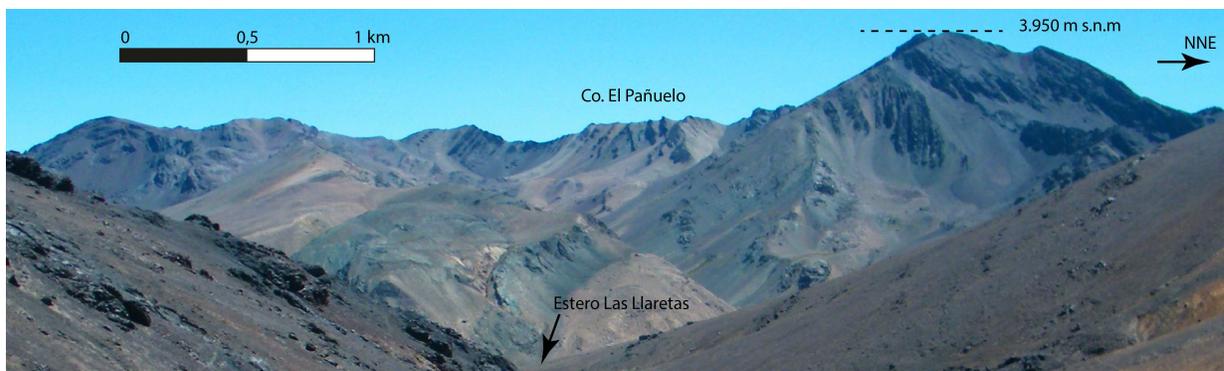


FIGURA 4.19: Vista hacia el NNW hacia rocas detríticas y volcanoclásticas en cerro El Pañuelo (anticlinal *chevrón*).



FIGURA 4.20: Vista al norte de detalle de secuencia detrítica e ignimbrítica conformando pliegue anticlinal *chevrón* de vergencia occidental en Cerro el Pañuelo.

Al norte del estero las Lletetas, el flanco oriental de la estructura *chevrón* presenta capas volcadas hacia el oeste debido a un despegue de bajo ángulo de vergencia occidental, el cual se genera en el límite entre la unidad clástica y la unidad volcánica que la sobreyace discordante (Fig. 8 en Cap. IV.2). Este mismo flanco muestra además, en la ladera al sur del estero Las Lletetas, evidencias de depositación syntectónica, dada por una serie de crecimientos y relación de *onlap* (Fig. 8 en Cap. IV.2), de la cual se puede interpretar el manteo al oeste de la falla extensional que habría dado origen a esta estructura de rumbo NS, y que aloja la intrusión de pórfidos neógenos (FIG. 4.3). Las rocas volcánicas (unidad Alicahue-Chepical) discordantes sobre esta estructura se encuentran deformadas por compresión con vergencia oriental, conformando un pliegue sinclinal con un flanco occidental subhorizontal y un flanco oriental levantado hacia el oriente alcanzando manteos de hasta 70° (FIG. 4.21). Esta secuencia se compone de lavas y tobas (AL-23 a AL-36 en Anexo C) de ~ 550 a 600 m de espesor estimado, que hacia el sur del estero Las Lletetas, avanzando por el río Blanco hacia el Hito “Portezuelo de la Quebrada Honda” (FIG. 4.1), alcanza espesores bastante mayores (~ 2.000 m), pero probablemente sobreestimados por la deformación en esa región pudo repetir tectónicamente parte de la secuencia que presenta un manteo general de $65^\circ W$. Dado el buzamiento al sur de la estructura *chevrón*, desde esta latitud al sur, dejan de observarse los niveles detríticos.



FIGURA 4.21: Vista hacia el sureste a sinclinal conformado en rocas volcánicas dispuestas discordantes sobre las unidades detríticas.

Al avanzar hacia el oriente por el estero Las Lletas hasta el hito fronterizo “Paso Las Lletas” (FIG. 4.1), aflora discordante bajo la secuencia de lavas y tobas, una secuencia deformada con un espesor estimado de ~1.300 m de tobas, brechas y areniscas y escasas lavas en la parte superior de la secuencia (AL-5 a AL-16 en Anexo C).

Estas secuencias se encuentran conformando pliegues de vergencia oriental de rumbo NNW (FIG. 4.22), asociados a fallas de esta orientación que han sido interpretadas como fallas fuera de secuencia de la deformación de la Faja Plegada y Corrida (FPC) de la Ramada (Cristallini, 1999a,b; Ramos, 1996). En este sector, al oriente del hito fronterizo “Paso Las Lletas” (FIG. 4.1), una nueva datación U/Pb en circón de $23,5 \pm 0,4$ Ma (ver Apéndice en artículo de Cap. IV.2), confirma la edad Oligoceno Superior- Mioceno Inferior, para las rocas que afloran en esta región. Esta secuencia fue asignada a la Formación Los Pelambres (Rivano et al., 1993) en territorio chileno, y a la Formación Juncal (Ramos, 1996) en territorio argentino, ambas cretácicas. Los nuevos antecedentes nos permiten asignarlas a las unidades oligocenas-miocenas Las Lletas y Estratos del Pañuelo según su predominio litológico (ver Cap. IV.2).

Esta zona se encuentra a solo 2 km al oeste de la traza de la Falla del Río Teatinos-Río Volcán (Cristallini y Cangini, 1993; Cristallini et al., 1995), con manteo de 30° W (Mosquera y Zapata, 1991), la cual fue descrita como un gran corrimiento fuera de secuencia con vergencia oriental de la FPC de La Ramada, y que corresponde a la más oriental de las fallas fuera de secuencia que afectan a las rocas de la Formación Juncal (Cristallini et al., 1994).

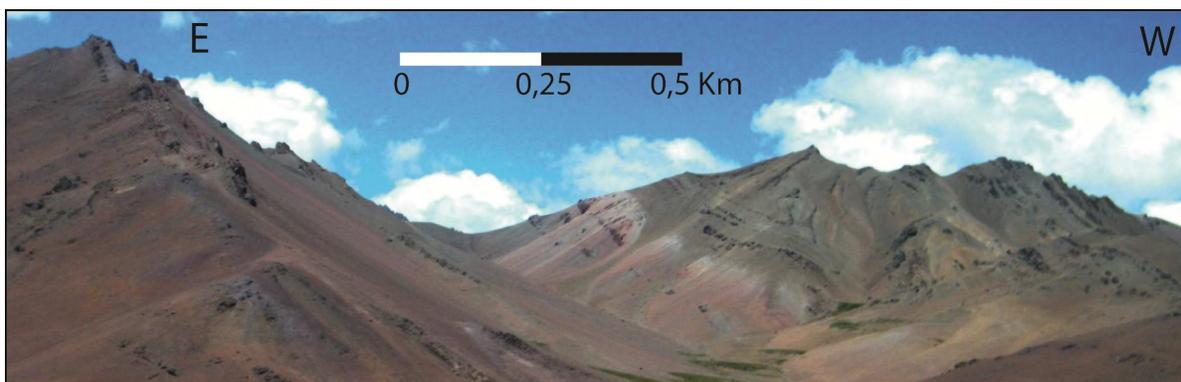


FIGURA 4.22: Vista hacia el sur, al oriente de hito fronterizo “Paso Las Lletas”, mostrando deformación de vergencia oriental en rocas datadas en 23 Ma.

Río Rocín

En este sector (FIG. 4.1), al igual que lo descrito para el río Alicahue, las rocas de las partes bajas del valle al oeste fueron asignadas (Rivano et al., 1993) a la Formación Las Chilcas en el sector poniente, donde la zona de Falla Pocuro (FP) las separaría de las de la Formación Los Pelambres (Cretácico Inferior), al oriente. Discordante sobre éstas, la Formación Salamanca (Cretácico Superior), y discordante sobre ambas (formaciones Los Pelambres y Salamanca), la Formación Farellones (Neógeno) (ver Anexo A).

A esta latitud, la alteración y meteorización en la zona cercana a la zona de Falla Pocuro impide ver los contactos mencionados; se observaron una gran cantidad de diques subverticales con composiciones de cuarzomonzonita a granitoide rico en cuarzo, y brechas monomícticas con clastos de intrusivos. La roca que hospeda esta alteración es difícil de determinar, sin embargo, se observaron niveles de brechas y escasas lavas en la parte baja del valle.

Campbell (2005) describe la presencia de rocas del Cretácico Superior al oeste, en contacto, por medio de esta zona de falla, con rocas de las formaciones Abanico y Farellones, al este. La Falla Pocuro a esta latitud, presenta un rumbo NS a N20°W y vergencia al oeste (Campbell, 2005), y genera un sinclinal de footwall en las rocas del sector occidental; sin embargo estas rocas no se encuentran datadas, y podrían corresponder, como en la región al norte (en el río Sobrante), a las rocas del Mioceno que afloran a ambos lados de la zona de Falla Pocuro discordantes sobre las unidades del Cretácico Superior. En las zonas bajas del valle, al oeste de la zona de Falla Pocuro, las edades por trazas de fisión en Apatito corresponden al Paleoceno-Eoceno, consistentes con la exhumación de rocas cretácicas (Campbell, 2005). Al oeste de la zona de falla, las

edades miocenas obtenidas por este autor fueron consideradas como edades de formación de las rocas, y asignadas así a las formaciones Abanico y Farellones. En la región donde la traza del río Rocín tiene una orientación este-oeste por ~12 km (FIG. 4.1), los estratos se presentan subhorizontales con leves cambios de manteo y discordancias angulares en las zonas altas (FIG. 4.23). Una nueva datación U/Pb en circón se presenta en el capítulo IV.2 de este trabajo, de la cual se obtuvo una edad de 26,5 Ma, confirmando la cronoestratigrafía interpretada para esta región al este de la zona de Falla Pocuro.

Al sur de la ciudad de Los Andes, Fock (2006), mediante dataciones Ar/Ar y K/Ar, reconoce la presencia de rocas de las formaciones Abanico y Farellones al oeste de la zona de Falla Pocuro, en contacto con las unidades cretácicas mediante la Falla Infiernillo (FIG. 2.15), al oeste de la anterior, de vergencia occidental. Lo anterior sugiere que el escenario debe ser congruente con lo observado al norte y sur de la región, y probablemente las unidades miocenas pasen a través de la zona de falla, deformadas debido a las últimas reactivaciones de ésta.

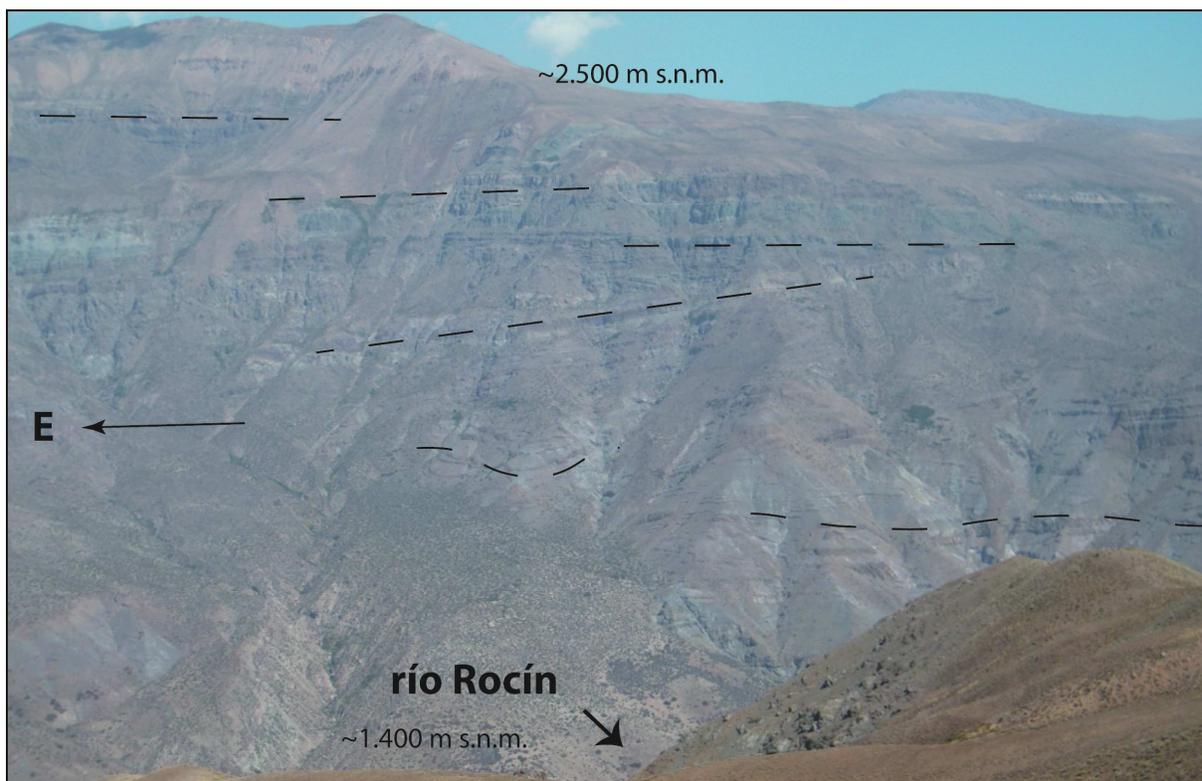


FIGURA 4. 23: Vista hacia ladera sur del río Rocín en su traza E-W al oriente de la zona de Falla Pocuro. Se observa estratificación general subhorizontal y leves cambios de manteos y discordancias en la región alta de estos cerros.

Hacia el este, donde la traza del río Rocín se orienta en dirección norte-sur (FIG. 4.1), avanzado hacia el norponiente, la secuencia se conforma de brechas compuestas de clastos volcánicos de 0,5 a 5 cm y algunos bloques mayores de hasta 30 cm y lavas andesíticas porfíricas; la alteración es penetrativa y en general todas están con gran cantidad de vesículas. Esta secuencia tiene un espesor estimado de 800 m y algunas capas alcanzan espesores de hasta 15 m.

Al avanzar hacia el norte, esta misma secuencia se observa en la parte baja del valle, pero se encuentra intruída por cuerpos dacíticos de la Unidad Tambillos (Rivano et al., 1993). En esta zona los procesos hidrotermales tuvieron un gran desarrollo, generando alteraciones extensas y pervasivas y concentración de minerales de interés económico, de modo que existen campamentos mineros en la zona. Se observan un pliegue monoclinal, cuyo flanco oriental presenta un manteo de hasta 45°E; mientras que las rocas de las cimas de estos cerros sobreyacen subhorizontales, generando una estructura de crecimiento hacia el oriente (FIG. 4.24).

La traza de una falla de orientación norte-sur, fue interpretada para esta zona donde el río Rocín tiene una orientación norte sur (Rivano et al., 1993), zona que coincide con el anticlinal observado en la FIG. 4.24; lo que sumado a la deformación observada en los niveles inferiores en esta región, y la importante alteración en la zona de esta traza, sugiere una coherencia con esta observación, aunque no se presentan en este trabajo otras evidencias como dataciones, u observaciones estructurales de detalle para asegurarlo.

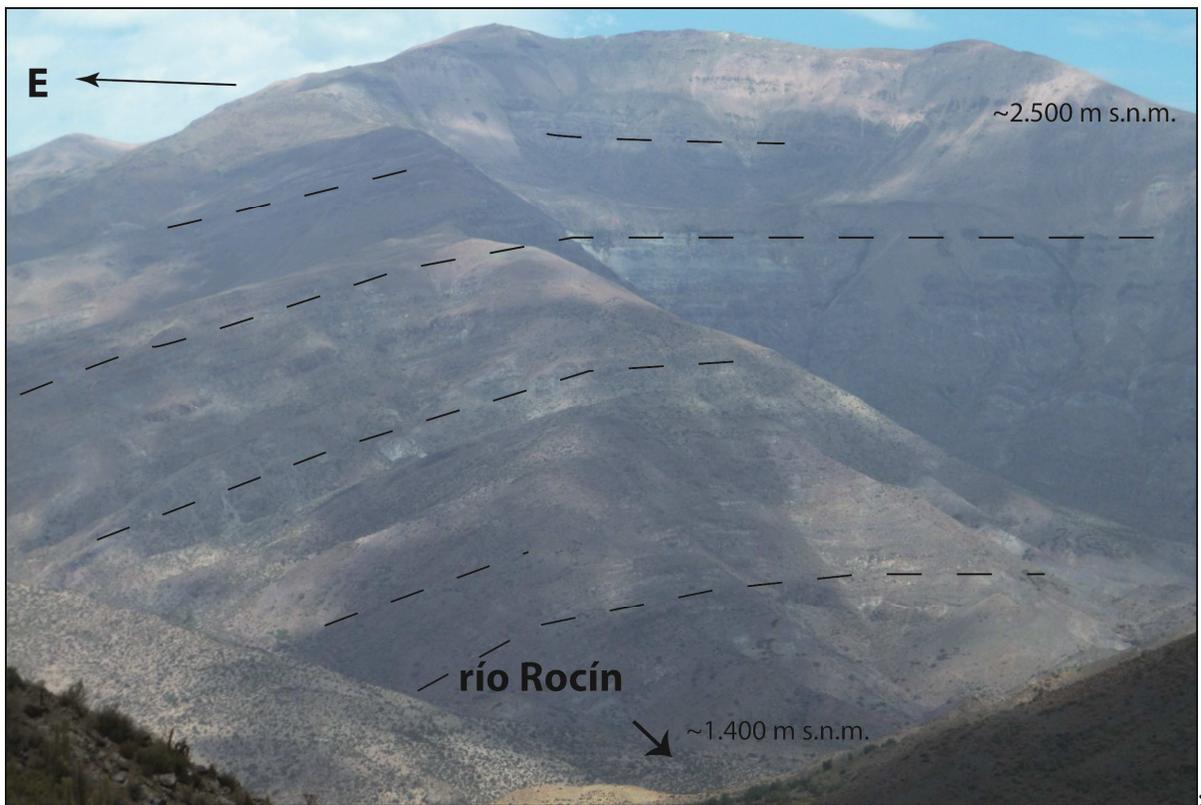


FIGURA 4.24: Vista hacia ladera sur del río Rocín. Monoclinal con inclinaciones de hasta $\sim 45^\circ$ E en su flanco oriental.

Hacia el nororiente, en el tramo en que la traza del río Rocín se orienta nuevamente en dirección este-oeste (FIG. 4.1), las rocas corresponden a una secuencia de lavas andesíticas porfíricas, con presencia de intercalaciones de tobas y niveles clásticos (areniscas). El color rojizo de las tobas permiten utilizarlas de capas guías para la deformación. A esta latitud existe una datación K/Ar en roca total (ver Hoja Quillota-Portillo, Rivano et al., 1993) de 23,1 Ma. Hacia el suroeste, y mediante el mismo método de datación, una edad de 12,3 Ma permitió asignar a la Formación Farellones, las rocas subhorizontales que afloran en las cumbres de estos cerros (Rivano et al., 1993); sin embargo en este trabajo no fue posible muestrear éstas, o ver la discordancia que las separaría de las subyacentes.

Hacia el este, afloran esencialmente lavas andesíticas hasta la zona del río de los Tambillos, ubicado a ~ 10 km al oriente de la zona de traza NS del río Rocín, donde es posible apreciar, en base a la deformación que presenta esta secuencia de lavas (FIG. 4.25), que corresponde a una secuencia de más de 2.000 m de espesor, cuyos niveles superiores son las intercalaciones de lavas, tobas y niveles clásticos que afloran 7 km hacia el oeste. Avanzando al este vuelven a aparecer los niveles volcanoclásticos del techo de la secuencia.

Los niveles volcánicos a volcanoclásticos presentan plegamiento con longitudes de onda entre 1 y 2 kms. En esta región sí es posible observar la vergencia clara de orientación al este para el plegamiento y las fallas que los producen (FIG. 4.25), las cuales tienen rumbos NS a NNW. La orientación de los flancos de los pliegues y la continuidad de éstos, indican que hacia el oriente las rocas de predominio volcánico se montan sobre las unidades más detríticas las cuales, cerca del límite fronterizo con Argentina, también se encuentran deformadas mediante fallas de vergencia oriental (FIGs. 4.25 y 4.26). La falla que genera el plegamiento de vergencia oriental en las cercanías del río de Los Tambillos (ver Hoja Quillota-Portillo, Rivano et al., 1993), falla “Tambillos” en este trabajo, se curva hacia el norte con rumbo NNW, congruente con la dirección preferencial de la faja plegada y corrida de La Ramada, lo que permite interpretar su continuidad hasta la zona donde la falla “las Lletas” pone en contacto las lavas miocenas hacia el oriente sobre los niveles volcanoclásticos. En esta región, al oeste de la falla “Tambillos”, las rocas fueron datadas en 23,1 Ma (Rivano et al., 1993), lo que confirma esta correlación y las edades no consideradas en estudios previos.

Desde alrededor de 3 km al oeste del hito fronterizo “Paso del Valle Hermoso” (FIG. 4.1), aflora una franja de 2 km de ancho de una secuencia compuesta de brechas con clastos de 2 a 20 cm, areniscas, y algunos niveles volcanoclásticos. Hacia el este, hasta el hito fronterizo con Argentina, nuevamente afloran lavas andesíticas porfíricas a afaníticas y escasos niveles volcanoclásticos brechosos.

Los niveles más detríticos de la secuencia sirven de despegue para fallas de rumbo NNW que repiten la secuencia (FIG. 4.26), y que por continuidad en el rumbo de estos niveles, corresponden a lentes clásticos de la misma franja detrítica observada al norte en la zona del hito fronterizo “Paso Las Lletas” (FIG. 4.1), datadas en 23,5 Ma (ver artículo adjunto en Cap. IV.2).

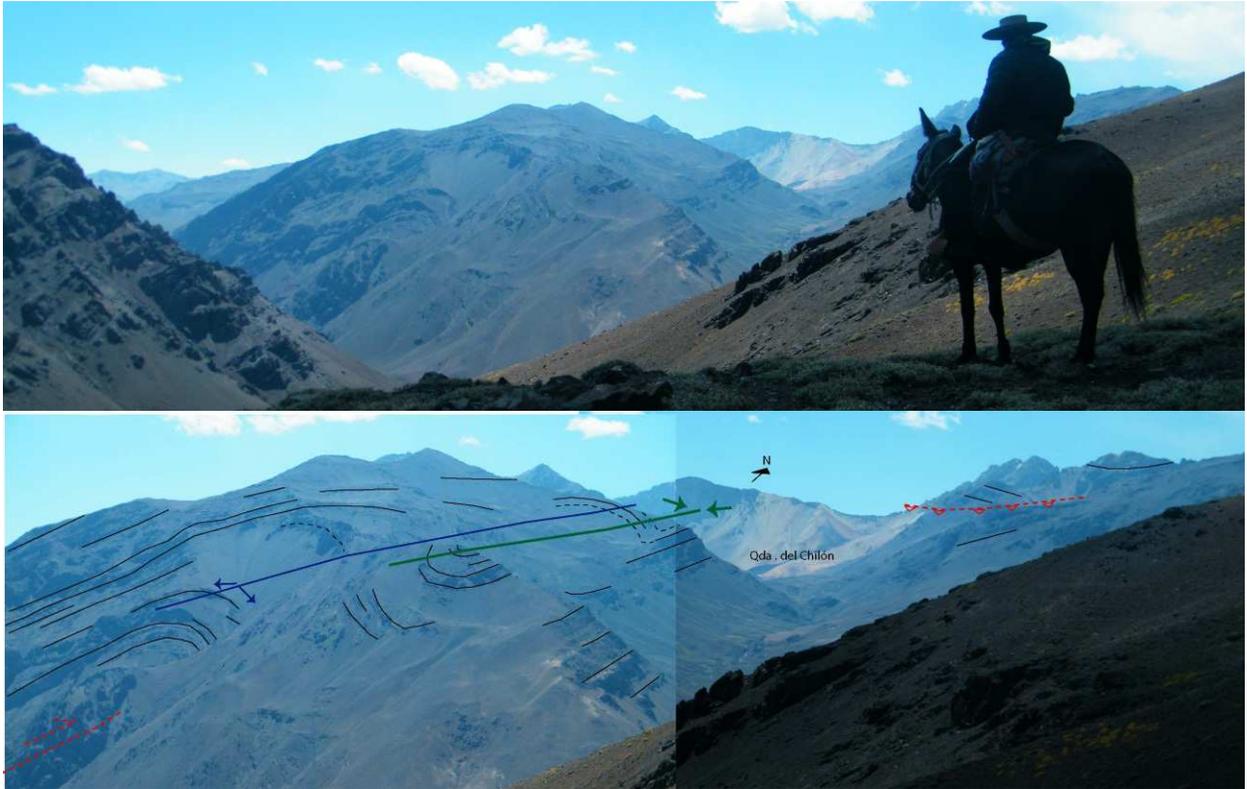


FIGURA 4.25: Vista hacia el surponiente hacia deformación al oeste de Quebrada “Chilón”. Se indica detalle de vergencia de la deformación y traza de ejes del plegamiento en fotografía inferior.

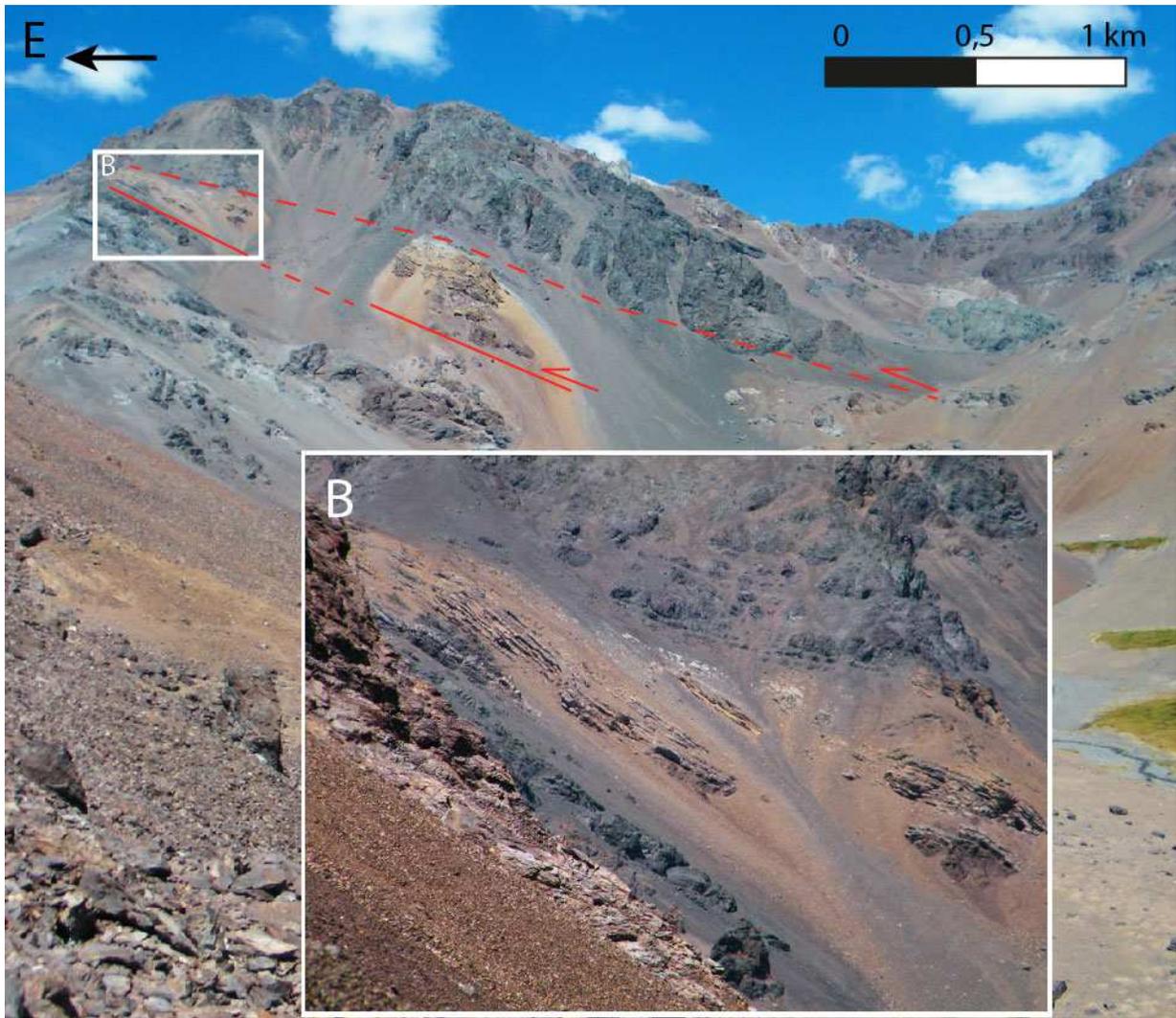


FIGURA 4.26: Vista hacia ladera suroriente en río Rocín al oeste de paso fronterizo. Se observan despegues hacia el oriente.

Los Andes

Este sector fue recorrido a ambos lados de la zona de Falla Pocuro (FP), a pesar de las restricciones de acceso debido a la existencia de numerosos predios cercados y a los cuales se impide el paso.

Al oeste de la zona de FP, las rocas fueron asignadas (Rivano et al., 1993) a la Formación Las Chilcas y a la Formación Salamanca (ver Anexo A), de la cual se tiene una edad K/Ar en roca total de 56,2 Ma (ver Hoja Quillota-Portillo, Rivano et al., 1993).

En este sector las rocas corresponden en general a lavas andesíticas porfíricas a basalto andesíticas, tobas (LA-2 a LA-4 en Anexo C) y escasas brechas o areniscas. En algunos sectores se observaron acuñamientos de niveles clásticos hacia el oriente, es decir, capas con aumento de espesor hacia el oeste.

Esta secuencia se encuentra intruída por la Unidad Fredes y San Lorenzo (Rivano et al., 1993), lo que sumado a la cercanía de la zona de Falla Pocuro (FP), genera zonas de importante alteración y presencia de diques que obscurecen la estratificación original.

Los niveles estratificados, asignados al Cretácico (Rivano et al., 1993; SERNAGEOMIN, 2003), observados en el sector norte de la ciudad de Los Andes, al oeste de la zona de Falla Pocuro, presentan un basculamiento general al este, con suave manteo entre 0° y 10° E (FIG. 4.27).



FIGURA 4.27: Basculamiento suave ($<10^{\circ}$) hacia el oriente, de rocas del Cretácico Superior al oeste de la zona de Falla Pocuro, al norte de la ciudad de Los Andes.

En el sector de la zona de falla, al oriente de la ciudad de Los Andes, se reconocieron afloramientos cataclásticos, con varias familias de fracturas asociadas: $N30E/54^{\circ}W$, $N10^{\circ}E/38E$, $N20E/85E$, $N70E/70W$, $N15E/53W$, $N18W/48W$. A esta latitud, al este del sector del río Putaendo, entre los ríos Rocín y Aconcagua, Campbell (2005) describe este sistema estructural como formado por fallas inversas de alto ángulo con vergencia al oeste y con rumbo NS a $N20^{\circ}W$, y con estructuras asociadas de orientaciones $N50^{\circ}W$, $N60^{\circ}E$ a EW. Este mismo autor presenta edades obtenidas mediante trazas de fisión en

apatito en intrusivos emplazados y deformados en la zona de falla, que dieron como resultado 32,6 y 23,5 Ma, indicando que este sistema estuvo activo hasta al menos el Mioceno Inferior.

A esta latitud la Falla Pocuro presenta una zona de ~2 kms de ancho, la cual se encuentra muy afectada por alteración e intrusiones y en parte cubierta por depósitos no consolidados (ver Hoja Quillota-Portillo; Rivano, 1993). Esta zona de falla pondría en contacto a las rocas de la Formación las Chilcas, por el oeste, con las de la Formación Los Pelambres, por el este, siendo consecuente con lo que presentan estos autores hacia el norte; sin embargo, ya se reconoció que al oriente de la zona de falla predominan los niveles del Cenozoico, excepto en las zonas bajas de algunos valles.

Cruzando hacia el oriente la zona de falla de casi 2 km de roca intensamente alterada, existen depósitos que Campbell (2005) y Fock (2006) dataron y correlacionaron con las formaciones Abanico y Farellones, bien descritas al sur de 33°S (ver Charrier et al., 2007). Aún más al sur, en el límite sur de la Hoja Quillota-Portillo (Rivano et al., 1993), Fock (2006) presenta un perfil estructural esquemático a ~32°57' S, donde indica que las formaciones Abanico y Farellones afloran al oeste de la zona de falla, y que se encuentran en contacto con el Cretácico Superior mediante las fallas inversas de vergencia occidental (fallas Infiernillo y Chacabuco; FIG. 2.15).

Hacia el oriente, en las cercanías del Río Colorado (FIG. 4.1), afloran los intrusivos de la Unidad Tambillos, que en esta región fue datado en 18,4 Ma (Rivano et al., 1993).

Río Colorado

El río Colorado, de manera similar al río Rocín, tiene una traza NS; excepto en la zona cercana al río Aconcagua (FIG. 4.1), con el que se encuentra ~10 km al este de la zona de falla, donde su orientación es NNE y aflora un cuerpo intrusivo de la Unidad Tambillos (Rivano et al., 1993), y en la zona cercana (unos 14 kms) al límite con Argentina donde se orienta E-W, y la deformación presenta rumbo NNW predominante (ver Ramos, 1996).

En esta región las rocas asignadas a la Formación Los Pelambres (o sea, Formación Abanico según referencia utilizada, ver FIG. 2.14 y 2.15), y las que subyacen

discordantemente a las de la Formación Farellones (Rivano et al., 1993), están intruídas y alteradas por cuerpos miocenos.

Se observaron, en las zonas altas, niveles subhorizontales de lavas andesíticas porfíricas y escasas brechas, correspondientes a la Formación Farellones. Hacia el norte, en las zonas bajas del valle del río Rocín, discordante bajo las anteriores, se muestrearon tobas cristalinas a líticas con presencia de cristales de plagioclasa muy alteradas; estas rocas se encuentran en las cercanías de los intrusivos mencionados.

En las laderas que bordean la traza NS del río Colorado (FIG. 4.1), se observaron discordancias angulares locales entre los niveles inferiores, asignados a la Formación Abanico (en base a las dataciones al norte y sur de la región) y los superiores de la Formación Farellones. En ambas unidades la deformación es leve, mostrando cambios de manteos menores a 30° y plegamiento de gran longitud de onda (FIGs. 4.28 y 4.29).

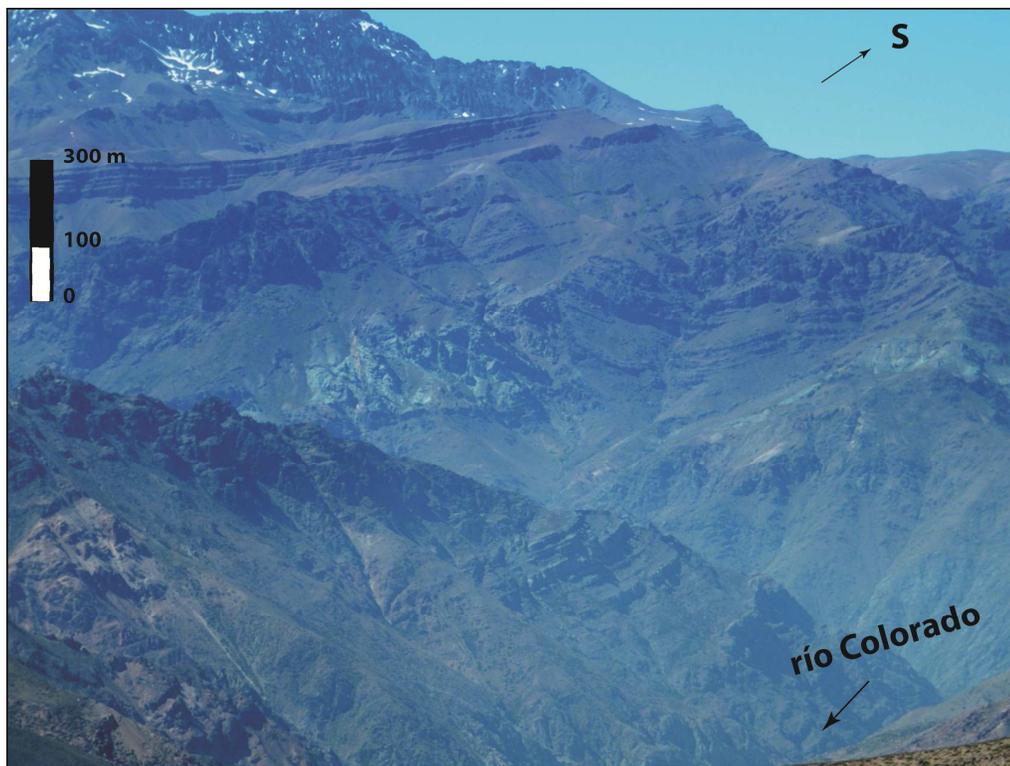


FIGURA 4.28: Vista al SE mostrando discordancias locales entre las formaciones Farellones (arriba) y Abanico (abajo).

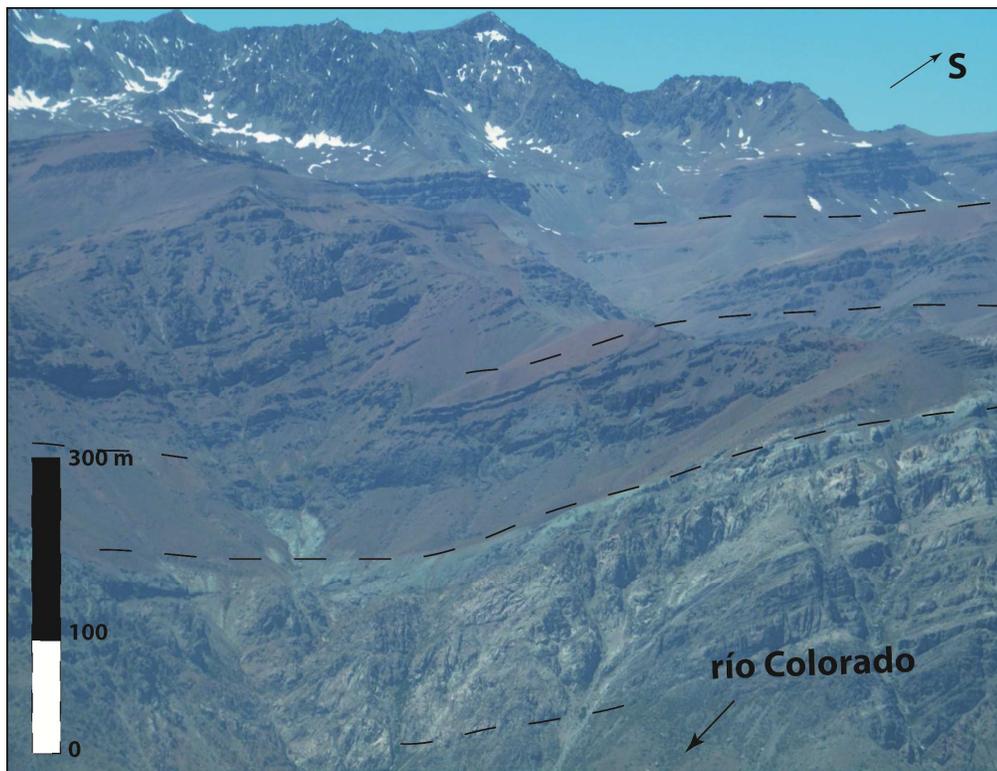


FIGURA 4.29: Vista al SE mostrando la deformación en la ladera sur del río Colorado en su traza NS.; en ésta se observa que la deformación que pliega estos niveles afecta a ambas formaciones (Abanico, abajo y Farellones, arriba).

Hacia el oriente afloran niveles de lavas porfíricas, tobas cristalinas con presencia de líticos andesíticos y cristales de plagioclasa alterados, y tobas dacíticas con textura pilotaxítica, en rocas asignadas a la Formación Farellones (Rivano et al., 1993).

Donde la traza del río Colorado adopta una orientación EW y la topografía supera los 3.000 msnm., la deformación, de rumbo esencialmente NNW, afecta rocas de la Formación Farellones (Rivano et al., 1993, Mpodozis comunicación personal). El sector más occidental de este tramo, unos 16 km al oeste del paso fronterizo “Paso de Leiva” (FIG. 4.1), presenta una deformación similar a la observada en el tramo NS, es decir, leves cambios de manteo. Hacia el norponiente del Estero de Los Azules (ver Hoja Quillota-Portillo, Rivano et al., 1993), afloran lavas andesíticas a basalto-andesíticas, tobas líticas, ignimbritas y brechas. En general las rocas del sector están bastante argilizadas, y se encuentran intruídas por un pórfido diorítico de anfíbola. Estas rocas fueron asignadas a la Formación los Pelambres en Chile y Juncal en Argentina; sin embargo, nuevos antecedentes (Mpodozis, comunicación personal) indican que corresponden a rocas miocenas, como es de esperar en base a los nuevos antecedentes expuestos al norte en este mismo trabajo. Desde la zona a 10 km del paso fronterizo hacia el oriente, la deformación es intensa, evidenciada por plegamiento de longitudes de onda cercanas a 1km y niveles despegados hacia el oriente y capas subverticales (FIG. 4.30).

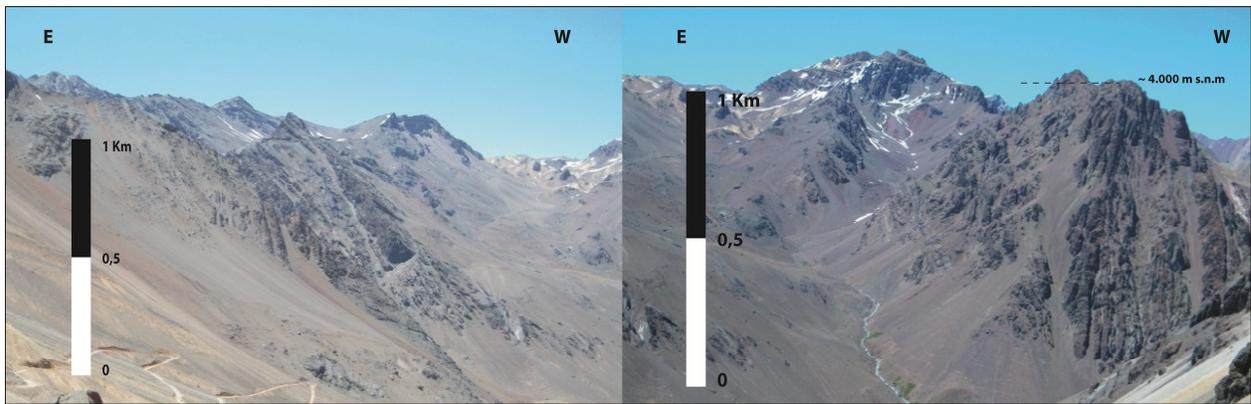


FIGURA 4.30: Vista al SSE en nacientes del río Colorado; capas deformadas (vergencia nororiental) asignadas a la Formación Farellones.

Laguna del Inca

Finalmente, el límite suroriental de la región de estudio fue recorrido en las cercanías de la Laguna del Inca (FIG. 4.1). Hacia el oeste, al noroeste del cerro Juncal, una datación K/Ar en roca total, en rocas asignadas al Cretácico Inferior, la cual fue considerada rejuvenecida (ver Hoja Quillota-Portillo, Rivano et al., 1993), dio una edad de 26,5 Ma (Oligoceno Superior). A la misma latitud, en las zonas altas, otra edad de 18,4 Ma mediante K/Ar en plagioclasa, permitió asignar las rocas del cerro La Gloria a la Formación Farellones (Rivano et al., 1993). En general la secuencia se compone de lavas, tobas y brechas.

Las rocas que bordean por el oeste a la Laguna del Inca (FIG. 4.1) están compuestas por brechas y conglomerados volcanoclásticos, lavas andesíticas y tobas (LA-1 en Anexo C). Se observan diques máficos cortando esta secuencia deformada. Las rocas dispuestas discordantes bajo estas últimas, continúan hacia el este limitando a la Laguna del Inca en una zona deformada con presencia de pliegues apretados y despegues de vergencia oriental.

Frente y al suroeste de la laguna del Inca, en el Cerro Juncal, un pliegue anticlinal de gran amplitud con cizalle interestratal, de vergencia oriental dada por el manteo de sus flancos, continúa hacia el oriente donde se desarrolla un pliegue sinclinal buzante al NE, el cual bordea por el este a la Laguna del Inca (FIG. 4.31).

Al norte de la Laguna del Inca se pierde la continuidad de los estratos, el sinclinal de la laguna y anticlinal del Juncal pierden amplitud y ganan desplazamiento las fallas de vergencia oriental que levantan las capas en el sector del hito fronterizo “Portezuelo Lomas Coloradas” (FIG. 4.1). En esta región, esta falla corresponde a la más occidental de las fallas fuera de secuencia descritas por Cegarra y Ramos (1996) para la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (ver Ramos et al., 1996); sin embargo en esta interpretación esa estructuración fuera de secuencia estaría levantando los niveles atribuidos al Cenozoico y no a los cretácicos de las formaciones Los Pelambres y Juncal, y respetando la premisa de generar contactos tectónicos de joven sobre viejo. Estos autores indican además que su inclinación se encontraría aumentada por el desarrollo de corrimientos fuera de secuencia posteriores ubicados al este, hasta la zona de la Falla Río Volcán, considerada el frente de los corrimientos fuera de secuencia, el cual se desarrolla a lo largo de más de 150 km (Cristallini, 1996). Esta falla se extiende hacia el sur y norte (Cristallini y Cangini, 1993; Mussini, 1989; Ramos et al., 1990), y su traza se une a la Falla Río Teatinos, ya mencionada en la región norte de este estudio, también considerada la más oriental de las fallas fuera de secuencia en la faja Plegada y Corrida de La Ramada (Cristallini, 1996).



FIGURA 4.31: Vista al sur desde borde norte de Laguna del Inca. A) Rocas deformadas formando un sinclinal en ladera oriental a la laguna. B) discordancia (o falla) entre rocas de inclinación al este y niveles superiores que inclinan al noroeste en ladera poniente a la laguna.

A esta latitud se encuentra la localidad tipo de la Formación Juncal (Ramos et al., 1990), en ambos márgenes del río homónimo, en territorio chileno; sin embargo, observaciones en los alrededores de la Laguna del Inca, frente al cerro Juncal, permitieron reconocer una zona de contacto en la parte inferior de la secuencia, la cual podría corresponder al afloramiento de niveles más antiguos (cretácicos) discordantes bajo los niveles oligomiocenos, o a un contacto por falla que permite que afloren niveles más antiguos. Esta relación, en conjunto con la intensa deformación compresiva de vergencia oriental que se desarrolla hacia el oriente, podrían explicar algunas de las relaciones de contacto complejas observadas hacia el nororiente, y la presencia de fósiles en las cercanías de los hitos fronterizos “Paso de los Contrabandistas” y “Portezuelo de Lomas Coloradas” (FIG. 4.1), en rocas asignadas a la Formación Los Pelambres y Juncal del Cretácico (ver Hojas geológicas: Quillota Portillo, Rivano et al., 1993 y Región del Aconcagua, Ramos et al., 1996); sin embargo no se obtuvieron en este trabajo dataciones geocronológicas de las rocas más orientales a esta latitud.

IV.2 Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Mesozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S. Implicancias estructurales y paleogeográficas.

El siguiente apartado complementa el anterior, y corresponde a una publicación en prensa (Vol. 41(1), Doi: 10.5027/andgeoV41n1-a07, año 2014), en la Revista *Andean Geology*. Esta publicación se basa en los antecedentes estratigráficos y estructurales presentados en el capítulo IV.1. A grandes rasgos: se describe parte de la estratigrafía y estructura de la zona, se presentan columnas generalizadas, se describe la relación entre las distintas unidades descritas, y se presentan las asociaciones de facies reconocidas para los afloramientos de la región estudiada.

Se presentan además los resultados analíticos (Apéndice 1 en artículo adjunto) y las implicancias de 8 nuevas dataciones geocronológicas U/Pb en circón. En base a la geocronología y las relaciones de contacto y de facies entre las unidades; se reconoce que la región de estudio se encuentra conformada a grandes rasgos por rocas cretácicas en el sector occidental y rocas oligocenas a miocenas en el sector oriental; las cuales corresponden a las Formaciones Abanico y Farellones, que en las cercanías de la zona de Falla Pocuro sobreyacen discordantes a las rocas de la Formación Salamanca.

La discusión de estos resultados permite sugerir nuevas interpretaciones paleogeográficas para el Mesozoico y el Cenozoico de la región. Considerando lo anterior y la estructura de la región, se reconocen algunos de los eventos de deformación que afectan la región, y se genera la hipótesis de estudio para la construcción de modelos análogos (Cap. V de este texto), que permitan reconocer el control estructural de algunos factores en la generación de diferencias latitudinales en el rumbo y grado de deformación.

En conjunto, esta información permite adelantar parte de las discusiones generales que se desarrollan en los capítulos siguientes de esta tesis.

**Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S
Implicancias estructurales y paleogeográficas.**

Pamela Jara^{1,2} y Reynaldo Charrier^{3,2}

1. *Departamento de Geología y Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
pamela.jara@usach.cl*
2. *Departamento de Ingeniería en Minas, Facultad de Ingeniería. Universidad de Santiago de Chile.*
3. *Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile.
rcharrier@unab.cl*

Resumen

Los intentos por diferenciar y correlacionar las unidades geológicas en la Cordillera Principal Andina, entre 31°30' S y 33° S, se han enfrentado a numerosos obstáculos debido a la monotonía litológica de las potentes secuencias de carácter volcánico que las conforman, la complejidad estructural, la falta de datos geocronológicos que las limiten y la errada consideración inicial de un rejuvenecimiento en las edades radiométricas obtenidas. Las unidades reconocidas al oriente de la zona de Falla Pucuro fueron inicialmente atribuidas al Cretácico (Formación Los Pelambres en Chile y Formación Juncal en Argentina). Esta contribución complementa los trabajos previos mediante un levantamiento geológico-estructural desarrollado entre 32° S y 32°30' S, el cual, junto a 8 nuevas dataciones U/Pb en circón, permite reconocer niveles del Cretácico Superior (Formación Salamanca) en el sector occidental de la Cordillera Principal, subyacentes a rocas cenozoicas de las formaciones Abanico y Farellones. Las unidades cenozoicas a esta latitud se han subdividido en 3 asociaciones de facies vinculadas al volcanismo Oligoceno superior-Mioceno. El grueso de la Cordillera Principal a esta latitud se compone de estas unidades cenozoicas, hasta el límite oriental del área de este estudio (frontera Chile-Argentina). En el sector occidental de la región, la esencialmente volcánica Formación Abanico presenta las facies más proximales con leve deformación, mientras que las unidades más distales, cerca y allende la frontera, se encuentran intensamente deformadas por eventos ocurridos, uno entre 21 y 18 Ma, y otro con posterioridad a 18 Ma. Por otra parte, en las cercanías de la Falla Pucuro, la presencia de afloramientos del Cretácico Superior, discordantemente subyacentes a depósitos oligo-miocenos levemente deformados, permiten limitar su período de actividad principal previo al depósito de éstos.

Palabras clave: Andes chileno-argentinos, estratigrafía, geocronología, paleogeografía, estructura

Abstract. New stratigraphical and geochronological constraints for the Mezo-Cenozoic deposits in the High Andes of central Chile between 32° and 32°30' S.

Structural and palaeogeographic implications. Attempts to differentiate geological units of the Andean Principal Cordillera, between 31° 30' S and 33° S, faced several problems until very recently. The lack of geochronological data or the equivocal interpretation of some existing radiometric ages from thick volcanic and volcanoclastic sequences, along with their structural complexity and lithologic monotony, obscured the recognition and relationships between units. This made a tectonic interpretation very difficult as the units cropping-out on the eastern side of the Pucuro Fault zone were initially assigned to Cretaceous formations (Los Pelambres Formation in Chile and Juncal Formation in Argentina). Structural-geological work carried out between 32° and 32°30' S, together with 8 new U/Pb zircon datings, allowed us to recognize the presence of Upper Cretaceous levels (Salamanca Formation), underlying volcano-sedimentary younger units of Abanico and Farellones formations. The latter were interpreted as different facies associated with upper Oligocene-Miocene volcanism. Most of the Principal Cordillera at this latitude is composed by these units, at least until the Chile-Argentina border. In the western part of the region, the volcanic Abanico Formation presents the most proximal facies with mild deformation, while more distal units, near and across the border are intensely deformed in two events, one between 21 and 18 Ma, and other post 18 Ma. On another hand, in the vicinity of the Pucuro Fault zone, Upper Cretaceous outcrops, underlying oligo-miocene deposits slightly deformed, suggest an oligo-miocene age for the last event of this fault zone.

Keywords: chilean-argentinean Andes, stratigraphy, geochronologic age, palaeogeography, tectonics

1. Introducción

En este trabajo se presentan nuevos antecedentes cronoestratigráficos y estructurales entre las latitudes 32° S y $32^{\circ}30'$ S (Fig. 1), en la Cordillera Principal, entre la zona de Falla Pocuro por el oeste, y el límite chileno-argentino, por el este (Figs. 1 y 2). Las rocas expuestas corresponden a gruesas sucesiones estratificadas, depositadas en ambiente continental, constituidas por lavas andesíticas porfíricas y depósitos volcanoclásticos, en los cuales se disponen niveles tobáceos y, esporádicamente, sedimentarios.



Fig. 1: Modelo de elevación digital de la región Andina en el límite de subducción subhorizontal al norte y subducción normal al sur y límites (línea negra punteada) entre morfoestructuras principales de la región. Se indica en el recuadro rojo la zona de estudio.

Los primeros estudios realizados en la región cordillerana comprendida entre 32° S y 33° S, señalaron la existencia de rocas cenozoicas al este de la zona de Falla Pocuro (Aguirre, 1960; Carter y Aguirre, 1965; Aguirre et al., 1974; Munizaga y Vicente, 1982; Moscoso et al., 1982; Padilla, 1981; Arias, 1984). Sin embargo, la consideración posterior realizada por Rivano et al. (1993) y Rivano (1996), de que las edades cenozoicas obtenidas en esas rocas por el método K-Ar corresponderían a edades

rejuvenecidas por eventos termales, implicó que la mayor parte de estos depósitos fueran asignados al Cretácico. Estas unidades fueron designadas como formaciones Los Pelambres y Salamanca, por comparación con la estratigrafía conocida en regiones más al norte (Rivano y Sepúlveda, 1991), mientras que el resto de la sucesión estratificada fue asignada correctamente a la neógena Formación Farellones (Rivano et al., 1993). Esta situación ha dificultado la correcta correlación de estos depósitos con las unidades cenozoicas descritas para regiones más al oeste y al sur de la región de estudio, e impedido su correcta ubicación en el contexto tectono-estratigráfico de los Andes de Chile central.

Considerando que a lo largo de los años de estudio se han correlacionado las unidades de la Cordillera Principal de Chile central y límite con Argentina según varios puntos de vista desde estratigráficos, cronológicos y estructurales, y que la región de estudio se ubica en la zona de transición entre los segmentos de subducción subhorizontal y normal (Fig. 1), se infiere que los cambios latitudinales en los estilos de deformación y características paleogeográficas y consecuentemente estratigráficas, han dificultado el reconocimiento de los límites entre éstas. Por lo tanto, se hace necesaria una revisión con el fin de aunar criterios para reconocer y definir las unidades que caracterizan la región. Los nuevos antecedentes que aquí se presentan permiten determinar las variaciones latitudinales y transversales en el estilo y la cronología de la deformación a lo largo de esta franja. Por otra parte, trabajos a escala regional, que limitan por el oriente con el área de estudio, realizados en territorio argentino (Cristallini et al., 1995; Cristallini, 1996a,b; Ramos et al., 1996a,b), permiten complementar la información existente y generar un modelo estructural y evolutivo que integre los estudios realizados en ambas vertientes de la cordillera.

El presente estudio aporta nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales de la región, que junto a 8 nuevas dataciones U/Pb en circón, permiten estudiar las implicancias en la evolución paleogeográfica y su integración al contexto tectónico de los Andes de Chile central.

2. Estudios anteriores

Los primeros levantamientos regionales en la zona estudiada corresponden a los de Aguirre (1960) y Rivano y Sepúlveda (1991). Las unidades litoestratigráficas de la Cordillera Principal de Chile central, entre 32° S y 33° S (Fig. 3), fueron asignadas a las formaciones Los Pelambres, cretácica inferior; Salamanca, cretácica superior; y Farellones, neógena (Rivano et al., 1990; Rivano y Sepúlveda, 1991; Rivano et al., 1993; Rivano, 1996).

Las rocas volcánicas jurásicas y cretácicas de la actual Cordillera Principal a esta latitud, se habrían generado en un amplio arco magmático con características extensionales, que se extendía desde la Cordillera de la Costa en Chile hasta territorio argentino (Sanguinetti y Ramos, 1993). Dentro de este amplio arco magmático, los miembros volcánicos occidentales de la Cordillera de la Costa (formaciones Lo Prado y Veta Negra) representarían un arco volcánico interno, mientras que la esencialmente volcánica Formación Juncal, en territorio argentino, y Los Pelambres, en territorio chileno, representarían al volcanismo más externo de ese arco. Hacia el oeste de la parte externa del arco, en territorio chileno, los depósitos volcano-sedimentarios de la Formación Las Chilcas representarían el intra-arco entre estos dos extremos volcánicos (Rivano et al., 1993; Ramos, 1996, entre otros).

Hacia el oeste, la Formación Los Pelambres definida por Rivano (1984), inicialmente atribuida al Cretácico Inferior en base a consideraciones litoestratigráficas y escasos fósiles (Rivano y Sepúlveda, 1991; Rivano et al., 1993), fue correlacionada temporalmente con las formaciones cretácicas Las Chilcas, Lo Prado y Veta Negra (Rivano et al., 1993), que afloran entre el borde oriental de la Cordillera de la Costa y el sector más occidental de la Cordillera Principal. En este contexto, se completaba para el Cretácico Inferior, un esquema de depositación predominantemente subaéreo y continental, con características tectónicas propias de una región en extensión (Levi y Aguirre, 1981; Levi y Nyström, 1982; Coira et al., 1982; Charrier, 1984; Ramos, 1988; Mpodosis y Ramos, 1989; entre otros). Estudios posteriores en base a asociaciones fosilíferas, muestran que la Formación Las Chilcas se habría desarrollado en un ambiente marino somero con influencias mareales durante el Cretácico Inferior, desvinculada de los sedimentos asociados a la ingresión marina Atlántica, descartando la comunicación entre los océanos Atlántico y Pacífico a la latitud de 33°30' S durante el Cretácico Superior (Tunik y Alvarez, 2008).

La Formación Los Pelambres fue correlacionada hacia el oriente con la Formación Juncal (Fig. 3) (Rivano et al., 1993), de esa misma edad, reconocida en el sector argentino (Ramos y Cingolani, 1989; Ramos et al., 1990, 1996a,b; Cristallini y Cangini, 1993; Cristallini et al., 1995; Cegarra y Ramos, 1996; Ramos, 1996; Cristallini, 1996a,b; Cristallini y Ramos, 1996), formaciones que en conjunto habrían representado los depósitos orientales del arco externo durante la extensión mesozoica (Ramos, 1996; Ramos et al., 1996a). Este arco externo se habría encontrado al oeste de la cuenca de retroarco en la que se habrían depositado las potentes secuencias marinas del Cretácico Inferior, entre las que se encuentran las facies de plataforma del Grupo Mendoza (Fig. 3), y donde también se desarrollaron intermitentemente centros volcánicos aislados (Ramos y Aguirre-Urreta, 1992).

Cristallini (1996a) señala que la Formación Juncal (Figs. 2 y 3) en el sector limítrofe entre Chile y Argentina, entre 32° S y 33° S, consiste en conglomerados de matriz tobácea, brechas volcánicas, tobas y areniscas tobáceas de colores violáceos a pardo rojizos, con intercalaciones lávicas y brechas de flujo andesíticas de color verde grisáceo; y señala también que grada hacia el oriente, tanto vertical como

horizontalmente, a los depósitos clásticos de la Formación Cristo Redentor (Aguirre, 1960) y Formación Diamante (Yrigoyen, 1976, 1979).

Cristallini y Cangini (1993) dividen a los depósitos continentales cretácicos en cuatro facies, donde la Formación Juncal correspondería a las facies volcánicas, la Formación Cristo Redentor a las facies volcanoclásticas proximales y la Formación Diamante a las facies volcanoclásticas distales (Fig. 3). Las tres formaciones estudiadas por estos autores se encuentran repetidas tectónicamente y afectadas por plegamiento (Cristallini, 1996a).

La deformación que afecta a las rocas de la Formación Juncal, en el sector cordillerano limítrofe entre ambas naciones, se caracteriza por una serie de corrimientos con vergencia oriental y rumbo NNW, descritos como corrimientos fuera de secuencia de la Faja Plegada y Corrida (FPC) de la Ramada (Fig. 2), de gran persistencia en el rumbo y pliegues de escasa longitud de onda, sin participación de niveles salinos (Cristallini, 1996b). La estructura superficial de esta FPC, evidencia una deformación compresiva neógena, sin embargo, se reconoce en ella la influencia de una estructuración extensional, de edad triásica superior a jurásica inferior, que habría sido invertida durante el evento compresivo neógeno (Cristallini, 1996b). Según este autor, esta estructuración mesozoica habría permitido la participación del basamento pre-cenozoico en la deformación, dando lugar a una faja plegada y corrida de piel gruesa (FPC de La Ramada) (Cristallini, 1996a,b; Cristallini et al., 1995, 1996); aunque en ella también se han reconocido corrimientos de vergencia oriental que deforman la cobertura cenozoica sin involucrar el basamento, entre las que se reconocen dos eventos de estructuración de piel fina, uno pre-inversión neógena y otra deformación de piel fina posterior a la inversión. Estos últimos corrimientos fueron interpretados como fallas fuera de secuencia dentro de la faja plegada y corrida de La Ramada (Cristallini et al., 1995, 1996), causadas por una “línea de fijación” o de bloqueo en la propagación de la faja, tras el levantamiento del basamento mediante fallas inversas de alto ángulo al oriente de la zona de estudio (Cristallini, 1996b).

Dataciones K-Ar en la Formación Juncal entre 32° S y 33° S (Ramos y Cingolani, 1989; Cristallini y Cangini, 1993) arrojaron edades terciarias; sin embargo, las correlaciones descritas anteriormente hizo asignarlas al Cretácico Inferior, por lo que se interpretaron como rejuvenecidas. Este rejuvenecimiento se atribuyó a la presencia de cuerpos granodioríticos del Mioceno inferior que intruyen las secuencias anteriormente descritas. Estudios posteriores dan cuenta de la gran cantidad de edades terciarias obtenidas por el método K-Ar en rocas asignadas al Cretácico de la Formación Juncal y Cristo Redentor en Argentina (Ramos y Cingolani, 1989; Cristallini y Cangini, 1993) y Formación Los Pelambres en Chile (Rivano et al., 1993), y señalan la evidente necesidad de nuevas dataciones por métodos más rigurosos, con el fin de discernir entre las rocas cretácicas rejuvenecidas y aquellas realmente terciarias (Cristallini, 1996a).

La Formación Juncal, cuya localidad tipo se encuentra en territorio chileno (Ramos et al., 1990), fue correlacionada con la Formación Abanico, definida por Aguirre (1960)

como una secuencia de volcanitas y sedimentitas clásticas y terrígenas, atribuida también inicialmente al Cretácico Superior. A su vez, Rivano (1996) reconoció una continuidad areal, una identidad de facies y una continuidad estructural de la Formación Los Pelambres con la Formación Abanico hacia el sur.

La región de estudio (Fig. 1) se ubica en el límite sur de la zona de subducción subhorizontal Pampeana o Chilena que se desarrolla entre $\sim 27^\circ$ S y 33° S (Cahill e Isacks, 1992; Ramos, 1999; Gutscher et al., 2000; Ramos et al., 2002). Al sur de la zona de estudio (al sur de 33° S), en la parte norte del segmento de subducción normal, los depósitos del Eoceno superior al Mioceno inferior han sido estudiados desde la década del 60, y se ha interpretado el ambiente tectónico en que se habrían originado, mediante la caracterización de los depósitos, las estructuras que los afectan, geocronología, geoquímica, entre otras metodologías (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Aguirre et al., 2000; Charrier et al., 1996, 2002; Godoy et al., 1996, 1999; Sellés, 1999, 2000; Zurita, 1999; Rivera y Cembrano, 2000; Giambiagi et al., 2002a,b; Nyström et al., 2003; Fock et al., 2005; Fock et al., 2006a,b; Muñoz et al., 2006; Jara et al., 2009a,b; MaksaeV et al., 2003, 2009; Armijo et al., 2009; Farías et al., 2010; Rauld, 2011; entre otros). Estos estudios han permitido asignar las rocas de la Formación Abanico (Fig. 2) al Eoceno superior a Mioceno inferior, bien desarrollada en la Cordillera Principal, entre los valles del Maipo, frente a Santiago, y del Maule, frente a Talca (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Vergara y Drake, 1978; Thiele, 1980; Charrier, 1981; Vergara et al., 1999; Astaburuaga et al., 2012), y concluir que se habrían acumulado en “cuencas de intra-arco”, en ambiente extensional con volcanismo activo y una geoquímica que no representaría un arco volcánico típico (Muñoz et al., 2006; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2002, 2007). La compleja distribución de los depósitos, la geoquímica y la contracción tectónica que reactivó algunas fallas que originalmente tuvieron movimientos normales, han permitido concluir que la “cuenca de Abanico” habría sido invertida en un proceso compresivo entre 21 y 16 Ma (ver, por ejemplo, Charrier et al., 2002, 2005, 2007). Este evento contraccional se habría producido sin interrupción del volcanismo, cuyos productos se han asignado a la Formación Farellones del Mioceno medio a superior (Klohn, 1960; Rivano et al., 1990). El paso de un régimen tectónico extensional a uno compresivo estaría relacionado con variaciones en las condiciones geodinámicas del margen continental durante la evolución Andina (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Jordan et al., 2001; Nyström et al., 2003).

La separación entre las formaciones Abanico y Farellones ha sido ampliamente debatida al sur de 33° S, donde se ha descrito el límite entre ambas mediante discordancia, pseudoconcordancia, concordancia o falla (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Charrier, 1973, 1981; Thiele 1980; Moscoso et al., 1982; Godoy 1988, 1991; Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002). La deformación de la cuenca de Abanico habría generado depósitos sintectónicos y discordancias progresivas, y no habría, necesariamente, afectado a toda la región de manera homogénea; mientras que los procesos de depositación (incluyendo el volcanismo), probablemente continuó durante el período contraccional, lo que explicaría la dificultad de separar a las formaciones

Abanico y Farellones en algunas regiones (Charrier et al., 2002). Estudios posteriores reconocen una signatura geoquímica diferente para ambas formaciones, lo que relacionan a los procesos de adelgazamiento y posterior engrosamiento cortical durante el desarrollo de las formaciones Abanico y Farellones, respectivamente (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003; Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2006).

Charrier et al. (2005) señalan evidencias de la presencia de la cuenca extensional de Abanico entre al menos 33° S y 36° S, aunque sugieren una extensión mayor incluso más allá de 30° S hacia el norte y 38° S hacia el sur. Sumado a lo anterior, nuevos estudios presentan evidencias de un período extensional en el sector central de la zona de subducción subhorizontal pampeana de los Andes centrales (Winocur, 2010; Winocur y Ramos, 2008, 2012), indicando también la presencia de un arco volcánico Oligoceno entre 29° S y 30° S, que habría estado activo durante un régimen tectónico extensivo.

Al sur de la región de estudio, entre los ríos Rocín y Aconcagua (Fig. 2), Campbell (2005) y Fock (2005) dan cuenta de la presencia de rocas oligocenas a miocenas de la Formación Abanico en la vertiente chilena de la Cordillera Principal. Campbell (2005), mediante el uso de trazas de fisión en apatito y circón y edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, las reconoce al este de la zona de la Falla Pocuro, y describe un período de exhumación importante para éstas, entre el Mioceno superior y Plioceno. Por otra parte, Fock (2005) reconoce rocas asignadas a la Formación Abanico incluso al oeste de la Falla Pocuro, en el sector de la Cuesta de Chacabuco (33° S), y señala que sería la Falla Infiernillo (Fig. 2) la que las pone en contacto con los depósitos mesozoicos al oeste. La Falla Pocuro, al este de la anterior, cortaría a depósitos cenozoicos asignados a la Formación Abanico (Aguirre, 1960; Fuentes et al., 2002; Fuentes, 2004; Fock, 2005) y podría ser la falla principal en la cual se arraigan la Falla Infiernillo y los cabalgamientos de vergencia occidental asociados a ella.

La zona de Falla Pocuro corresponde a un rasgo morfoestructural de escala regional que ha sido descrita como una “megafalla” que destaca como uno de los elementos mayores en la región comprendida entre 32° S y 33° S (Rivano, 1996). Su traza se puede seguir a lo largo de más de 100 km con un ancho variable entre 500 m a 2.000 m (Rivano et al., 1993). Según Rivano (1996), corresponde a una zona de falla extensiva y en parte de rumbo, con una serie de fallas paralelas menores de rumbo y fallas conjugadas que obliteran la estratificación debido al intenso clivaje de fractura producido. Por otra parte, Campbell (2005) señala que este sistema estructural está formado por fallas inversas de alto ángulo con vergencia al oeste y con rumbo NS a N20°W y estructuras asociadas con rumbo aproximado N50°W y N60°E a EW. Este último autor señala que el sistema debió estar activo al menos hasta el Mioceno inferior en base al uso de trazas de fisión en apatito de intrusivos emplazados y deformados en la traza de la zona de falla, de las cuales obtuvo edades de 23 y 32 Ma en las cercanías del río Rocín. Lo anterior le indica que, producto de la inversión de la cuenca extensional de Abanico, el sistema de fallas se habría invertido reactivándose fallas de alto ángulo con movimientos inversos de vergencia al oeste y de rumbo dextral (Campbell, 2005).

En el límite norte de la región de este estudio (32° S), dataciones geocronológicas recientes (Mpodozis et al., 2009) permitieron reconocer la existencia de unidades del Cretácico Superior y el Mioceno (Fig. 3). A esta latitud, la Falla Pocuro corta a través de unidades cretácicas. Al este de esta falla, Mpodozis et al. (2009) presentan 4 unidades cenozoicas (Fig. 3) que nombran: Secuencia del Río Chicharra (24,9-22,2 Ma), Formación Pachón (22,1-21,6 Ma), Formación Pelambres (33,4-25,2 Ma) y Complejo Volcánico Laguna del Pelado (18,4-18,3 Ma). Estos autores describen el estilo de deformación de cada una de estas unidades, y señalan que se encuentran formando dominios estructurales limitados por fallas regionales, de los cuales los más orientales concentran una intensa deformación en las rocas de edad oligocena-miocena. La Secuencia del Río Chicharra corresponde a una serie de lavas andesíticas, al este de la Falla Pocuro, que recubre una secuencia de volcanitas y sedimentitas continentales del Cretácico Superior (Mpodozis et al., 2009). Las secuencias del Cretácico Superior y la Secuencia del Río Chicharra forman el dominio occidental de Mpodozis et al. (2009), que describen con un estilo estructural típico de la Cordillera de la Costa, con suave deformación y formado por secuencias poco inclinadas (<25°) exceptuando algunos niveles del Cretácico Superior. Hacia el este de la anterior, Mpodozis et al. (2009) señalan que las rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Pelambres (Fig. 3) se encuentran intensamente deformadas con sectores con características propias de una zona afectada por deformación dúctil de relativamente elevada temperatura. Indican además, que hacia el este, el dominio oriental (Cordillera Frontal) se caracteriza por una deformación de piel gruesa con grandes bloques de basamento con su cobertura solidaria. En este dominio afloran los conglomerados continentales lavas andesíticas y andesítico-basálticas y tobas de la Formación Pachón, la que se encuentra cubierta, en discordancia, por lavas andesíticas y dacíticas del Complejo Volcánico Laguna del Pelado (Mpodozis et al., 2009). La Formación Pachón, en el sector occidental de este dominio, se encuentra involucrada en un angosta faja plegada y corrida de piel delgada (Mpodozis et al., 2009).

Además, la región ha sido afectada por cuerpos intrusivos “alineados” en franjas que han sido separadas según su edad. En el sector occidental, aflora la franja de intrusivos cretácicos, donde se encuentran dioritas, granodioritas, tonalitas y subordinadas monzodioritas de la unidad Fredes (Rivano et al., 1993; Rivano, 1996), del Paleoceno-Eoceno, que forma stocks de 20 km² a 100 km² al oeste de la zona de Falla Pocuro (Rivano, 1996). Hacia el este, los intrusivos de la franja neógena se ubican exclusivamente al este de la Falla Pocuro y solo algunos pequeños cuerpos cuarzo-feldespáticos se ubican en la traza de la zona de falla, y otros alineados más al oriente dentro de la región entre 32° S y 33° S (Rivano, 1996). En esta franja, los pórfidos dacíticos miocenos de la unidad Tambillos (Rivano et al., 1993; Rivano, 1996) intruyen formando cuerpos plutónicos de gran extensión areal al norte del río Alicahue y hacia el sur en las cercanías del río Aconcagua. Las monzodioritas, monzonitas, dioritas y subordinados monzogranitos de la unidad Río Cerro Blanco (Rivano et al., 1993;

Rivano, 1996), se presentan intruyendo a la Formación Farellones al oriente de las unidades intrusivas de las franjas descritas.

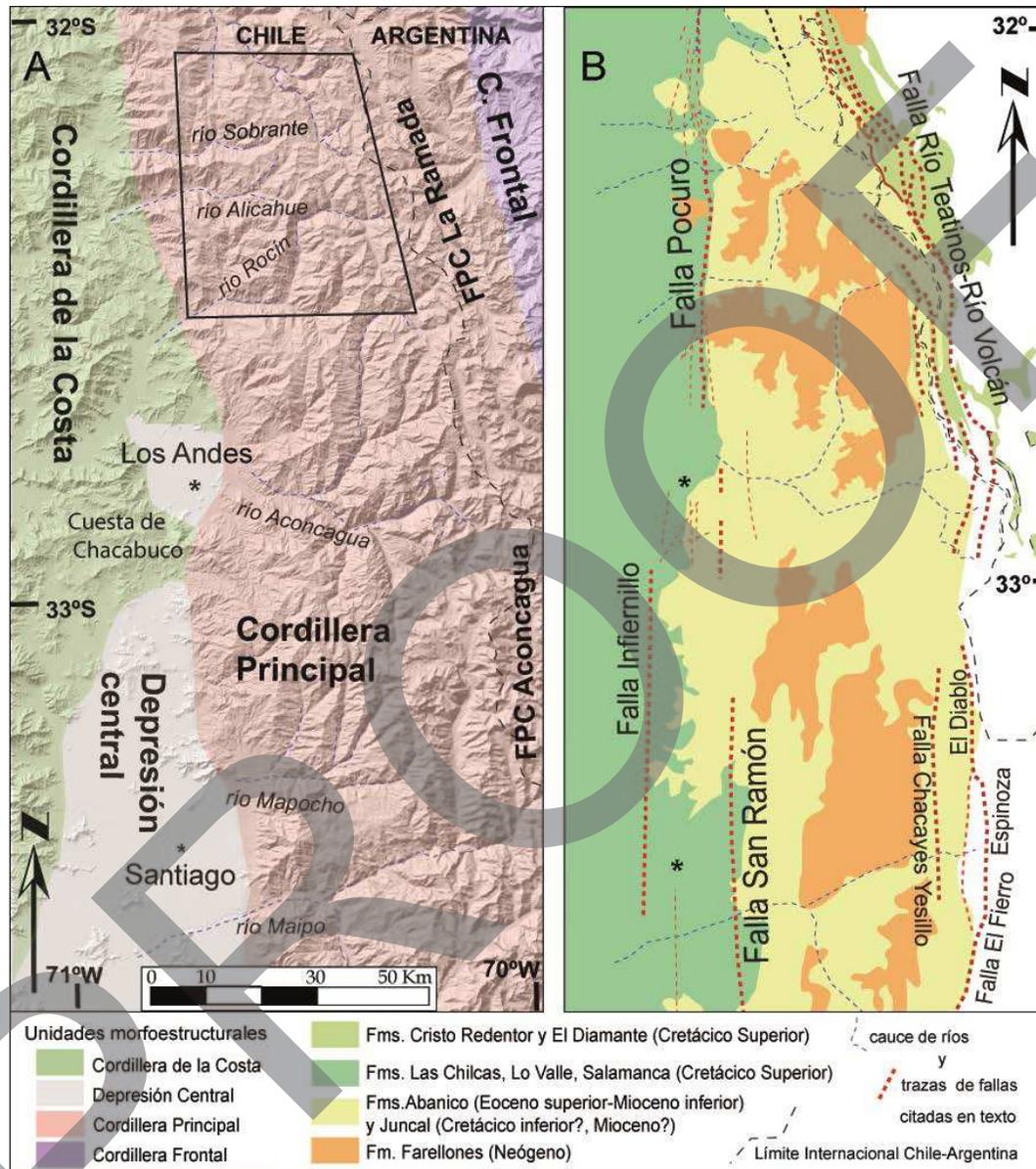


Fig. 2. A) Morfoestructuras regionales en modelo de elevación de región oriental de la Cordillera de Costa y Cordillera Principal chileno-argentina, entre 32° S y 33°30' S. B) Unidades litológicas y estructuras de importancia regional citadas en el texto, que limitan por el occidente y oriente la región de estudio (recuadro en A). (Compilado de: SERNAGEOMIN, 2002; Rivano et al.; 1993; Cristallini et al., 1996 y este trabajo).

| Referencia | | | Mpodozis et al., 2009 (31°30' S-32°30' S) | Rivano et al., 1993 Hoja Quillota y Portillo (32°S-33°S) | Charrier et al., 2007 (y referencias allí) (33°S-36°S) | Cristallini, et al., 1996 (32°S-33°S) | Este trabajo (32°S-32°30' S) |
|------------|-----------|-----------|---|--|--|---|---------------------------------|
| Era | Periodo | Época | desde límite oriental Cordillera de la Costa (W) a Cordillera Principal (E) | | | Alta Cordillera Argentina | W ← → E |
| Cenozoico | Neógeno | Mioceno | Laguna del Pelado Fm. Pachón Sec. del Río Chicharra Fm. Pelambres | Fm. Farellones | Fm. Farellones | Fm. Farellones | Fm. Farellones |
| | | Oligoceno | | | Fm. Abanico | | Fm. Abanico |
| | | Eoceno | | | | | |
| | Paleógeno | Paleoceno | | Fm. Salamanca | | | |
| | | | | | Fm. Lo Valle | | |
| Mesozoico | Cretácico | Superior | Secuencias volcánicas y sedimentarias | Fm. Las Chilcas | Fm. Los Pelambres | Fm. Las Chilcas | Fm. Salamanca |
| | | Inferior | | | | Grupo Mendoza | |

Fig. 3: Cuadro de correlación entre formaciones de edades comprendidas entre el Cretácico Superior y Mioceno, reconocidas desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa y la Cordillera del límite (Chile-Argentina), entre 31°30' S y 36° S.

3. Geología Local

La región de estudio se ha subdividido en 2 sectores (Fig. 4), según el grado de deformación, y el tipo de unidades litoestratigráficas reconocidas en la región: 1) Sector Occidental, cercano a la zona de Falla Pocuro por el oeste y a la laguna de Chepical por el este; y 2) Sector Oriental, al este de la anterior, y extendido hasta el límite fronterizo Chile-Argentina.

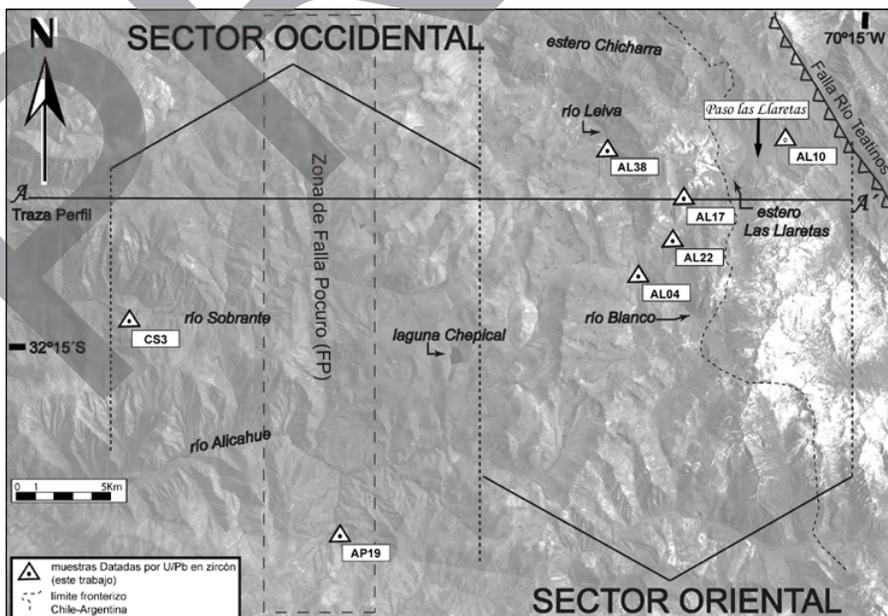


Fig. 4: Región de estudio y límites de sectores definidos para este trabajo. Se indica además la ubicación y códigos de las muestras datadas mediante U/Pb en circón y

3.1 Sector Occidental (sector de la zona de Falla Pocuro)

La zona oeste de este sector, a la latitud del valle del río Sobrante y cerca de 10 km al oeste de la zona de Falla Pocuro (Fig. 4), se caracteriza por presentar una secuencia de brechas, lavas brechosas y tobas líticas del Cretácico Superior (edad U/Pb en circón en este trabajo) con un espesor estimado de 1.300 m (Figs. 5 y 6). Sobreyacen discordantemente (Fig. 5A) a esta secuencia, alrededor de 800 m de lavas andesíticas que fueron inicialmente atribuidas (Rivano et al., 1993) a la Formación Salamanca del Cretácico Superior, pero que en base a los nuevos resultados de este estudio resultan ser más jóvenes que 81 Ma (Fig. 7).

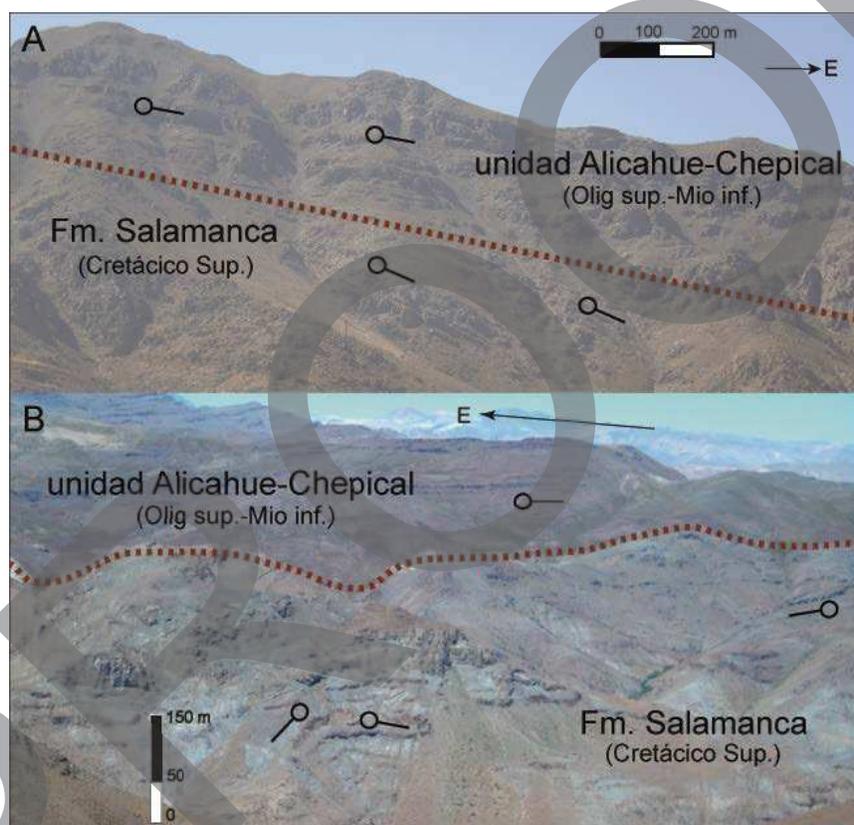


Fig. 5: A) Vista al norte hacia discordancia angular observada en sector del río Sobrante ~ 5 km al oeste de la zona de Falla Pocuro. Niveles inferiores fueron datados en 81,5 Ma, niveles superiores han sido incluidos en la unidad de predominio lávico (*Alichahue-Chepical*) del Oligoceno superior-Mioceno inferior. B) Vista al sur hacia discordancia angular observada en sector del río Alichahue ~ 5 km al este de la zona de Falla Pocuro. Niveles inferiores fueron datados en 87,7 Ma, niveles superiores han sido incluidos en la unidad de predominio lávico (*Alichahue-Chepical*) del Oligoceno superior-Mioceno inferior

En el valle del río Alichahue (~ 10 km al sur del valle del río Sobrante), la sucesión (Fig. 6) se compone esencialmente de lavas andesíticas porfíricas e intercalaciones de niveles volcanoclásticos y escasos niveles clásticos y tobáceos. Se estima aquí un espesor de

2.000 m. En este mismo valle; al este de la zona de Falla Pocuro, las rocas que afloran en la parte baja del valle, a una altura entre 1.700 a 2.000 m s.n.m., corresponden a brechas, lavas y tobas. Sobre esta cota, la sucesión consta esencialmente de lavas. La ladera sur al río Alicahue se encuentra conformada de una secuencia de ~800 m a 1 km (Fig. 6) de lavas afáníticas y lavas porfíricas andesíticas, con intercalaciones de niveles volcánoclasticos de ~1,5 m de espesor en la parte media de la secuencia. La parte inferior de esta secuencia corresponde a niveles del Cretácico Superior (Fig. 7), sobre la base de una nueva datación U/Pb en circón de 87,7 Ma (este trabajo), mientras que los niveles esencialmente volcánicos de la parte superior corresponden al Oligoceno superior-Mioceno inferior (Fig. 5B).

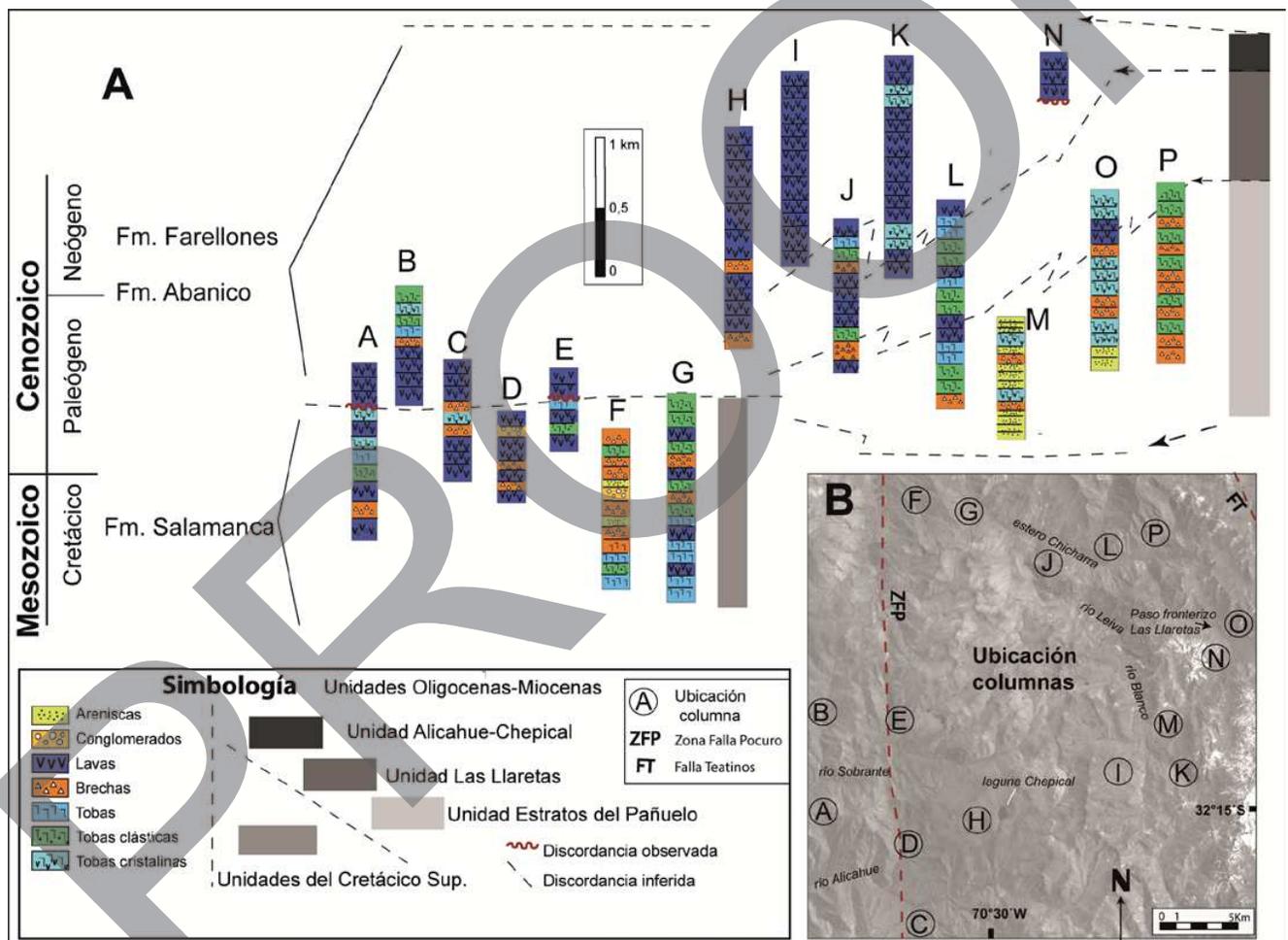


Fig. 6: A) Columnas estratigráficas representativas de las distintas unidades litológicas presentes en la región de estudio. B) Ubicación de columnas A – P.

3.2 Sector Oriental

El Sector Oriental se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas a volcanoclásticas y detríticas (Figs. 6 y 7), que en base a los antecedentes expuestos y nuevas dataciones U/Pb en circón (Apéndice I), se han incluido en tres unidades del Oligoceno superior a Mioceno inferior de las formaciones Abanico y Farellones.

El estudio de estos niveles, hasta el sector fronterizo (al oeste de la Falla Río Teatinos, Figs. 4 y 6), permitió agruparlas, sobre la base de sus características litológicas, su continuidad areal, deformación y relaciones de contacto, en tres unidades que representan asociaciones de facies relacionadas al volcanismo Oligoceno a Mioceno. Estas unidades alcanzan además las partes altas del Sector Occidental, por ejemplo en la región de la laguna de Chepical y las cimas de los cerros en el río Sobrante (Figs. 4, 6 y 7). Estas unidades fueron denominadas según la localidad en donde es más representativo su predominio litológico: 1) *Alicahue-Chepical* (predominio lávico), 2) *Las Llaretas* (predominio volcanoclástico), 3) *Estratos del Pañuelo* (predominio detrítico). Es necesario destacar que todas ellas contienen, en mayor o menor cantidad, intercalaciones de los tres tipos litológicos que las caracterizan (Fig. 6).

3.2.1 Unidad “Alicahue-Chepical”

Esta unidad ocupa la región occidental de la zona estudiada (Fig. 7), al este de la zona de Falla Pocuro, y se extiende hacia el oriente por unos 15 km hasta las inmediaciones del valle del río Leiva (Figs. 4 y 7). Corresponde a una asociación de facies esencialmente volcánica, compuesta mayormente de lavas andesíticas porfíricas con intercalaciones volcanoclásticas y escasos niveles de conglomerados y brechas. Se estima un espesor total máximo de 2.000 m a 2.500 m. Esta unidad corresponde a la sucesión más occidental de las unidades oligocenas-miocenas reconocidas, y, en la cercanía de la zona de Falla Pocuro, se dispone discordantemente sobre las rocas volcano-sedimentarias del Cretácico Superior, datadas en 74,7 y 71,4 Ma (Mpodozis et al., 2009) y en $81,5 \pm 1,4$ y $87,7 \pm 0,3$ Ma (Fig. 7 y Apéndice I). A su vez, se dispone en contacto discordante, pseudoconcordante o por falla con las unidades más orientales aquí definidas. Las rocas estratigráficamente inferiores de esta sucesión fueron inicialmente atribuidas a las formaciones Los Pelambres y Salamanca (Rivano et al., 1993) y las superiores a la Formación Farellones, separadas entre sí por discordancias angulares. En este estudio se reconoce que toda la sucesión es del Oligoceno superior a Mioceno.

3.2.2 Unidad “Las Llaretas”

Esta unidad se encuentra en el sector más oriental, entre el valle del río Leiva y el límite fronterizo (Figs. 4 y 7). Corresponde a una asociación de facies de predominio volcanoclástico, que constituye una sucesión de 600 m a 1 km de espesor de tobas, lavas (andesíticas porfíricas y escasas intercalaciones andesítico-basálticas) y escasos niveles

de brechas (Fig. 6). Esta unidad se dispone en pseudo-concordancia bajo la unidad *Alicahue-Chepical*; sin embargo, la intensa deformación que presenta localmente dificulta, en el sector donde ambas unidades se encuentran en contacto, la observación de posibles contactos por falla o discordantes.

3.2.3 Unidad “Estratos del Pañuelo”

Esta unidad se reconoce, al igual que la anterior, en el sector oriental de la zona descrita (Fig. 7). Corresponde a una asociación de facies con predominio detrítico que conforma una secuencia volcano-sedimentaria de un espesor estimado de ~1.000 a 1.500 m. Se compone esencialmente de areniscas y brechas con intercalaciones de tobas y brechas piroclásticas (Fig. 6). En esta unidad se reconocieron estructuras sin-sedimentarias como diques clásticos y *slumps*, además de estratos de crecimiento con relación de *onlap* (Fig. 8). En algunos sectores se la observa cubierta en discordancia angular por las unidades anteriores (Figs. 7 y 8), y en otros, se presenta en contacto por falla.

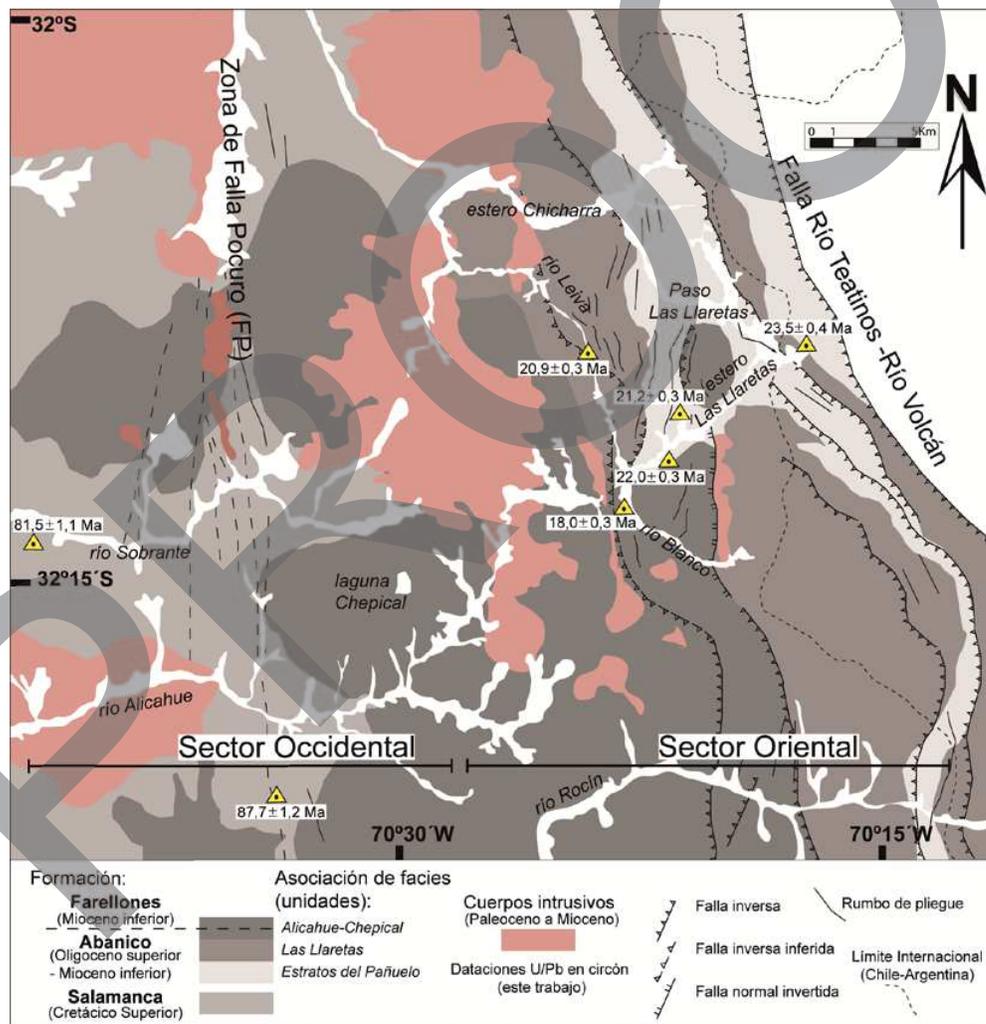


Fig. 7: Distribución de las unidades litológicas reconocidas y ubicación de las muestras datadas en la región de estudio. El rango de edad indicado para las formaciones se basa en las dataciones geocronológicas obtenidas para esta región.

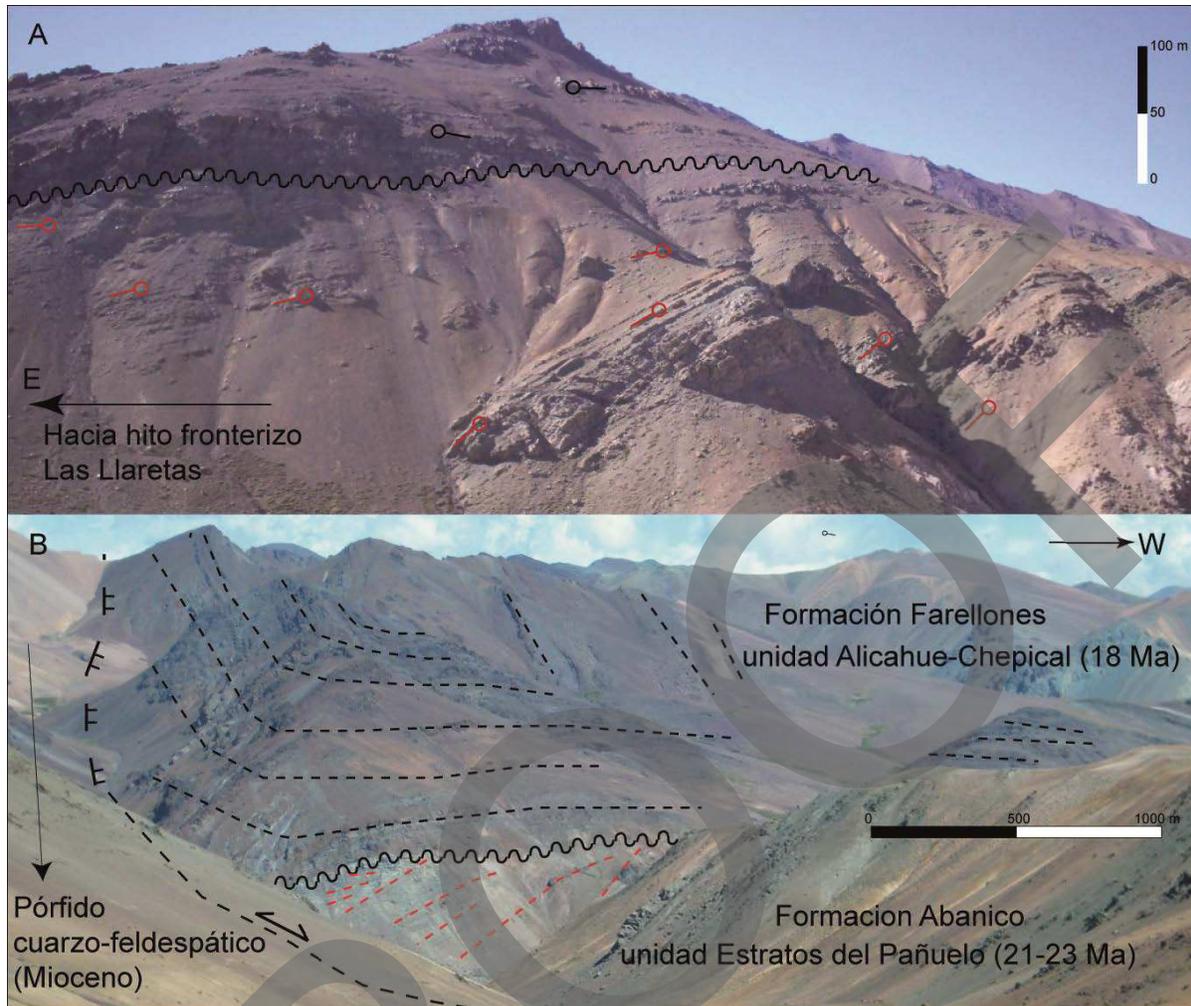


Fig. 8: A) Vista al SSE mostrando la relación de contacto discordante entre la unidad *Estratos del Pañuelo* (abajo) y la unidad *Alicahue-Chepical* (arriba). Nótese el cambio de manteo hacia el este de la unidad *Estratos del Pañuelo*, generando estratos de crecimiento y una relación de *onlap* en el sector oriental. B) Vista general de la estructura: fallas que limitan por el oriente las mencionadas en A. Lavas de la unidad *Alicahue-Chepical* forma hacia el sur un pliegue sinclinal con eje buzante al sur. Ver también mapa de Fig. 7.

4. Nuevos antecedentes geocronológicos

4.1 Metodología

En este estudio 8 muestras fueron datadas mediante U/Pb en circón. 7 de las 8 dataciones fueron realizadas por medio LA-ICP-MS (*laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*) en el *Departamento de Geología, Washington State University, Pullman, EE.UU.* Para las muestras datadas mediante este método, fueron separados magnéticamente los minerales pesados, concentrados de la fracción < 350 micras. Los circones de la fracción no-magnética se montaron en epoxi y fueron ligeramente esmerilados y pulidos para exponer la superficie y mantener tanto material

como sea posible para los análisis de ablación con láser. Previo al análisis de ablación con laser ICP-MS, se realizaron imágenes de catodoluminiscencia, con el fin de estudiar los circones y determinar su complejidad. La ablación se realizó mediante un láser “New Wave Nd:YAG UV 213 nm” acoplado a un elemento ThermoFinnigan de 2 colectores, doble enfoque y sector magnético ICP-MS (Valencia, V., comm. pers.). Los procedimientos de operación y los parámetros son una modificación de Chang et al. (2006). El tamaño láser y la tasa de repetición fueron 30 nm y 10 Hz, respectivamente. Cada análisis consistió en un análisis de blanco corto seguido de 250 barridos a través de masas 204, 206, 207, 208, 232, 235 y 238, que tarda aproximadamente 30 segundos. El fraccionamiento independiente del tiempo se corrigió mediante la normalización de las razones U / Pb y Pb / Pb de las incógnitas a los standard para circón (Chang et al., 2006). Para este estudio se utilizaron dos standard de circón: Peixe, con una edad de 564 Ma (Dickinson y Gehrels, 2003), y el FC-1, con una edad de 1.099 Ma (Paces y Miller, 1993). Las edades U-Pb se calcularon utilizando el programa Isoplot (Ludwig, 2003). Los resultados analíticos se adjuntan en el Apéndice 1.

Una octava muestra fue datada mediante U/Pb en circón por medio de SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*), en la *Research School of Earth Sciences* de la *Australian National University* en Canberra. Las técnicas de medición son similares a los descritos por Williams (1998), y las referencias en él. Imágenes de catodoluminiscencia se obtuvieron de los circones seccionados y se utilizan para apuntar a áreas específicas de análisis. Los datos fueron procesados con el SQUID Excel macro, y los cálculos de edad mediante ISOPLOT (Ludwig, 2003).

4.2 Resultados

La Tabla I resume la información de las muestras y las edades obtenidas. La descripción de las muestras utilizadas, los resultados analíticos de estas dataciones (Tablas II y III) y los gráficos de concordia y distribución de edades de las muestras datadas (Figs. 14 a 16), pueden observarse en el Apéndice 1.

Tabla I: Ubicación geográfica y estratigráfica, y edades obtenidas en las 8 muestras datadas mediante U/Pb en cristales de circón (ver Fig.4). (*Coordenadas en proyección UTM y datum Psad`56)

| muestra | * Coord E-W | altura (m s.n.m.) | Edad U/Pb en Zr | Tipo de roca | Unidad | Formación |
|---------|----------------|-------------------|-----------------|--------------|--------------------------|-------------------|
| AL-4 | 369089-6434708 | 3015 ± 7 | 18,0 ± 0,3 | toba | <i>Alicahue–Chepical</i> | <i>Farellones</i> |
| AL-38 | 367369-6441672 | 2737 ± 8 | 20,9 ± 0,3 | toba | <i>Las Llaretas</i> | <i>Abanico</i> |

| | | | | | | |
|-------|----------------|-----------|------------|----------|-----------------------------|----------------|
| AL-17 | 371552-6438968 | 3240 ± 10 | 21,2 ± 0,3 | toba | <i>Estratos del Pañuelo</i> | <i>Abanico</i> |
| AL-22 | 370956-6436656 | 3072 ± 10 | 22,0 ± 0,3 | arenisca | <i>Estratos del Pañuelo</i> | <i>Abanico</i> |
| AL-10 | 377166-6442294 | 3471 ± 9 | 23,5 ± 0,4 | toba | <i>Estratos del Pañuelo</i> | <i>Abanico</i> |
| CS-3 | 340953-6432237 | 1863 ± 6 | 81,5 ± 1,1 | toba | Cretácico Superior | Salamanca |
| AP-19 | 352551-6420380 | 1986 ± 5 | 87,7 ± 1,2 | lava | Cretácico Superior | Salamanca |
| RR-01 | 362189-6399909 | 2265 ± 10 | 26,5 ± 2,3 | lava | <i>Alicahue-Chepical</i> | <i>Abanico</i> |

5. Caracterización estructural de la zona de estudio

5.1 Sector Occidental (Zona de Falla Pocuro)

Este sector se caracteriza, en general, por una deformación leve (capas subhorizontales o inclinadas menos de 10°) de los niveles superiores (oligocenos-miocenos), y la presencia de rocas cretácicas deformadas en la parte baja de los valles, subyaciendo discordantemente a las unidades más jóvenes.

A la latitud del valle del río Sobrante (Fig. 4), las rocas cretácicas (81,5±1,4 Ma) presentan un manteo general de 20° E a 25° E al oeste de la zona de Falla Pocuro. Una estructura anticlinal en rocas de edad cretácica (87,7±0,3 Ma), se presenta bien desarrollada al norte del río Sobrante al este de la zona de Falla Pocuro (Fig. 7), mientras que hacia el sur (río Alicahue), solo se observan los flancos erodados de esta estructura.

Las lavas de la unidad *Alicahue-Chepical* sobreyacen discordantemente a las rocas cretácicas con manteos entre 5° E a 10° E (Fig. 5). Esta relación discordante se observa a ambos lados de la zona de Falla Pocuro a esta latitud.

En el valle del río Alicahue (Fig. 4), al oeste de la zona de Falla Pocuro, las rocas se encuentran muy afectadas por la intrusión de abundantes diques y filones que dificultan el reconocimiento de la estratificación, por lo que no fue posible observar la discordancia angular reconocida en el río inmediatamente al norte (Fig. 5A) y al este de la zona de falla a la latitud del río Alicahue (Fig. 5B).

En este mismo valle, inmediatamente al este de la zona de Falla Pocuro, las rocas que afloran en la ladera norte se encuentran formando pliegues suaves y presentan manteos de 10° a 30°. La ladera sur al río Alicahue se encuentra conformada de una secuencia de

lavas del Cretácico Superior con un manteo general de $\sim 10^\circ$ W y parecen conformar el flanco oeste del anticlinal de rumbo \sim NS observado en el río Sobrante.

5.2 Sector Oriental

Las rocas oligocenas a miocenas expuestas en la región inmediatamente al este de la zona de Falla Pocuro, hasta el límite internacional Chile-Argentina, se caracterizan en general por una intensidad de la deformación (plegamiento y fallamiento) creciente hacia el oriente.

La secuencia de facies de predominio lávico (unidad *Alicahue-Chepical*, Fig. 6) presenta una deformación suave con leves cambios de manteos (5° a 10°), en las cercanías de la laguna Chepical, por unos 15 km hasta las inmediaciones del valle del río Leiva (Figs. 4 y 7); aunque en algunos sectores se observan discordancias locales entre las zonas bajas y las altas. Hacia el este (ver también perfiles en Jara y Charrier, 2011), la deformación es intensa (Figs. 8 y 9), y las rocas de 18 Ma (este trabajo) de esta unidad se encuentran involucradas en una serie de fallas y pliegues de vergencia oriental, con disposiciones de hasta 70° W en el sector del río Blanco (Fig. 7).

En el sector del río Leiva (Fig. 4), las rocas volcanoclásticas de la unidad *Las Lletas* se encuentran intensamente deformadas en pliegues volcados e incluso recumbentes. Hacia el este, en una franja de ~ 4 a 5 km de ancho caracterizada por pliegues con rumbo cercano a NS a NNE (Fig. 7), se observan pliegues de longitudes de onda de ~ 1 km a lo largo del río Chicharra y del estero Las Lletas (Figs. 4 y 9), localizadas en zonas de no más de 15 km de largo. Se presenta también, sobreimpuesta, en un ancho de ~ 20 km hasta el límite fronterizo con Argentina, una estructuración de gran persistencia en el rumbo (longitudes de al menos 30 km), con una orientación esencialmente NNO; ambos sets de estructuras (NNO y NS) afectan a rocas de las asociaciones de facies de predominio volcanoclástico (unidad *Las Lletas*) y de predominio detrítico (unidad *Estratos del Pañuelo*).

La unidad *Estratos del Pañuelo* se encuentra intensamente plegada y fallada, lo que en algunos sectores ha causado la repetición de la secuencia, alcanzando espesores aparentes máximos de hasta ~ 3.000 m. Destaca la presencia de un pliegue anticlinal chevron buzante al sur (Fig. 9b) que, hacia el sur del estero Las Lletas, presenta en su flanco oriental estratos de crecimiento hacia el oriente, con capas inferiores de manteo creciente al poniente y relación de *onlap* de los niveles superiores, en un afloramiento de más de 500 m (Fig. 8). Se ha interpretado la traza de la falla que la bordea por el oriente en base al límite de rumbo NS entre éstas y un cuerpo intrusivo cuarzo feldespático del Mioceno inferior (Rivano et al., 1993). Rocas de 18 Ma de la unidad *Alicahue-Chepical* sobreyacen discordantemente en este sector a la unidad *Estratos del Pañuelo* y forman un pliegue sinclinal con un flanco oriental con manteos de 50° a 70° W (Fig. 8).

Al este del paso fronterizo Las Lletas (Fig. 4), en territorio argentino, una nueva datación U/Pb en circón de 23,5 Ma confirma la edad oligocena superior de los niveles

involucrados en la deformación de rumbo esencialmente NNO. Esta estructuración es principalmente de vergencia oriental, con manteos de 30° a 60° W. Cristallini (1996b) describe los pliegues de la región como cortos y con longitudes de onda en general menores a un kilómetro, lo cual es consistente con un nivel de despegue somero y con un mecanismo de propagación de falla para explicar su desarrollo (Cristallini, 1996b). Más allá del límite fronterizo (Figs. 2 y 7), la traza de la Falla del Río Teatinos-Río Volcán (Cristallini y Cangini, 1993; Cristallini et al., 1995), con manteo de 30° W (Mosquera y Zapata, 1991), fue descrita como un gran corrimiento fuera de secuencia con vergencia oriental de la faja plegada y corrida de La Ramada.

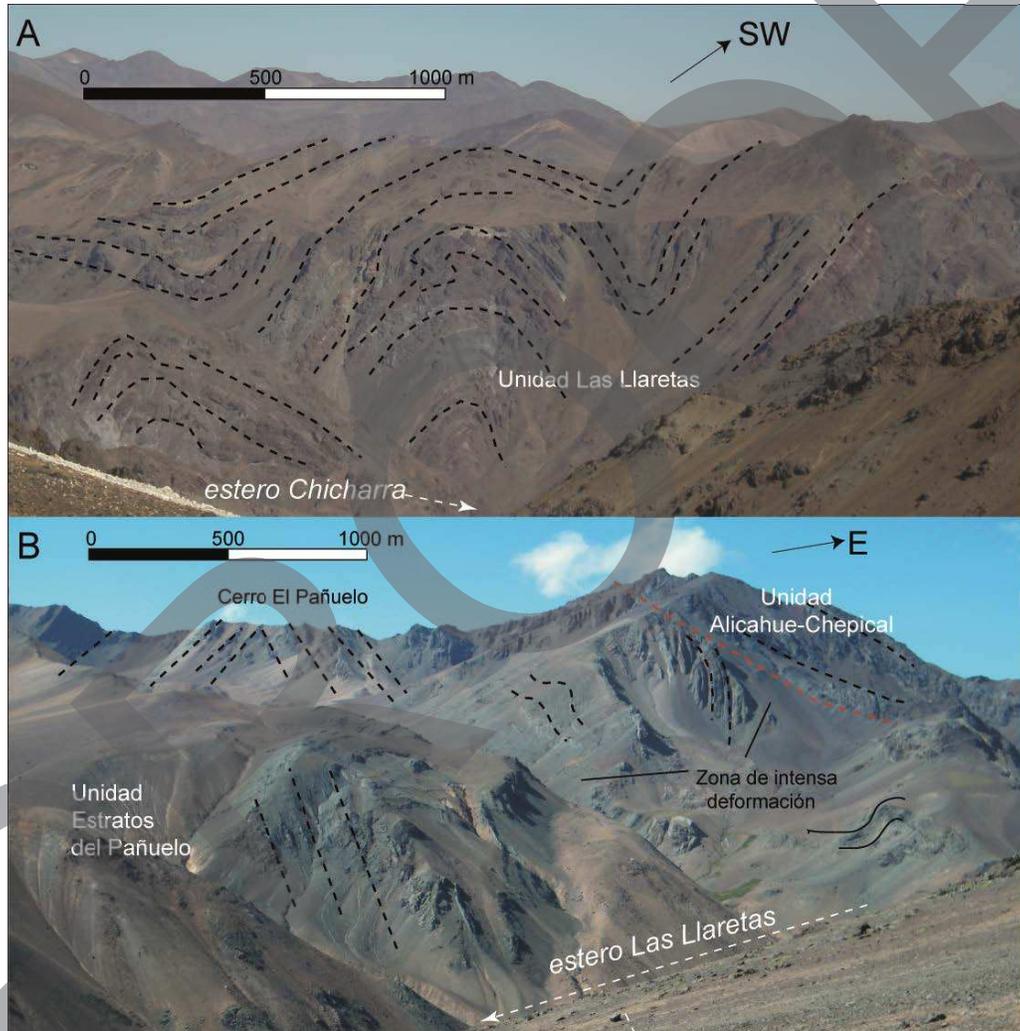


Fig. 9: Vistas de las estructuras que caracterizan a la zona de intensa deformación con rumbos NS a NNE. En ambos casos la amplitud del plegamiento es cercana a 1 km y se producen en rocas volcanoclásticas con intercalaciones de tobas. A) Vista al sur de pliegues anticlinal y sinclinal en ladera sur del valle superior del estero Chicharra, en rocas asignadas a las unidades distales. B) Vista al NNE hacia pliegue anticlinal en el cerro el Pañuelo, ladera norte al estero Las Lletas. Nótese, al este de la estructura anticlinal, línea punteada roja que indica contacto discordante y por falla (ver mapa de Fig. 7) entre unidad *Estratos del Pañuelo*, a la izquierda (formando anticlinal chevron), y la unidad *Alicahue-Chepical* suprayacente, a la derecha (flanco occidental de suave sinclinal con mejor desarrollo hacia el oriente).

6. Implicancias y correlaciones regionales

Las nuevas dataciones y las relaciones de contacto observadas en el sector occidental de este estudio, evidencian que las rocas del Cretácico Superior, que afloran a ambos lados de la zona de Falla Pocuro, subyacen a rocas asignadas a las formaciones oligocenas a miocenas Abanico y Farellones.

Las rocas miocenas sobreyacentes a la secuencia cretácica deformada, presentan manteos suaves a ambos lados de la Falla Pocuro, que indican que, si bien ha habido actividad posterior al Mioceno inferior, la mayor parte de la deformación (plegamiento y alzamiento de rocas cretácicas) se habría generado entre el Cretácico Superior y el Paleógeno (Fig. 10).

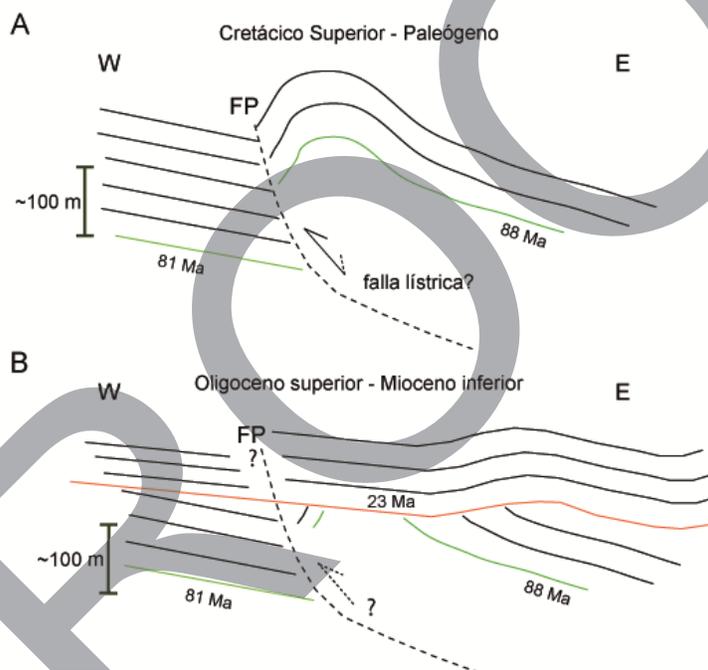


Fig. 10: Esquema de interpretación de la actividad principal de la Falla Pocuro (FP), entre el Cretácico Superior y el Paleógeno (A) y entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior (B). Se indican nuevas dataciones U/Pb en círculo de este trabajo.

Las rocas levemente deformadas del Eoceno superior-Mioceno inferior del sector occidental forman una secuencia monótona de, esencialmente, lavas andesíticas y escasas brechas volcanoclásticas. Esta monotonía dificulta la distinción entre las dos formaciones cenozoicas ampliamente reconocidas al sur de 33° S: Abanico de edad Eoceno medio a Mioceno inferior, y Farellones de edad Mioceno (mayores antecedentes en Charrier et al., 2007).

A la latitud del río Alicahue, la presencia de grandes cuerpos intrusivos miocenos, junto a la monotonía de la secuencia de lavas con leve deformación, y la falta de otros estudios petrológicos detallados, no permiten realizar con certeza tal subdivisión. Sin embargo, hacia el sur, en río Rocín, la nueva datación de 26,5 Ma en una zona donde se han reconocido discordancias progresivas (Campbell, 2005) atribuidas inicialmente al Cretácico y discordantes bajo la secuencia de lavas de la Formación Farellones (Rivano et al., 1993), permiten también realizar esta subdivisión. De esta forma, la Formación Abanico corresponde a las unidades del Oligoceno superior al Mioceno inferior de más de 18 Ma, dado que hacia el oriente éstas se encuentran subyaciendo en contacto discordante a lavas de 18 Ma (y más jóvenes) que han sido descritas como Formación Farellones (Rivano et al., 1993). La asociación de facies lávicas (unidad *Alicahue-Chepical*) pertenece en su parte inferior a la Formación Abanico, y en su parte superior a la Formación Farellones, mientras que las asociaciones de facies de predominio volcanoclástico y detrítico (unidades *Las Lletas* y *Estratos del Pañuelo*) pertenecen íntegramente a la Formación Abanico (Figs. 6 y 7).

En el Sector Oriental definido en este estudio no se observaron niveles cretácicos (Figs. 7 y 11). Las rocas más antiguas datadas tienen 23,5 Ma (*Estratos del Pañuelo*) y corresponden a los niveles más detríticos y orientales de la región de estudio.

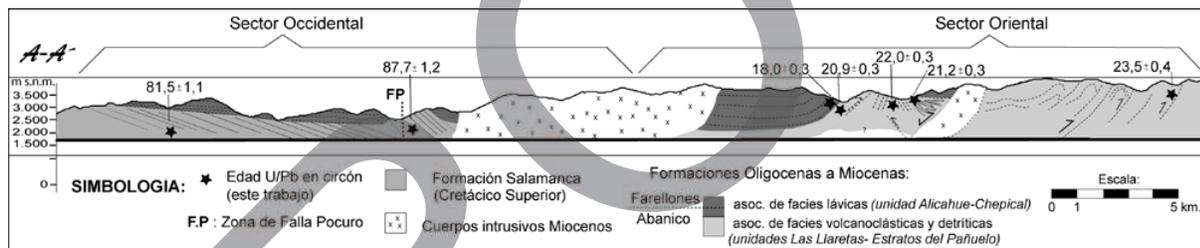


Fig. 11: Perfil esquemático integrado de unidades y estructuras observadas en la región de estudio (traza aproximada se indica en Fig. 4).

En base a la litología que caracteriza a las unidades oligocenas-miocenas descritas (Fig. 6) y la distribución areal de éstas, consideramos que las asociaciones de facies reconocidas representarían facies cercanas (proximales) o alejadas (distales), a los centros emisores del volcanismo oligo-mioceno a esta latitud; es decir, proximales o distales al arco volcánico ubicado en el sector occidental de la Cordillera Principal en territorio chileno. En este sentido, la unidad *Alicahue-Chepical*, representa las facies proximales, y las unidades *Las Lletas* y *Estratos del Pañuelo* con mayor contenido volcanoclástico y sedimentario (Fig. 6), podrían corresponder a facies distales de la anterior debido al ambiente volcánico continental de amplia extensión que puede ser inferido de la estratigrafía observada (Fig. 12). Las características litológicas, junto a las relaciones estratigráficas y de contacto, y las edades presentadas en este trabajo para las unidades descritas, permiten establecer una buena correlación con las unidades

reconocidas por autores anteriores hacia el norte y sur de la región de estudio, en base a la distribución, continuidad areal y las características estructurales y grado de deformación presentes en cada una.

La unidad *Alicahue-Chepical* (de predominio lávico), que corresponde a la más occidental de las unidades oligo-miocenas reconocidas, se presenta, en las cercanías de la Falla Pocuro, apoyada discordantemente sobre depósitos de edad cretácica, lo cual es congruente con lo observado por Mpodozis et al. (2009) al noroeste de la región de estudio. Esta unidad de predominio lávico presenta edades K-Ar en roca total (Hojas Quillota y Portillo, Rivano et al., 1993) de 24,5 Ma (al poniente de laguna Chepical), mientras que hacia el oriente, en río Blanco, obtuvimos una edad U/Pb en circón de 18 Ma (Tabla I y Apéndice I). Entre 32° S y 33° S, Rivano et al. (1993) presentan edades del Oligoceno superior al Mioceno medio para depósitos que están en continuidad con esta unidad volcánica, por lo que la correlación de éstas con las formaciones Abanico y Farellones hacia el sur se hace más evidente.

En el Sector Oriental de la Cordillera Principal chilena, al este de los ríos Leiva y Blanco, y hasta el sector más occidental del territorio argentino (Fig. 4), se encuentran rocas cenozoicas (unidades *Estratos del Pañuelo* y *Las Llaretas*), con el mismo rango de edad (Oligoceno-Mioceno), pero caracterizadas por un mayor contenido volcanoclástico con intercalaciones tobáceas y niveles detríticos (Fig. 6), en comparación al de las gruesas secuencias volcánicas andesíticas que caracterizan el sector más occidental de la Cordillera Principal a esta latitud. Las unidades distales *Las Llaretas* y *Estratos del Pañuelo*, pueden ser correlacionadas por sus características litológicas, distribución areal y por la prolongación hacia el sur de los dominios estructurales descritos por Mpodozis et al. (2009), con las formaciones Pachón (~25 - 21 Ma) y Pelambres (~33 - 25 Ma) que describen estos autores. Las dataciones obtenidas por estos autores muestran, sin embargo, un rango de edad mayor (al incluir las rocas más antiguas de la Formación Pelambres datadas al norte de 32° S) que el obtenido y presentado aquí. Esto podría explicarse debido a que hacia el nororiente, más allá de los límites de la región estudiada en este trabajo, la deformación es de piel gruesa, por lo que fallas más profundas podrían haber alzado niveles más antiguos, que en esta región de deformación de piel fina no afloran en superficie.

Las nuevas dataciones obtenidas para la unidad *Estratos del Pañuelo* (Tabla I), muestran que los depósitos con mayor contenido detrítico y esporádicamente tobáceos, se habrían acumulado entre ~24 y 21 Ma, en centros tectónicamente activos durante su depositación, dada la relación de crecimiento observada en niveles de areniscas y brechas de esta unidad (Fig. 8), así como la observación de otras evidencias (por ejemplo presencia de diques clásticos y *slumps*) que sugieren que estos niveles no se encontraban completamente consolidados al momento de deformarse. Existe además una relación discordante entre esta unidad deformada y las lavas de la Formación Farellones de 18 Ma, las cuales, a su vez y en conjunto con las subyacentes, fueron deformadas post-18 Ma (Fig. 8).

7. Discusión

Las unidades de la Formación Abanico, del Eoceno medio-superior hasta el Oligoceno superior-Mioceno inferior, reconocidas a lo largo de la Cordillera Principal entre $\sim 28^\circ$ S y 39° S, se habrían depositado en una amplia cuenca extensional (cuenca de Abanico), posteriormente invertida en un proceso de inversión tectónica durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Charrier et al., 2002, 2005, 2007 y referencias en ellos).

En una región tan extensa se espera que un evento extensivo no sea homogéneo de norte a sur; en algunos sectores se pueden acumular importantes espesores de depósitos en subcuencas limitadas por fallas normales, y en otros, en zonas donde la extensión fue limitada, se pueden generar depocentros menores o nula evidencia extensional. Lo anterior se puede dar, por ejemplo, en zonas de acomodación (rampas de relevo, fallas de transferencia), debido a que las fallas que limitan los hemigrábenes transfieren (o acomodan) la diferencia de desplazamiento entre éstos (Rosendahl, 1987). Dada esta posible heterogeneidad latitudinal, un proceso posterior de inversión tectónica puede generar a su vez variaciones latitudinales en las características estructurales y evolución de la región (Kley et al., 1999).

En la región de estudio, las rocas de la Formación Abanico en las asociaciones de facies con mayor contenido volcanoclástico (*Estratos del Pañuelo y las Llaretas* en Fig. 6), se interpretaron como facies distales, las cuales pudieron depositarse en subcuencas o depocentros, que en esta región habrían permitido la acumulación de los niveles alejados de los centros emisores. Los términos volcánicos distales que se encuentran en el Sector Oriental, corresponden principalmente a los niveles tobáceos, que pudieron cubrir extensas áreas alejadas de los centros de origen, así como a los niveles volcanoclásticos más detríticos de la secuencia. La intensa deformación de las unidades *Estratos del Pañuelo y las Llaretas* se concentra en la zona de ~ 4 km de ancho, de fallas y pliegues de rumbo esencialmente NS (Fig. 7), lo que sugiere, junto al espesor de estos depósitos en las zonas donde se observó relación de crecimiento, que ésta es una dirección preferencial para la deformación en extensión (pre 21 Ma). En este sector, la unidad *Alicahue-Chepical* sobreyace discordantemente y por falla a la unidad *Estratos del Pañuelo* (Figs. 8 y 9). La falla que deforma los niveles superiores (línea punteada roja en Fig. 9B) se ha interpretado como rampa de pared colgante despegada sobre el *synrift* de la unidad *Las Llaretas*, el cual se habría encontrado limitado por una falla NS posteriormente invertida (Figs. 8 y 11). Más aún, el estilo de plegamiento es congruente con el estilo de deformación que se genera por la interacción entre fallamiento extensional y subsecuente inversión tectónica, pues a pesar de que no se observaron directamente fallas normales preservadas, la zona tiene características que interpretamos como estructuras típicas de inversión, como *synrift* deformado en estilo “*harpoon*”, “*backthrusting*” y “*buttressing*”, así como rampa de pared colgante despegada sobre el *synrift* (Coward et al., 1991) (Figs. 8 y 9).

Las evidencias locales de extensión en este estudio, permiten interpretar que el desarrollo de depocentros activos sucedió solo en algunos sectores, lo cual podría estar

relacionado al desarrollo de una cuenca con ancho mayor (Jara et al, 2009a, Jara et al, 2012) hacia el sur de 33° S durante el Oligoceno-Mioceno inferior, y menor a la latitud de este estudio. Lo anterior, sumado a la intensa compresión posterior, podría explicar, en parte, algunas de las diferencias latitudinales observadas en perfiles transversales de la Cordillera Principal hacia el sur de 31°30' S (Jara et al., 2009, Godoy, 2011).

En el Sector Occidental de este estudio, donde afloran importantes espesores de material volcánico proximal a los centros emisores, se habrían generado depósitos volcanoclásticos y tobáceos que se habrían acumulado hacia el oriente (Fig. 12), y que las fallas normales que limitaban los depocentros donde se acumularon los depósitos distales de la Formación Abanico tenían rumbo principal ~NS y fueron activas desde antes de 21 Ma. Posteriormente fueron invertidas y se acumularon discordantemente las lavas de la Formación Farellones. Una deformación compresiva posterior a 18 Ma deformó el conjunto de rocas de las formaciones Abanico y Farellones en el sector oriental de la región estudiada.

La compleja relación de facies, así como la distribución de la deformación observada (mayor al oriente) y discordancias locales, sugiere que la deformación compresiva se habría concentrado en las rocas más incompetentes (localizadas al este de los centros volcánicos miocenos). La menor deformación que presentan los niveles volcánicos superiores (Formación Farellones), se explicaría tanto por una relación de mayor competencia (en comparación a los niveles distales clásticos de la Formación Abanico), como una probable migración del volcanismo hacia el oriente, que habría generado una cubierta volcánica post-18 Ma no afectada por las primeras etapas de inversión (Fig. 12).

El reconocimiento de 3 facies (Figs. 6 y 12), entre las cuales las unidades de mayor contenido volcanoclástico representarían a los sectores más distales en la paleogeografía del Oligoceno-Mioceno inferior, fue observado con anterioridad por Cristallini y Cangini (1993) y Cristallini et al. (1994), quienes estudiaron estas secuencias en territorio argentino, y propusieron un esquema de distribución de facies volcanoclásticas asociadas a un arco magmático, donde las facies volcánicas propiamente tales se encontrarían representadas por la Formación Juncal (y su equivalente volcánico la Formación Los Pelambres en Chile), las facies proximales por la Formación Cristo Redentor, y las distales por la Formación Diamante (Fig. 3), todas ellas atribuidas inicialmente al Cretácico. Dada la edad cenozoica de los niveles volcánicos descritos en este trabajo, y la presencia de edades cenozoicas en base a dataciones radiométricas K-Ar en territorio argentino, en rocas inicialmente interpretadas como rejuvenecidas (Cristallini, 1996a,b), es necesario distinguir cuales realmente corresponden al Cretácico y cuales corresponderían a facies distales del volcanismo oligoceno-mioceno.

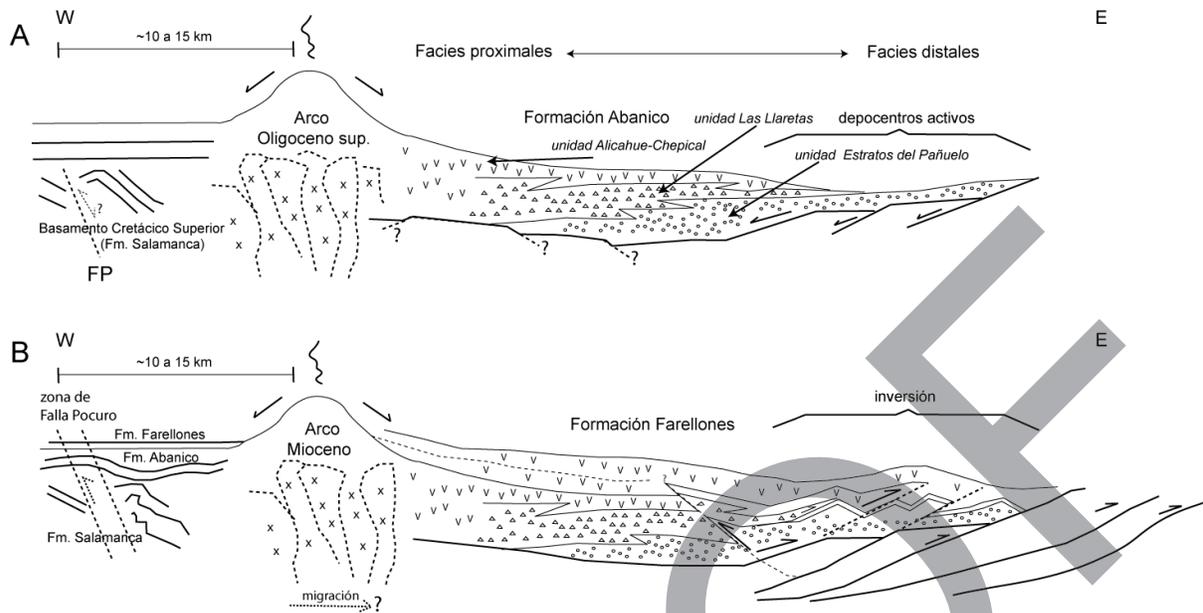


Fig. 12: Esquema paleogeográfico para la Cordillera Principal de Chile central y límite occidental argentino, durante el Oligoceno superior (A) y Mioceno (B), entre 32° S y 33° S.

Por otra parte, las formaciones Los Pelambres y Juncal, así como sus equivalentes cronoestratigráficos que inicialmente se atribuyeron al Cretácico inferior en Chile y Argentina, fueron vinculadas a un amplio arco magmático (de al menos 100 km de ancho en base a las unidades consideradas), que se habría desarrollado desde la actual Cordillera de la Costa (Fig. 2), en territorio chileno, hasta el territorio argentino (Sanguinetti y Ramos, 1993), afectado por una importante subsidencia producida por procesos extensionales en un margen convergente. En este contexto, las facies continentales y volcánicas, de las formaciones Diamante, Cristo Redentor y Juncal en Argentina y Los Pelambres en Chile (Fig. 3), conformaban la parte más oriental (arco volcánico externo), del amplio arco mesozoico, el que incluía hacia el occidente el arco volcánico interno en territorio chileno. Con los nuevos estudios, la Formación Los Pelambres deja de representar un arco externo mesozoico, quedando por identificar si los niveles volcánicos de la Formación Juncal pueden corresponder a este arco externo. Charrier et al. (2007) indican para la etapa kimberidgiana-tithoniana a albiana al sur de 30° S, una paleogeografía caracterizada por tres dominios, entre los que el arco “Lo Prado-Los Pelambres” separaría a una cuenca de antearco (Lo Prado) de una de trasarco (Mendoza-Neuquén). Este arco de “Lo Prado-Los Pelambres”, se habría extendido desde la actual Depresión Central hasta el flanco oriental de la Cordillera de la Costa (Fig. 2), dada la ubicación de los cuerpos intrusivos cretácicos. Estos autores, sin embargo, reconocen que, para esta etapa, se pueden claramente diferenciar, al sur de 32° S, dos franjas de afloramientos del arco volcánico, uno en la región costera y otra en la alta Cordillera Andina, cerca del límite fronterizo con Argentina.

De encontrarse que el grueso de los niveles volcánicos de las formaciones Los Pelambres y Juncal en la región de estudio correspondieran al Cenozoico, es necesaria una nueva interpretación paleogeográfica para el Mesozoico de los Andes centrales, pudiendo implicar la existencia de un solo arco volcánico en territorio chileno (Fig. 13), de menor extensión areal que la supuesta en base a los depósitos volcánicos de las formaciones Juncal y Pelambres, y una amplia cuenca de trasarco con depocentros representados por los miembros más profundos, tanto en Chile como en Argentina. En esta cuenca se habría desarrollado actividad volcánica alejada del arco, de mucho menor volumen que en la región occidental, y que habría permitido la presencia de niveles volcánicos dentro de las secuencias de trasarco. Una situación similar fue interpretada para las unidades volcano-sedimentarias al norte de 31° S (Oliveros et al., 2012), quienes presentan evidencias de un volcanismo de trasarco durante el inicio del ciclo Andino, como una alternativa a las hipótesis de arco externo, con que se ha intentado explicar la franja volcánica situada al este del arco volcánico del Jurásico Medio-Cretácico Tardío.

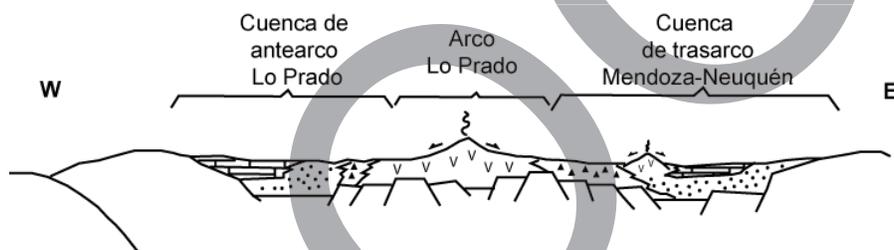


Fig. 13: Sección paleogeográfica esquemática de la segunda subetapa (Kimmeridgiano a Cretácico temprano) de la 1ª Etapa del Ciclo Andino, entre 32° S y 33° S. Modificado de Charrier et al. (2007).

Hacia el oriente, el estudio de los depósitos sinorogénicos de la cuenca neógena de Manantiales (32°-32°30' S) en la Provincia de San Juan en Argentina (Pérez, 2001), indica que la base de ésta puede ser datada en ~ 20 Ma. Esto sugiere, según ese autor, que la deformación y alzamiento de las áreas fuente de estos depósitos (de cordones al W de la cuenca) habría comenzado en el Mioceno temprano. Esto, sumado a la presencia de lavas andesíticas que sobreyacen discordantemente sobre estructuras de la faja plegada y corrida de La Ramada, indicaría un rango para el alzamiento Andino a estas latitudes entre 20 y 10 Ma (Pérez y Ramos, 1996), con un último levantamiento ocurrido durante el Plioceno-Pleistoceno (Pérez, 2001). Las rocas fuentes identificadas para los depósitos sinorogénicos de la cuenca de Manantiales corresponden a las rocas andesíticas de la Formación Doña Ana (29°-30° S) de edad Mioceno inferior, interpretadas como de ambiente de retroarco (Pérez, 2001). Este autor indica, además, que esta correlación permite inferir el inicio del volcanismo y el alzamiento de la Cordillera Principal en la región de Manantiales cerca de ~20 Ma. Posteriormente se ha incluido a las formaciones Tilito (27 a 23 Ma) y Escabroso (21,5 a 17,5 Ma) en el Grupo Doña Ana, y trabajos actuales presentan evidencias de un período extensional

durante la acumulación de la formación inferior de este Grupo (Formación Tilito) (Winocur, 2010; Winocur y Ramos, 2008, 2012). Los nuevos datos geocronológicos aquí presentados, permiten interpretar las rocas que afloran en la región de este estudio como posibles áreas fuente para estos depósitos sinorogénicos.

8. Conclusiones

7.1 Estratigrafía y nuevos datos geocronológicos:

Se presentan en este estudio 8 nuevas dataciones radiométricas U/Pb en circón, de las cuales 2 corresponden a rocas de la Formación Salamanca (Cretácico Superior), 5 a la Formación Abanico (Eoceno a Mioceno inferior) y 1 a la Formación Farellones (Mioceno superior temprano), lo cual reafirma la ya sugerida edad cenozoica de gran parte de las rocas que conforman la Cordillera Principal de Chile central y límite con Argentina a esta latitud.

En el Sector Occidental de este estudio, al oeste de la Falla Pocuro, se obtuvo una edad de $81,5 \pm 1,1$ Ma, mientras que hacia el este, la Falla Pocuro habría alzado niveles inferiores de la Formación Salamanca (Cretácico Superior), de los cuales se obtuvo una edad de $87,7 \pm 1,2$ Ma. Esta secuencia del Cretácico Superior subyace de forma discordante a una secuencia de rocas volcánicas de la Formación Abanico.

Los depósitos volcánicos, volcanoclásticos y sedimentarios oligocenos a miocenos de la región cordillerana comprendida entre 32° S y $32^\circ 15'$ S, se pueden agrupar en tres unidades que corresponden a asociaciones de facies relacionadas al volcanismo oligoceno-mioceno: 1) unidad *Alicahue-Chepical*: corresponde a una asociación de facies con predominio lávico, 2) unidad *Las Lletas*: asociación de facies con predominio volcanoclástico y 3) unidad *Estratos del Pañuelo*: asociación de facies con predominio detrítico. Las tres unidades forman parte de la Formación Abanico; mientras que la parte alta de algunos cerros está formada por lavas de la Formación Farellones, que en algunos sectores se presenta discordante sobre la anterior. Sin embargo, la monotonía litológica y baja deformación en otros sectores donde la Formación Farellones se presenta concordante o pseudoconcordante sobre la Formación Abanico, no permite hacer una diferenciación certera entre ambas formaciones sin otras metodologías de estudio.

Las relaciones de contacto y la relación espacial (con los miembros más volcánicos en el sector occidental de la región y los más clásticos al oriente), junto a las evidencias de depósito sintectónico en la unidad de predominio detrítico, muestran una relación de facies para el volcanismo oligoceno-mioceno (proximales a distales de occidente a oriente), con probables depocentros limitados por fallas extensionales en el Sector Oriental. La distribución de estas unidades sugiere que la unidad *Alicahue-Chepical*, expuesta entre la Falla Pocuro al oeste y la línea de los ríos Leiva y Blanco al este,

corresponde a los depósitos más proximales a los centros volcánicos, mientras que las otras dos unidades corresponden a depósitos distales. De la unidad distal *Estratos del Pañuelo*, se obtuvieron edades U/Pb en circón de $21,2 \pm 0,3$ Ma, $22,0 \pm 0,3$ y $23,5 \pm 0,4$ Ma; de la unidad *Las Lletas*, se obtuvo una edad de $20,9 \pm 0,3$ Ma; y de la unidad proximal *Alicahue-Chepical*, de $26,5 \pm 2,3$ y $18,0 \pm 0,3$ Ma.

7.2 Eventos de deformación inferidos

En el Sector Occidental de la región de estudio, la Falla Pocuro habría tenido su actividad principal posterior a 81,5 Ma, generando el fallamiento, plegamiento y basculamiento de las rocas de la Formación Salamanca (Cretácico Superior), con movimientos inversos de vergencia occidental. Estos niveles subyacen una gruesa secuencia volcánica proximal del Mioceno inferior; la cual presenta un plegamiento suave afectado por movimientos tardíos y menos importantes de ésta estructura. La presencia de discordancias angulares que separan ambas unidades, permite inferir que las rocas miocenas “sellan” la deformación principal en continuidad areal a ambos lados de la zona de Falla Pocuro. Es decir, se limita la actividad principal de la Falla Pocuro para períodos pre-miocenos.

El grado de deformación observado es creciente hacia el oriente. La estructuración de mayor persistencia y rumbo ~NNO tiene su límite oriental, en lado argentino, en la Falla Río Teatinos-Río Volcán. En el sector oriental de este estudio, en territorio chileno, existe una interferencia entre las estructuras NNO anteriores y una serie de estructuras de rumbo ~NS. Esta orientación NS parece corresponder a una dirección preferencial para estructuras normales posteriormente invertidas, las cuales habrían limitado subcuencas o depocentros aislados en que se podían acumular las potentes secuencias volcanoclásticas distales del Oligoceno superior-Mioceno inferior; mientras que la orientación NNO ha sido descrita como una orientación preferencial para las estructuras de la faja plegada y corrida de La Ramada.

En base a los nuevos antecedentes aquí expuestos, es posible reconocer al menos tres etapas en la evolución de los productos volcánicos del Oligoceno-Mioceno: 1) Una etapa extensiva de edad Oligoceno superior en la región oriental de la zona de estudio, en los sectores que limitan los productos de la unidad distal *Estratos del Pañuelo*, evidenciado por las estructuras sintectónicas que fueron observadas en éstos depósitos, 2) Un evento compresivo previo a 18 y posterior a 21 Ma, y 3) Una deformación tardía de vergencia oriental (post-18 Ma) que afecta a las formaciones Abanico y Farellones, cuya intensidad es mayor en el sector oriental.

Agradecimientos

Esta contribución es parte del estudio financiado por la Beca de Doctorado en Chile de CONICYT. Agradezco el importante aporte del proyecto ACT-18 y el *Advanced Mining Technology Center* (AMTC) en el financiamiento de las campañas de terreno. También quisiera agradecer el financiamiento de las dataciones geocronológicas por la Beca de Apoyo a la Tesis Doctoral de CONICYT y a los investigadores V. Valencia (Washington State University) y M. Fanning (Australian National University) a cargo de los análisis. La autora agradece en especial la valiosa contribución en la discusión a los colegas C. Mpodozis (AM), C. Marquardt (AM), Carlos Venegas (Sernageomin), J. Piquer (Codelco), D. Sellés (AURUM), G. Pineda (Energía Andina), V. Ramos (UBA), F. Barra (U. de Chile) y M.P. Rodríguez (U. de Chile), y en particular la minuciosa revisión de los editores M. Suárez (Sernageomin), Luis Lara (Sernageomin), E.O. Cristallini (UBA), L. Giambiagi (IANIGLA) y E. Godoy (DOH).

Referencias

- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 pp.
- Aguirre, L., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, C. A., Rivano, S., Thiele, R., Tidy, E., Vergara, M. y Vicente, J.-C., 1974. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°- 35°S) of the Southern Andes: Pacific. *Geology*, 8, 1-38.
- Aguirre, L., Robinson, D., Bevins, R. E., Morata, D., Vergara, M., Fonseca, E. y Carrasco, J., 2000. A low-grade metamorphic model for the Miocene volcanic sequences in the Andes of central Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43, 83-93.
- Arias, L., 1984. Geología y perspectivas económicas del área comprendida entre los ríos Rocín e Hidalgo, Provincia de San Felipe de Aconcagua. Memoria de título, Universidad de Chile. 104p.
- Armijo R., Rauld R., Thiele R., Vargas G., Campos J., Lacassin R. y Kausel E., 2009. The West Andean Thrust (WAT), the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago (Chile). *Tectonics* 29(2): TC2007. 34p. doi:10.1029/2008TC002427
- Astaburuaga, D., Farias, M., Charrier, R. y Tapia, F., 2012. Geología y estructuras del límite Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36° S, región del Maule, Chile. XIII Congreso Geológico Chileno, Actas p.250-252. Antofagasta, Chile.
- Cahill, T. e Isacks, B., 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97(B12):17503-17529.
- Campbell, D., 2005. Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 113 p.
- Carter, W. y Aguirre, L., 1965. Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the central Valley Graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 76, p. 651-664.
- Cegarra, M. y Ramos, V.A, 1996. La Fala Plegada y Corrida del Aconcagua. En: Ramos, V.A. (ed.) Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Anales 24, 387-422.

Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C. y Knaack, C., 2006, U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 7, p. 1-14.

Charrier, R., 1973. *Geología de las Provincias O'Higgins y Colchagua*. Instituto de Investigación de Recursos Naturales (IREN), Santiago, Publication 7.

Charrier, R., 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinean – Chilean Andes (32-35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zbl. Geol. Paläontol., Stuttgart* 1, 344-355.

Charrier, R., 1984. Areas subsidentes en el borde occidental de la cuenca tras-arco jurásico-cretácica. Cordillera Principal Chilena entre 34° y 34°30'S. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II:107-124, Buenos Aires, Argentina.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M.C. y Novaceck, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, N° 2, p. 1-30.

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

Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, E.; Flynn, J.; Iturra, I.; Muñoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R. y Wyss, A., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236(1-2): 43-77.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in: *Geology of Chile*, Chapter 3 (Moreno, T. & Gibbons, W., editors), The Geological Society, London, Special Publication, 21-116.

Coira, B., Davidson, C., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Special Issue, 18, 303–332.

Coward, M.P., Gillcrist, R., Trudgill, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. *Geological Society*, London, Special Publications 56, 93–112.

Cristallini, E.O. y Cangini, A., 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcán, Alta cordillera de San Juan. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: 85-92, Buenos Aires.

Cristallini, E.O., Kay, S.M. y Ramos, V.A., 1994. Geoquímica de las volcanitas cretácicas y terciarias aflorantes en el límite argentino-chileno a los 32° de latitud sur. *VII Congreso Geológico Chileno*, Actas II: 1311-1315, Concepción

Cristallini, E., Alvarez, P., Pérez, D. y Ramos, V., 1995. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina*, revista 49 (1-2) (1994):165-183. Buenos Aires, Argentina.

Cristallini, E., 1996a. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. Tesis Doctoral. Departamento de Ciencias geológicas. Universidad de Buenos Aires. Argentina.

Cristallini, E., 1996b. La Faja Plegada y Corrida de la Ramada. En: Ramos, V.A. (ed.) Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Anales 24, 349–386.

Cristallini, E. y Ramos, V., 1996. Los depósitos continentales cretácicos y volcanitas asociadas. En: Ramos, V.A. (ed.) Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Anales 24, 231–273.

Cristallini, E., Alvarez, P., Pérez, D. y Ramos, V., 1996. Carta Geológica de la región de La Ramada. Escala 1:100.000. Servicio Geológico Nacional, Argentina.

Dickinson, W.R. y Gehrels, G.E., 2003. U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolianite sandstones of the Colorado Plateau, USA: Paleogeographic implications: *Sedimentary Geology*, v. 163, p. 29-66.

Farías, M.; Comte, D.; Charrier, R.; Martinod, J.; David, C.; Tassara, A.; Tapia, F. y Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, Vol. 29, TC3006.

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Fock, A., Charrier, R. Farías, M., Makshev, V., Fanning, M. y Álvarez, P. 2005. Exhumation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Barcelona, Spain, Extended Abstracts, 273–276

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M., 2006a. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial 6*, 48e55.

Fock, A., Charrier, R., Makshev, V., Farías, M., Álvarez, P., 2006b. Evolución cenozoica de los Andes de Chile Central (33°-34°S). XI Congreso Geológico Chileno vol II, 205e208.

Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile central (33°S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 398 p., Santiago.

Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L. y Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile* 29(2): 207-225.

Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E. y Álvarez, P.P., 2002a. Deformational History of the Andes, between 33° and 34° South Latitude, Chile and Argentina. V ISAG, Toulouse, 16-18 September 2002, 247-250.

Giambiagi, L. B. y Ramos, V. A., 2002b. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 101-116.

Godoy, E., 1988. Y Klohn tenía razón: La Formación Colimapu recupera sus miembros basales. *Proceedings 5th Congreso Geológico Chileno*, Santiago, 3, H101–H120.

Godoy, E., 1991. El corrimiento El Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el río Cachapoal, Chile central. 6th Congreso Geológico Chileno, 515–519.

Godoy, E. y Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°–34°: nuevos datos en la Cordillera Principal. *Proceedings 7th Congreso Geológico Chileno*, Concepción, **2**, 1344–1348.

Godoy, E., Navarro, M. y Rivera, O., 1996. Zonas triangulares en el borde occidental de la Cordillera Principal (32°30'-34°30'), Chile: una solución a la paradoja Abanico-Farellones. In *XIII Congreso Geológico Argentino, y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires, vol. 2, 373-381.

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

Godoy, E., 2011. Structural setting and diachronism in the Central Andean Eocene to Miocene volcano tectonic basins. In Salfity, J.A. & Marquillas, R.A. (eds) *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina*. Salta: Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta, 155–167.

Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E.R. 2000. Geodynamics of fl at subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin: *Tectonics*, v. 19, p. 814–833, doi:10.1029/1999TC001152.

Jara, P., Piquer, J., Pinto, L., Arriagada C., Charrier, R. y Rivera, O., 2009a. Perfiles estructurales de la Cordillera Principal de Chile Central; resultados preliminares. *XII Congreso Geológico Chileno*, Sesión 9-038, 4 pp., Santiago.

Jara, P., Charrier, R., Fariás, M. y Arriagada, C., 2009b. Geometric reconstruction and trishear model of folding: a case study in the western Principal Cordillera, Central Chile (34°15'S – 34°30'S). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **29**: 413-418.

Jara, P., y Charrier, R., 2011. Perfil estructural en la Alta Cordillera de, Chile central a 32°15'S, 2011. *Actas XVIII Congreso Geológico Argentino*. Neuquén, Patagonia, Argentina.

Jara, P., Likerman, J., Cristallini, E., Ghiglione, M., Pinto, L., Charrier R. y Jara, C., 2012. Analogue models of basins affected by differential deformation in extensional and compressional regimes. *XIII Congreso Geológico Chileno*, Actas. Antofagasta, Chile.

Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, **20**, 308-324.

Kay, S. M., Godoy, E. y Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central-Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **117**, 67–88.

Kley, J., Monaldi, C. R. and Salfity, J. A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, **301**, 75–94.

Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95 p.

Levi, B. y Aguirre, L., 1981. Enialic spreading-subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, **138**, 75–81.

Levi, B. y Nyström, J.O., 1982. Spreading subsidence and subduction in central Chile: a preliminary geochemical test in Mesozoic Paleogene rocks. III Congreso Geológico Chileno. Actas I(B): 2836, Concepción, Chile.

Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.0 A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Special publication No. 4, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Calif., 71 p.

Maksaev, V., Zentilli, M., Munizaga, F. y Charrier, R., 2003. Denudación/alzamiento del Mioceno Superior – Plioceno Inferior de la Cordillera de Chile Central (33°-35°S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Sesión Temática 1.

Maksaev, V., Munizaga, F., Zentilli, M. y Charrier, R., 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33-35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. *Andean Geology* 36 (2): 153-171.

Moscoso, R., Padilla, H. y Rivano, S., 1982. Hoja Los Andes, Región de Valparaíso. Servicio nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°52, 67p.

Mosquera, A. y Zapata, T., 1991. Análisis e interpretación estructural de las cordilleras casa de Piedra y del Medio, sur de la Cordillera Principal sanjuanina, Argentina. VI° Congreso geológico Chileno. Actas: 742-746, Viña del Mar, Chile.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas, M.T. y Reinemund, J.A. (Ed.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources: 59-90*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series 11, Houston

Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C. y Perelló, J., 2009. Geocronología U/Pb y tectónica de la región Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina. XII Congreso Geológico Chileno. Santiago, Chile. Actas Digitales.

Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J.O., Feraud, G. y Demant, A., 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50pS). *Revista Geológica de Chile*, 33(1), 109-140.

Munizaga, F. y Vicente, J.C., 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo mioceno en los Andes del Aconcagua (La. 32-33° S): Datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, 16, 3-21.

Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D. y Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). *Geological Society of America, Bulletin* 115(12), 1523-1537.

Oliveros, V., Labbé, M., Rossel P., Charrier, R. y Encinas, A., 2012. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27°30'-28°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 37 (2012) 25-40.

Paces, J. y Miller, J., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota; geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research* 98(B8): doi: 10.1029/93JB01159. issn: 0148-0227.

- Padilla, H., 1981. Contribución a la Geología y Petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 33°45'S y 33°S. Memoria de título. Universidad de Chile, 329p.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, N° 3, p. 233-284.
- Pérez, D.J. y Ramos, V.A., 1996. Los depósitos sinorogénicos. En: Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, *Anales* 24, 387-422.
- Pérez, D.J., 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14. 693-705.
- Ramos, V.A., 1988. The Tectonics of Central Andes: 30° to 33°S latitude. En S. Clark y D. Burchfiel (eds). *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America. Special Paper 218:31-54.
- Ramos, V.A. y Cingolani, C., 1989. La granodiorita Matienzo, intrusivo mioceno de la Alta cordillera de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 43(3) (1988): 404-408, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Rivano, S., Aguirre-Urreta, M.B., Godoy, E. y Lo Forte, G.L., 1990. El Mesozoico del cordón del Límite entre Portezuelo Navarro y Monos de Agua (Chile-Argentina). XI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 43-46, San Juan.
- Ramos, V.A. y Aguirre-Urreta, M.B., 1992. El Neocomiano de los Andes Centrales de Argentina y Chile. III Congreso geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas Simposios 4: 75-79, Salamanca.
- Ramos, V.A., 1996. Evolución Tectónica de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza. En: Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, *Anales* 24, 447-460.
- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Cegarra, M., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F. y Pérez, D., 1996a. Geología de la región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Argentina. Subsecretaría de la Nación, *Anales* 24, 510 pp.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996b. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200.
- Ramos, V.A., 1999. El Segmento de Subducción Subhorizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos. *Acta Geológica Hispánica*, v. 32 . no 7, p. 5-16
- Ramos, V. A., Cristallini, E. y Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 59-78.
- Rauld, R. 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis para el grado de Doctor en Ciencias mención Geología. Departamento de Geología Universidad de Chile. Santiago, 311 p.

Rivano, S., 1984. Geología del Meso-Cenozoico entre los 31° y 33° Lat. Sur. En Seminario Actualización de la Geología de Chile. Apuntes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Miscelánea 4: k1-k17, Santiago.

Rivano, S., E. Godoy, M. Vergara y R. Villarroel, 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34°S). Revista Geológica de Chile 17(2): 205-214, Santiago.

Rivano, S. y Sepúlveda, P., 1991. Hoja Illapel. Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 69, 1-132.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. y Espiñeira, D., 1993. Mapa Geológico de las Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 73

Rivano, S., 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Inédito. 202p.

Rivera, O. y Cembrano, J., 2000. Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas oligo-miocénicas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00'-34°30'S). IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, vol. 2, 631-636.

Rosendahl, B.R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 15: 445-503.

Sanguinetti, A.S. y Ramos, V.A., 1993. El volcanismo de arco mesozoico. En V.A. Ramos (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I(10): 115-122, Buenos Aires.

Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'- 33°30'S, 70°30'- 70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y Geoquímica. Tesis Doctoral, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, 154 pp.

Sellés, D., 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, vol. 1, 555-558.

SERNAGEOMIN. 2002. Mapa Geológico de Chile, escala 1: 1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.

Tunik, M y Álvarez, P., 2008. Análisis y edad de la sección calcárea de la Formación Las Chilcas (Chile) y sus implicancias para la correlación con unidades de Argentina. Rev. Asoc. Geol. Argent. v. 63 n. 3, Buenos Aires.

Vergara, M. y Drake, R., 1978. Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. Revista Comunicaciones, Vol. 23, p. 1-11.

Vergara, M., Morata, D., Villarroel, R., Nyström, J. y Aguirre, L., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rock from "Cerro El Abanico", Santiago Andean Cordillera (33°30' S, 70° 30' - 70° 25' W). Proceedings Fourth ISAG, Göttingen (Germany), p. 785-788.

Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by Ion Microprobe. In Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes (Mc Kibben, M.A.; Shanks, W.C.; Ridley, W.I.; editors). Reviews in Economic Geology 7: 1-35.

Winocur, D. y Ramos, V., 2008. Geología y Estructura del sector norte de la Alta Cordillera de la provincia de San Juan. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 166-167, Jujuy.

Winocur D., 2010. Geología y estructura del Valle del Cura y el sector central del Norte Chico, provincia de San Juan y IV Región de Coquimbo, Argentina y Chile. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires. (inédito) 354 p. Buenos Aires.

Winocur, D. y Ramos, V., 2012. Oligocene Extensional Tectonics at the Main Andes. Valle del Cura Basin, San Juan Province, Argentina. XIII Congreso Geológico Chileno, Actas p.250-252. Antofagasta, Chile.

Yrigoyen, M.R., 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. I Congreso Geológico Chileno, Actas I: 168-190, Santiago.

Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En J.C.M. Turner (ed.) Segundo Simposio Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694, Córdoba.

Zurita, E., 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico=Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 156 p.

APENDICE 1: Resultados dataciones U/Pb en circón.

Material Utilizado

Se dataron 8 muestras (Tablas I a III), 6 de ellas (AL-4, AL-38, AL-17, AL-22, AL-10, RR-01) pertenecientes a las unidades oligocenas-miocenas descritas (Fig. 7) y 2 (CS-3 y AP-19) a niveles cretácicos en el Sector Occidental de la región estudiada (Fig. 4).

La muestra AL-4 corresponde a una toba cristalina intercalada en una secuencia de lavas andesíticas en el sector adyacente al río Blanco (Fig. 4), en los afloramientos orientales de la unidad *Alicahue-Chepical*, donde las rocas comienzan a involucrarse en la intensa deformación que se observa hacia el este de la línea formada por los ríos Leiva y Blanco (Fig. 7). La muestra AL-38 corresponde a una toba cristalina en el sector del río Leiva (Fig. 4) colectada a la cota de 2.737 m s.n.m y estratigráficamente bajo la unidad de predominio lávico en rocas de la unidad *Las Lletas*, que se encuentran intensamente deformadas. La muestra proviene de una capa con manteo de 60° W.

Se dataron 2 muestras de la unidad *Estratos del Pañuelo*, AL-17 corresponde a una toba vítrea intercalada en una secuencia deformada de 1 km de espesor de areniscas e intercalaciones tobáceas, ubicada a 3.240 m s.n.m. en el flanco oriental de un anticlinal (Fig. 4 y 9B); mientras que AL-22, corresponde a una arenisca, de la cual se obtuvieron

circones detríticos cuya edad presenta un 95% de confiabilidad para un grupo de 53 circones. Esta muestra se ubica en la ladera sur del estero Las Lletas, bajo la discordancia que separa la unidad *Estratos del Pañuelo* de la unidad *Alicahue – Chepical* (Fig. 8).

La muestra AL-10, la más oriental datada en este estudio (Fig. 4), se encuentra en territorio argentino, al este del paso fronterizo Las Lletas, y corresponde a una toba vítrea intercalada en una sucesión de areniscas rojas de la unidad *Estratos del Pañuelo*, que forma una delgada franja dentro de una lámina tectónica que miente ~55° W, a una altura de 3.471 m s.n.m.

Hacia el SO, 10 km al este de la zona de Falla Pocuro, por el río Rocín, se colectó la muestra RR-01, a una altura de ~2.265 m s.n.m., las cuales corresponden a lavas andesíticas porfíricas deformadas de la unidad *Alicahue-Chepical* de la Formación Abanico que forman el flanco oriental de un anticlinal, con cambios progresivos de manto de 10° hasta ~50° E. Sobreyacen a estas rocas niveles de la Formación Farellones subhorizontales (Rivano et al. 1993; Campbell, 2005).

Sumado a las 6 dataciones de rocas oligo-miocenas de las unidades anteriores, se obtuvieron 2 dataciones en rocas tobáceas colectadas en el sector occidental de la Cordillera Principal a esta latitud (Fig. 4). La primera (AP-19), fue obtenida en la zona de Falla Pocuro, en la ladera sur del valle del río Alicahue, a la cota 1.986 m s.n.m. La segunda (CS-3), colectada a una altura de 1.863 m s.n.m., en el sector del valle del río Sobrante (Fig. 4), en la secuencia subyacente a la discordancia angular descrita en este sector (Fig. 5).

Tabla II: Resultados analíticos de las dataciones U/Pb en circón mediante LA-ICP-MS.

| sample | U | Th | 238U | 1 sigma | 207Pb | 1 sigma | 206/238 | 1 sigma | 207/206 | 1 sigma | Best | 1 sigma |
|---------|------|------|----------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|------|---------|
| name | ppm | U | 206Pb | % error | 206Pb | % error | age | abs err | age | abs err | age | abs err |
| | | | | | | | | | | | | Ma |
| AL04_23 | 137 | 0,47 | 346,1617 | 3,57% | 0,0432 | 6,91% | 18,6 | 0,7 | 0,0 | 8,7 | 18,6 | 0,7 |
| AL04_22 | 159 | 0,82 | 361,2312 | 3,79% | 0,0519 | 5,22% | 17,8 | 0,7 | 279,6 | 115,2 | 17,8 | 0,7 |
| AL04_21 | 454 | 0,49 | 373,9270 | 2,64% | 0,0467 | 3,23% | 17,2 | 0,5 | 31,8 | 75,7 | 17,2 | 0,5 |
| AL04_19 | 245 | 0,63 | 351,6166 | 2,78% | 0,0460 | 5,06% | 18,3 | 0,5 | 0,5 | 117,1 | 18,3 | 0,5 |
| AL04_18 | 621 | 0,78 | 349,1310 | 1,96% | 0,0466 | 2,85% | 18,4 | 0,4 | 29,5 | 67,0 | 18,4 | 0,4 |
| AL04_17 | 886 | 0,98 | 346,9819 | 1,78% | 0,0462 | 2,31% | 18,6 | 0,3 | 9,9 | 54,7 | 18,6 | 0,3 |
| AL04_16 | 1187 | 0,47 | 354,4396 | 1,70% | 0,0485 | 1,95% | 18,2 | 0,3 | 121,9 | 45,4 | 18,2 | 0,3 |
| AL04_15 | 210 | 0,76 | 375,1448 | 3,48% | 0,0524 | 5,61% | 17,2 | 0,6 | 302,0 | 123,1 | 17,2 | 0,6 |
| AL04_14 | 181 | 0,45 | 347,3688 | 3,64% | 0,0480 | 5,83% | 18,5 | 0,7 | 100,8 | 132,5 | 18,5 | 0,7 |
| AL04_13 | 121 | 0,55 | 351,6920 | 4,91% | 0,0426 | 9,34% | 18,3 | 0,9 | 0,0 | 26,6 | 18,3 | 0,9 |
| AL04_12 | 70 | 0,66 | 360,2207 | 5,12% | 0,0465 | 12,50% | 17,9 | 0,9 | 0,0 | 301,3 | 17,9 | 0,9 |
| AL04_11 | 1477 | 0,94 | 366,4645 | 2,35% | 0,0463 | 2,15% | 17,6 | 0,4 | 13,6 | 50,9 | 17,6 | 0,4 |
| AL04_8 | 628 | 0,86 | 374,0156 | 2,38% | 0,0461 | 2,87% | 17,2 | 0,4 | 3,0 | 67,7 | 17,2 | 0,4 |

| | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------|----------|-------|--------|-------|------|-----|--------|-------|------|-----|
| AL04_7 | 184 | 0,49 | 376,9704 | 5,16% | 0,0727 | 6,54% | 17,1 | 0,9 | 1005,2 | 127,4 | 17,1 | 0,9 |
| AL04_6 | 753 | 1,02 | 348,9493 | 2,28% | 0,0455 | 2,75% | 18,4 | 0,4 | 0,0 | 35,9 | 18,4 | 0,4 |
| AL04_3 | 308 | 0,61 | 360,9426 | 3,03% | 0,0515 | 4,45% | 17,8 | 0,5 | 262,2 | 99,1 | 17,8 | 0,5 |
| AL04_2 | 960 | 0,65 | 358,7771 | 2,05% | 0,0480 | 2,36% | 17,9 | 0,4 | 101,7 | 54,9 | 17,9 | 0,4 |
| AL04_1 | 1064 | 0,66 | 356,1006 | 2,00% | 0,0465 | 2,12% | 18,1 | 0,4 | 25,5 | 50,1 | 18,1 | 0,4 |
| | | | | | | | | | | | | |
| AL10_24 | 531 | 0,69 | 267,0501 | 2,24% | 0,0479 | 2,57% | 24,1 | 0,5 | 93,6 | 59,8 | 24,1 | 0,5 |
| AL10_23 | 689 | 0,72 | 274,3617 | 1,98% | 0,0478 | 2,18% | 23,5 | 0,5 | 87,0 | 50,8 | 23,5 | 0,5 |
| AL10_22 | 265 | 0,48 | 281,7258 | 3,65% | 0,0562 | 4,61% | 22,8 | 0,8 | 458,8 | 99,1 | 22,8 | 0,8 |
| AL10_21 | 659 | 0,71 | 269,1110 | 2,16% | 0,0465 | 2,74% | 23,9 | 0,5 | 25,8 | 64,5 | 23,9 | 0,5 |
| AL10_20 | 885 | 0,80 | 265,5089 | 1,63% | 0,0495 | 1,99% | 24,2 | 0,4 | 169,8 | 45,9 | 24,2 | 0,4 |
| AL10_19 | 1475 | 0,73 | 281,5084 | 2,61% | 0,0539 | 2,02% | 22,9 | 0,6 | 365,7 | 45,0 | 22,9 | 0,6 |
| AL10_18 | 621 | 0,70 | 255,0530 | 2,55% | 0,0612 | 2,72% | 25,2 | 0,6 | 644,7 | 57,5 | 25,2 | 0,6 |
| AL10_17 | 449 | 0,63 | 273,8814 | 1,96% | 0,0463 | 3,16% | 23,5 | 0,5 | 15,7 | 74,2 | 23,5 | 0,5 |
| AL10_16 | 161 | 0,82 | 275,1661 | 3,25% | 0,0465 | 5,14% | 23,4 | 0,8 | 24,7 | 118,8 | 23,4 | 0,8 |
| AL10_15 | 457 | 0,75 | 273,2414 | 1,98% | 0,0465 | 3,38% | 23,5 | 0,5 | 21,3 | 79,3 | 23,5 | 0,5 |
| AL10_14 | 806 | 0,63 | 265,3757 | 2,56% | 0,0490 | 2,22% | 24,2 | 0,6 | 147,6 | 51,2 | 24,2 | 0,6 |
| AL10_13 | 665 | 0,74 | 287,1280 | 1,97% | 0,0455 | 2,32% | 22,4 | 0,4 | 0,0 | 26,6 | 22,4 | 0,4 |
| AL10_12 | 469 | 0,46 | 284,6863 | 1,38% | 0,0465 | 1,75% | 22,6 | 0,3 | 25,5 | 41,4 | 22,6 | 0,3 |
| AL10_11 | 611 | 0,98 | 269,6367 | 2,10% | 0,0469 | 3,02% | 23,9 | 0,5 | 42,8 | 70,8 | 23,9 | 0,5 |
| AL10_9 | 1089 | 0,77 | 265,2861 | 2,17% | 0,0518 | 3,11% | 24,3 | 0,5 | 278,5 | 69,7 | 24,3 | 0,5 |
| AL10_8 | 757 | 0,78 | 274,9401 | 2,48% | 0,0468 | 3,61% | 23,4 | 0,6 | 38,2 | 84,1 | 23,4 | 0,6 |
| AL10_7 | 435 | 0,67 | 273,3108 | 1,37% | 0,0465 | 1,79% | 23,5 | 0,3 | 22,4 | 42,4 | 23,5 | 0,3 |
| AL10_6 | 342 | 0,98 | 280,1689 | 1,87% | 0,0460 | 2,22% | 23,0 | 0,4 | 0,1 | 52,3 | 23,0 | 0,4 |
| AL10_5 | 206 | 0,74 | 265,6039 | 3,26% | 0,0423 | 4,41% | 24,2 | 0,8 | 0,0 | 0,0 | 24,2 | 0,8 |
| AL10_1 | 520 | 0,60 | 260,4225 | 2,26% | 0,0456 | 2,45% | 24,7 | 0,6 | 0,0 | 34,5 | 24,7 | 0,6 |
| | | | | | | | | | | | | |
| AL38_26 | 578 | 0,55 | 305,2107 | 1,86% | 0,0529 | 2,55% | 21,1 | 0,4 | 325,5 | 56,9 | 21,1 | 0,4 |
| AL38_25 | 558 | 0,58 | 302,6923 | 1,88% | 0,0455 | 2,96% | 21,3 | 0,4 | 0,0 | 40,7 | 21,3 | 0,4 |
| AL38_22 | 386 | 0,50 | 298,5765 | 2,44% | 0,0465 | 3,21% | 21,6 | 0,5 | 22,0 | 75,3 | 21,6 | 0,5 |
| AL38_21 | 451 | 0,51 | 290,4132 | 2,10% | 0,0610 | 2,68% | 22,2 | 0,5 | 638,7 | 56,7 | 22,2 | 0,5 |
| AL38_20 | 887 | 0,56 | 309,5940 | 1,49% | 0,0538 | 1,99% | 20,8 | 0,3 | 362,1 | 44,4 | 20,8 | 0,3 |
| AL38_19 | 576 | 0,56 | 302,7488 | 1,97% | 0,0483 | 2,44% | 21,3 | 0,4 | 116,1 | 56,5 | 21,3 | 0,4 |
| AL38_18 | 496 | 0,48 | 305,0233 | 1,90% | 0,0494 | 2,92% | 21,1 | 0,4 | 168,0 | 66,8 | 21,1 | 0,4 |
| AL38_17 | 1099 | 0,86 | 313,3163 | 1,76% | 0,0493 | 1,77% | 20,5 | 0,4 | 160,5 | 40,9 | 20,5 | 0,4 |
| AL38_15 | 486 | 0,58 | 297,1295 | 2,18% | 0,1010 | 2,42% | 21,7 | 0,5 | 1642,3 | 44,2 | 21,7 | 0,5 |
| AL38_13 | 545 | 0,53 | 320,6843 | 2,23% | 0,0506 | 3,76% | 20,1 | 0,4 | 220,4 | 84,7 | 20,1 | 0,4 |
| AL38_12 | 370 | 0,60 | 292,8485 | 2,36% | 0,0489 | 3,26% | 22,0 | 0,5 | 142,9 | 74,8 | 22,0 | 0,5 |
| AL38_10 | 578 | 0,49 | 307,7281 | 2,69% | 0,0589 | 3,99% | 20,9 | 0,6 | 564,0 | 84,7 | 20,9 | 0,6 |
| AL38_9 | 512 | 0,53 | 311,4401 | 1,83% | 0,0527 | 2,64% | 20,7 | 0,4 | 314,4 | 58,9 | 20,7 | 0,4 |
| AL38_8 | 362 | 0,49 | 313,9589 | 2,10% | 0,0595 | 2,94% | 20,5 | 0,4 | 585,7 | 62,6 | 20,5 | 0,4 |
| AL38_4 | 581 | 0,58 | 300,3787 | 1,94% | 0,0639 | 2,56% | 21,4 | 0,4 | 738,3 | 53,2 | 21,4 | 0,4 |
| AL38_7 | 1044 | 0,91 | 318,6014 | 1,91% | 0,0478 | 2,30% | 20,2 | 0,4 | 87,1 | 53,7 | 20,2 | 0,4 |
| AL38_6 | 922 | 0,69 | 305,2714 | 1,56% | 0,0462 | 2,07% | 21,1 | 0,3 | 0,0 | 57,0 | 21,1 | 0,3 |
| AL38_5 | 430 | 0,44 | 305,4342 | 1,83% | 0,0469 | 3,43% | 21,1 | 0,4 | 45,7 | 80,0 | 21,1 | 0,4 |
| AL38_3 | 453 | 0,56 | 308,3812 | 2,03% | 0,0472 | 3,13% | 20,9 | 0,4 | 61,3 | 72,9 | 20,9 | 0,4 |
| AL38_1 | 539 | 0,64 | 315,9347 | 1,96% | 0,0480 | 2,97% | 20,4 | 0,4 | 100,5 | 68,8 | 20,4 | 0,4 |
| | | | | | | | | | | | | |
| AL17_30 | 258 | 0,97 | 315,8059 | 3,10% | 0,0477 | 4,49% | 20,4 | 0,6 | 83,2 | 103,3 | 20,4 | 0,6 |
| AL17_28 | 331 | 0,83 | 304,5767 | 2,73% | 0,0454 | 3,78% | 21,1 | 0,6 | 0,0 | 54,6 | 21,1 | 0,6 |
| AL17_27 | 340 | 0,94 | 316,1650 | 4,27% | 0,0510 | 6,49% | 20,4 | 0,9 | 242,7 | 143,0 | 20,4 | 0,9 |
| AL17_26 | 230 | 0,81 | 294,1668 | 2,90% | 0,0472 | 4,27% | 21,9 | 0,6 | 57,8 | 98,7 | 21,9 | 0,6 |

| | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------|----------|-------|--------|-------|-------|-----|--------|-------|-------|-----|
| AL17_25 | 259 | 0,83 | 291,2708 | 3,05% | 0,0700 | 3,77% | 22,1 | 0,7 | 927,6 | 75,5 | 22,1 | 0,7 |
| AL17_24 | 244 | 0,97 | 297,4564 | 2,07% | 0,0503 | 4,14% | 21,6 | 0,4 | 207,8 | 93,2 | 21,6 | 0,4 |
| AL17_23 | 432 | 0,76 | 307,3281 | 2,59% | 0,0506 | 3,25% | 20,9 | 0,5 | 223,8 | 73,5 | 20,9 | 0,5 |
| AL17_22 | 170 | 0,69 | 300,9677 | 3,01% | 0,0429 | 5,53% | 21,4 | 0,6 | 0,0 | 0,0 | 21,4 | 0,6 |
| AL17_21 | 242 | 0,79 | 305,6397 | 2,71% | 0,0472 | 4,25% | 21,1 | 0,6 | 61,2 | 98,3 | 21,1 | 0,6 |
| AL17_20 | 354 | 1,16 | 294,0596 | 2,57% | 0,0588 | 3,52% | 21,9 | 0,6 | 560,9 | 75,0 | 21,9 | 0,6 |
| AL17_19 | 248 | 0,76 | 314,5097 | 3,02% | 0,0544 | 4,08% | 20,5 | 0,6 | 386,1 | 89,1 | 20,5 | 0,6 |
| AL17_16 | 276 | 0,88 | 294,7752 | 2,65% | 0,0475 | 3,73% | 21,8 | 0,6 | 73,0 | 86,3 | 21,8 | 0,6 |
| AL17_15 | 234 | 0,90 | 309,7790 | 2,50% | 0,0482 | 4,91% | 20,8 | 0,5 | 109,1 | 112,0 | 20,8 | 0,5 |
| AL17_14 | 267 | 0,89 | 295,3451 | 1,84% | 0,0809 | 3,41% | 21,8 | 0,4 | 1219,4 | 65,5 | 21,8 | 0,4 |
| AL17_13 | 258 | 0,64 | 300,9818 | 2,28% | 0,0497 | 3,70% | 21,4 | 0,5 | 179,4 | 84,1 | 21,4 | 0,5 |
| AL17_11 | 233 | 0,66 | 280,7976 | 3,40% | 0,0959 | 3,38% | 22,9 | 0,8 | 1545,7 | 62,1 | 22,9 | 0,8 |
| AL17_10 | 218 | 0,80 | 299,7820 | 2,44% | 0,0519 | 4,35% | 21,5 | 0,5 | 279,2 | 96,6 | 21,5 | 0,5 |
| AL17_9 | 127 | 0,73 | 297,2730 | 3,17% | 0,0434 | 6,94% | 21,6 | 0,7 | 0,0 | 20,7 | 21,6 | 0,7 |
| AL17_8 | 372 | 1,05 | 319,8751 | 3,68% | 0,0741 | 6,02% | 20,1 | 0,7 | 1044,0 | 117,0 | 20,1 | 0,7 |
| AL17_7 | 212 | 0,61 | 298,4054 | 2,42% | 0,0493 | 4,38% | 21,6 | 0,5 | 164,5 | 99,3 | 21,6 | 0,5 |
| AL17_5 | 332 | 0,97 | 306,8849 | 2,07% | 0,0450 | 3,98% | 21,0 | 0,4 | 0,0 | 36,4 | 21,0 | 0,4 |
| AL17_4 | 1700 | 2,47 | 313,3715 | 1,08% | 0,0479 | 1,77% | 20,5 | 0,2 | 94,7 | 41,3 | 20,5 | 0,2 |
| AL17_6 | 377 | 0,70 | 292,8650 | 2,55% | 0,0525 | 3,08% | 22,0 | 0,6 | 307,5 | 68,7 | 22,0 | 0,6 |
| AL17_3 | 143 | 0,93 | 298,2528 | 2,76% | 0,0740 | 5,81% | 21,6 | 0,6 | 1042,4 | 113,0 | 21,6 | 0,6 |
| AL17_2 | 235 | 0,75 | 308,1953 | 2,08% | 0,0475 | 4,37% | 20,9 | 0,4 | 74,2 | 100,7 | 20,9 | 0,4 |
| AL17_1 | 198 | 0,85 | 297,5142 | 3,01% | 0,0500 | 5,96% | 21,6 | 0,6 | 196,4 | 133,0 | 21,6 | 0,6 |
| | | | | | | | | | | | | |
| AP19_40 | 89 | 0,60 | 68,6281 | 2,23% | 0,0556 | 2,92% | 93,3 | 2,1 | 435,3 | 63,7 | 93,3 | 2,1 |
| AP19_39 | 150 | 0,73 | 73,1758 | 1,89% | 0,0483 | 2,36% | 87,5 | 1,6 | 115,9 | 54,8 | 87,5 | 1,6 |
| AP19_38 | 850 | 0,29 | 70,4478 | 1,61% | 0,0487 | 0,84% | 90,9 | 1,5 | 132,3 | 19,6 | 90,9 | 1,5 |
| AP19_37 | 126 | 0,69 | 72,5507 | 2,33% | 0,0485 | 2,65% | 88,2 | 2,0 | 124,9 | 61,3 | 88,2 | 2,0 |
| AP19_35 | 77 | 0,57 | 72,3930 | 2,27% | 0,0485 | 2,77% | 88,4 | 2,0 | 125,9 | 63,9 | 88,4 | 2,0 |
| AP19_34 | 486 | 0,29 | 60,7855 | 1,88% | 0,0487 | 3,22% | 105,2 | 2,0 | 135,3 | 74,0 | 105,2 | 2,0 |
| AP19_33 | 960 | 1,07 | 73,0461 | 1,79% | 0,0478 | 1,25% | 87,7 | 1,6 | 87,1 | 29,5 | 87,7 | 1,6 |
| AP19_32 | 152 | 0,85 | 73,3887 | 2,14% | 0,0481 | 5,36% | 87,2 | 1,9 | 102,8 | 122,0 | 87,2 | 1,9 |
| AP19_31 | 353 | 0,91 | 56,6339 | 1,74% | 0,0484 | 1,33% | 112,8 | 1,9 | 119,6 | 31,0 | 112,8 | 1,9 |
| AP19_30 | 87 | 0,62 | 72,5724 | 2,11% | 0,0490 | 2,89% | 88,2 | 1,8 | 149,1 | 66,4 | 88,2 | 1,8 |
| AP19_29 | 148 | 0,83 | 73,4936 | 2,00% | 0,0488 | 2,52% | 87,1 | 1,7 | 139,2 | 58,2 | 87,1 | 1,7 |
| AP19_28 | 157 | 0,68 | 73,2262 | 1,93% | 0,0483 | 2,06% | 87,4 | 1,7 | 114,6 | 47,9 | 87,4 | 1,7 |
| AP19_27 | 80 | 0,62 | 72,3224 | 2,20% | 0,0486 | 3,03% | 88,5 | 1,9 | 130,3 | 69,7 | 88,5 | 1,9 |
| AP19_26 | 54 | 0,11 | 69,9738 | 2,21% | 0,0484 | 4,75% | 91,5 | 2,0 | 117,3 | 108,4 | 91,5 | 2,0 |
| AP19_25 | 463 | 1,15 | 73,0394 | 1,86% | 0,0478 | 1,30% | 87,7 | 1,6 | 91,2 | 30,6 | 87,7 | 1,6 |
| AP19_24 | 119 | 0,74 | 72,7107 | 2,04% | 0,0499 | 2,47% | 88,1 | 1,8 | 188,8 | 56,5 | 88,1 | 1,8 |
| AP19_23 | 122 | 0,80 | 71,2176 | 2,02% | 0,0508 | 2,52% | 89,9 | 1,8 | 230,3 | 57,1 | 89,9 | 1,8 |
| AP19_22 | 137 | 0,67 | 73,9928 | 1,94% | 0,0469 | 2,53% | 86,5 | 1,7 | 44,1 | 59,3 | 86,5 | 1,7 |
| AP19_21 | 156 | 0,84 | 72,6344 | 1,75% | 0,0475 | 2,32% | 88,1 | 1,5 | 77,3 | 52,5 | 88,1 | 1,5 |
| AP19_20 | 117 | 0,70 | 73,5777 | 2,10% | 0,0490 | 2,93% | 87,0 | 1,8 | 149,0 | 67,4 | 87,0 | 1,8 |
| AP19_19 | 229 | 0,75 | 66,0118 | 1,73% | 0,0489 | 1,91% | 96,9 | 1,7 | 143,9 | 44,2 | 96,9 | 1,7 |
| AP19_18 | 98 | 0,82 | 72,7919 | 2,04% | 0,0505 | 2,65% | 88,0 | 1,8 | 216,3 | 60,1 | 88,0 | 1,8 |
| AP19_17 | 127 | 0,81 | 72,4014 | 2,20% | 0,0482 | 2,89% | 88,4 | 1,9 | 109,2 | 66,9 | 88,4 | 1,9 |
| AP19_16 | 98 | 0,77 | 73,7292 | 2,19% | 0,0487 | 2,89% | 86,8 | 1,9 | 132,7 | 66,7 | 86,8 | 1,9 |
| AP19_14 | 96 | 0,73 | 61,4242 | 3,29% | 0,0515 | 6,01% | 104,1 | 3,4 | 261,3 | 132,5 | 104,1 | 3,4 |
| AP19_13 | 117 | 0,65 | 73,3801 | 2,13% | 0,0498 | 2,71% | 87,3 | 1,8 | 187,8 | 61,9 | 87,3 | 1,8 |
| AP19_12 | 594 | 1,70 | 72,6436 | 2,03% | 0,0477 | 1,89% | 88,1 | 1,8 | 82,9 | 44,2 | 88,1 | 1,8 |
| AP19_11 | 79 | 0,66 | 72,5316 | 2,17% | 0,0502 | 2,94% | 88,3 | 1,9 | 204,0 | 66,9 | 88,3 | 1,9 |
| AP19_10 | 102 | 0,75 | 75,0372 | 2,50% | 0,0540 | 3,44% | 85,3 | 2,1 | 370,8 | 75,6 | 85,3 | 2,1 |

| | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------|----------|-------|--------|--------|------|-----|-------|-------|------|-----|
| AP19_9 | 202 | 0,92 | 73,6011 | 1,85% | 0,0481 | 2,03% | 87,0 | 1,6 | 103,0 | 47,4 | 87,0 | 1,6 |
| AP19_8 | 115 | 0,77 | 72,7756 | 1,88% | 0,0497 | 2,67% | 88,0 | 1,6 | 181,9 | 61,0 | 88,0 | 1,6 |
| AP19_7 | 100 | 0,77 | 74,7167 | 2,14% | 0,0556 | 3,09% | 85,7 | 1,8 | 436,1 | 67,4 | 85,7 | 1,8 |
| AP19_6 | 100 | 0,61 | 72,5400 | 1,98% | 0,0487 | 3,07% | 88,3 | 1,7 | 134,5 | 70,6 | 88,3 | 1,7 |
| AP19_5 | 232 | 0,85 | 74,6429 | 1,85% | 0,0478 | 1,84% | 85,8 | 1,6 | 87,0 | 43,0 | 85,8 | 1,6 |
| AP19_4 | 152 | 0,92 | 73,6674 | 1,89% | 0,0524 | 2,66% | 86,9 | 1,6 | 301,1 | 59,6 | 86,9 | 1,6 |
| AP19_3 | 165 | 0,70 | 73,1700 | 1,94% | 0,0501 | 1,97% | 87,5 | 1,7 | 199,8 | 45,1 | 87,5 | 1,7 |
| AP19_2 | 1525 | 0,11 | 72,7165 | 1,76% | 0,0474 | 0,90% | 88,0 | 1,5 | 67,9 | 21,2 | 88,0 | 1,5 |
| AP19_1 | 79 | 0,60 | 72,7173 | 2,84% | 0,0492 | 3,51% | 88,0 | 2,5 | 157,5 | 80,1 | 88,0 | 2,5 |
| | | | | | | | | | | | | |
| AL22_68 | 2612 | 1,01 | 305,7611 | 1,81% | 0,0464 | 1,53% | 21,0 | 0,4 | 0,3 | 55,2 | 21,0 | 0,4 |
| AL22_67 | 589 | 0,53 | 310,4439 | 1,91% | 0,0499 | 2,10% | 20,7 | 0,4 | 190,9 | 48,0 | 20,7 | 0,4 |
| AL22_66 | 727 | 0,65 | 300,8516 | 1,83% | 0,0503 | 2,10% | 21,4 | 0,4 | 209,2 | 48,0 | 21,4 | 0,4 |
| AL22_65 | 1126 | 0,89 | 288,8245 | 1,76% | 0,0714 | 1,69% | 22,3 | 0,4 | 967,7 | 34,1 | 22,3 | 0,4 |
| AL22_64 | 535 | 0,60 | 261,5263 | 2,64% | 0,0625 | 2,59% | 24,6 | 0,6 | 692,5 | 54,2 | 24,6 | 0,6 |
| AL22_63 | 822 | 0,69 | 308,0250 | 1,76% | 0,0511 | 1,59% | 20,9 | 0,4 | 243,1 | 36,2 | 20,9 | 0,4 |
| AL22_62 | 1045 | 0,78 | 288,2938 | 1,96% | 0,0533 | 1,87% | 22,3 | 0,4 | 343,3 | 41,9 | 22,3 | 0,4 |
| AL22_61 | 459 | 0,36 | 251,5571 | 3,99% | 0,0525 | 5,86% | 25,6 | 1,0 | 308,4 | 128,3 | 25,6 | 1,0 |
| AL22_60 | 3199 | 0,99 | 272,0591 | 1,72% | 0,0592 | 1,08% | 23,7 | 0,4 | 574,0 | 23,4 | 23,7 | 0,4 |
| AL22_59 | 548 | 0,91 | 182,4733 | 1,67% | 0,0482 | 14,92% | 35,2 | 0,6 | 110,3 | 318,9 | 35,2 | 0,6 |
| AL22_58 | 1546 | 1,01 | 292,8291 | 1,69% | 0,0576 | 1,67% | 22,0 | 0,4 | 516,1 | 36,2 | 22,0 | 0,4 |
| AL22_57 | 1559 | 0,53 | 290,6926 | 1,64% | 0,0479 | 1,41% | 22,1 | 0,4 | 92,8 | 33,0 | 22,1 | 0,4 |
| AL22_56 | 1281 | 0,99 | 298,7882 | 1,72% | 0,0477 | 1,58% | 21,5 | 0,4 | 86,0 | 37,1 | 21,5 | 0,4 |
| AL22_55 | 790 | 0,64 | 315,9382 | 2,32% | 0,0599 | 1,83% | 20,4 | 0,5 | 598,8 | 39,1 | 20,4 | 0,5 |
| AL22_54 | 615 | 0,97 | 226,7225 | 2,32% | 0,0464 | 2,30% | 28,4 | 0,7 | 15,8 | 56,0 | 28,4 | 0,7 |
| AL22_53 | 906 | 0,59 | 285,6839 | 4,45% | 0,0497 | 2,32% | 22,5 | 1,0 | 179,8 | 53,3 | 22,5 | 1,0 |
| AL22_52 | 551 | 0,73 | 295,6440 | 2,05% | 0,0471 | 2,12% | 21,8 | 0,4 | 54,6 | 49,7 | 21,8 | 0,4 |
| AL22_51 | 879 | 0,71 | 286,9942 | 1,70% | 0,0539 | 1,92% | 22,4 | 0,4 | 365,0 | 42,7 | 22,4 | 0,4 |
| AL22_50 | 623 | 0,55 | 286,8760 | 1,89% | 0,0463 | 2,08% | 22,4 | 0,4 | 0,0 | 62,8 | 22,4 | 0,4 |
| AL22_49 | 2126 | 0,60 | 297,5616 | 1,70% | 0,0476 | 1,30% | 21,6 | 0,4 | 77,7 | 30,5 | 21,6 | 0,4 |
| AL22_48 | 1501 | 0,56 | 287,4951 | 1,55% | 0,0518 | 1,35% | 22,4 | 0,3 | 274,4 | 30,6 | 22,4 | 0,3 |
| AL22_47 | 837 | 1,16 | 292,6823 | 2,09% | 0,0504 | 2,00% | 22,0 | 0,5 | 214,5 | 45,7 | 22,0 | 0,5 |
| AL22_46 | 863 | 0,58 | 293,9841 | 1,93% | 0,0506 | 2,02% | 21,9 | 0,4 | 222,5 | 46,0 | 21,9 | 0,4 |
| AL22_45 | 611 | 0,63 | 284,3699 | 2,02% | 0,0500 | 2,54% | 22,6 | 0,5 | 193,9 | 58,0 | 22,6 | 0,5 |
| AL22_44 | 709 | 0,63 | 296,6460 | 1,86% | 0,0473 | 2,05% | 21,7 | 0,4 | 65,4 | 48,2 | 21,7 | 0,4 |
| AL22_43 | 1141 | 1,09 | 302,1392 | 3,84% | 0,0589 | 2,41% | 21,3 | 0,8 | 561,6 | 51,7 | 21,3 | 0,8 |
| AL22_42 | 1283 | 0,59 | 298,0766 | 2,03% | 0,0466 | 2,40% | 21,6 | 0,4 | 28,3 | 56,5 | 21,6 | 0,4 |
| AL22_41 | 1041 | 0,74 | 278,7932 | 2,08% | 0,0653 | 1,94% | 23,1 | 0,5 | 785,0 | 40,2 | 23,1 | 0,5 |
| AL22_40 | 952 | 0,64 | 292,3544 | 1,94% | 0,0497 | 1,83% | 22,0 | 0,4 | 182,7 | 42,1 | 22,0 | 0,4 |
| AL22_39 | 604 | 0,85 | 298,5571 | 1,92% | 0,0526 | 2,39% | 21,6 | 0,4 | 311,1 | 53,5 | 21,6 | 0,4 |
| AL22_38 | 821 | 0,49 | 295,6729 | 1,88% | 0,0524 | 1,90% | 21,8 | 0,4 | 303,9 | 42,6 | 21,8 | 0,4 |
| AL22_37 | 1281 | 0,67 | 290,1599 | 1,74% | 0,0603 | 1,46% | 22,2 | 0,4 | 614,3 | 31,3 | 22,2 | 0,4 |
| AL22_36 | 538 | 0,73 | 291,7603 | 1,93% | 0,0707 | 2,45% | 22,1 | 0,4 | 948,8 | 49,3 | 22,1 | 0,4 |
| AL22_34 | 941 | 0,70 | 289,8555 | 1,88% | 0,0519 | 1,73% | 22,2 | 0,4 | 283,0 | 39,1 | 22,2 | 0,4 |
| AL22_33 | 721 | 0,72 | 291,6156 | 1,72% | 0,0485 | 1,98% | 22,1 | 0,4 | 125,1 | 45,9 | 22,1 | 0,4 |
| AL22_32 | 871 | 0,73 | 267,7674 | 1,82% | 0,0667 | 1,74% | 24,0 | 0,4 | 827,6 | 35,9 | 24,0 | 0,4 |
| AL22_31 | 772 | 0,53 | 310,7105 | 1,92% | 0,0478 | 1,84% | 20,7 | 0,4 | 90,0 | 43,0 | 20,7 | 0,4 |
| AL22_30 | 1044 | 0,62 | 290,4665 | 1,72% | 0,0480 | 1,77% | 22,2 | 0,4 | 98,5 | 41,5 | 22,2 | 0,4 |
| AL22_29 | 496 | 0,51 | 280,2055 | 1,93% | 0,0453 | 2,66% | 23,0 | 0,4 | 0,0 | 23,5 | 23,0 | 0,4 |
| AL22_28 | 771 | 0,62 | 295,3871 | 1,86% | 0,0503 | 1,90% | 21,8 | 0,4 | 210,4 | 43,6 | 21,8 | 0,4 |
| AL22_27 | 1294 | 0,53 | 299,9355 | 1,97% | 0,0561 | 2,02% | 21,5 | 0,4 | 456,0 | 44,2 | 21,5 | 0,4 |
| AL22_26 | 410 | 1,15 | 278,9859 | 1,96% | 0,0455 | 2,73% | 23,1 | 0,5 | 0,0 | 36,6 | 23,1 | 0,5 |

| | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------|----------|-------|--------|-------|------|-----|--------|------|------|-----|
| AL22_25 | 649 | 0,48 | 296,0910 | 2,03% | 0,0551 | 2,77% | 21,7 | 0,4 | 418,3 | 60,8 | 21,7 | 0,4 |
| AL22_24 | 1447 | 0,65 | 252,7844 | 2,03% | 0,0481 | 1,56% | 25,5 | 0,5 | 105,3 | 36,5 | 25,5 | 0,5 |
| AL22_23 | 880 | 0,66 | 337,1795 | 7,78% | 0,0508 | 3,02% | 19,1 | 1,5 | 231,1 | 68,2 | 19,1 | 1,5 |
| AL22_22 | 3479 | 1,75 | 296,6049 | 1,71% | 0,0517 | 1,10% | 21,7 | 0,4 | 272,4 | 25,0 | 21,7 | 0,4 |
| AL22_21 | 1523 | 0,70 | 282,7356 | 2,11% | 0,0560 | 2,21% | 22,8 | 0,5 | 452,1 | 48,3 | 22,8 | 0,5 |
| AL22_20 | 664 | 0,55 | 293,7238 | 1,95% | 0,0640 | 2,31% | 21,9 | 0,4 | 740,8 | 48,2 | 21,9 | 0,4 |
| AL22_19 | 691 | 0,59 | 296,7345 | 2,28% | 0,0499 | 2,41% | 21,7 | 0,5 | 188,8 | 55,2 | 21,7 | 0,5 |
| AL22_18 | 1679 | 1,12 | 301,0418 | 1,65% | 0,0495 | 1,53% | 21,4 | 0,4 | 172,7 | 35,3 | 21,4 | 0,4 |
| AL22_17 | 1020 | 0,87 | 288,5187 | 1,73% | 0,0463 | 1,92% | 22,3 | 0,4 | 11,0 | 45,5 | 22,3 | 0,4 |
| AL22_16 | 1639 | 0,64 | 301,3258 | 1,70% | 0,0520 | 1,57% | 21,4 | 0,4 | 286,2 | 35,5 | 21,4 | 0,4 |
| AL22_15 | 1181 | 0,58 | 296,7172 | 1,72% | 0,0507 | 1,76% | 21,7 | 0,4 | 228,5 | 40,2 | 21,7 | 0,4 |
| AL22_14 | 643 | 0,60 | 294,4795 | 1,90% | 0,0453 | 2,17% | 21,9 | 0,4 | 0,0 | 13,0 | 21,9 | 0,4 |
| AL22_13 | 824 | 0,64 | 288,5105 | 1,94% | 0,0464 | 2,00% | 22,3 | 0,4 | 17,0 | 47,3 | 22,3 | 0,4 |
| AL22_12 | 1680 | 0,71 | 297,9985 | 2,08% | 0,0484 | 1,71% | 21,6 | 0,4 | 119,5 | 39,8 | 21,6 | 0,4 |
| AL22_11 | 750 | 0,71 | 290,3559 | 1,71% | 0,0465 | 2,02% | 22,2 | 0,4 | 24,9 | 47,7 | 22,2 | 0,4 |
| AL22_10 | 1605 | 0,77 | 298,8323 | 1,65% | 0,0510 | 1,49% | 21,5 | 0,4 | 242,3 | 34,1 | 21,5 | 0,4 |
| AL22_9 | 381 | 0,76 | 290,1411 | 2,12% | 0,0470 | 3,20% | 22,2 | 0,5 | 51,0 | 74,6 | 22,2 | 0,5 |
| AL22_8 | 1130 | 1,59 | 318,4621 | 2,00% | 0,0598 | 2,09% | 20,2 | 0,4 | 597,7 | 44,7 | 20,2 | 0,4 |
| AL22_7 | 2395 | 1,95 | 268,9704 | 1,65% | 0,0452 | 1,11% | 23,9 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 23,9 | 0,4 |
| AL22_6 | 950 | 0,79 | 278,7391 | 2,79% | 0,0525 | 2,30% | 23,1 | 0,6 | 305,9 | 51,6 | 23,1 | 0,6 |
| AL22_5 | 928 | 0,64 | 288,8235 | 1,75% | 0,0552 | 2,12% | 22,3 | 0,4 | 418,8 | 46,6 | 22,3 | 0,4 |
| AL22_4 | 721 | 0,47 | 297,1477 | 1,97% | 0,0737 | 1,89% | 21,7 | 0,4 | 1032,6 | 37,8 | 21,7 | 0,4 |
| AL22_3 | 1115 | 0,72 | 285,7772 | 1,85% | 0,0499 | 1,77% | 22,5 | 0,4 | 188,1 | 40,7 | 22,5 | 0,4 |
| AL22_2 | 1405 | 0,68 | 301,7576 | 2,29% | 0,0503 | 2,23% | 21,3 | 0,5 | 208,4 | 51,0 | 21,3 | 0,5 |
| CS03_53 | 499 | 0,66 | 78,9091 | 2,32% | 0,0531 | 1,73% | 81,2 | 1,9 | 333,8 | 38,8 | 81,2 | 1,9 |
| CS03_51 | 6079 | 1,84 | 73,9087 | 2,16% | 0,0511 | 0,89% | 86,6 | 1,9 | 245,6 | 20,3 | 86,6 | 1,9 |
| CS03_49 | 632 | 0,70 | 76,8309 | 2,17% | 0,0490 | 1,34% | 83,4 | 1,8 | 148,5 | 31,2 | 83,4 | 1,8 |
| CS03_48 | 698 | 0,64 | 78,6120 | 2,32% | 0,0475 | 1,23% | 81,5 | 1,9 | 71,9 | 29,1 | 81,5 | 1,9 |
| CS03_47 | 659 | 0,52 | 78,2779 | 2,19% | 0,0493 | 1,21% | 81,8 | 1,8 | 161,1 | 28,1 | 81,8 | 1,8 |
| CS03_46 | 632 | 0,60 | 81,6303 | 2,34% | 0,0488 | 1,32% | 78,5 | 1,8 | 138,4 | 30,7 | 78,5 | 1,8 |
| CS03_45 | 963 | 0,67 | 78,3169 | 2,23% | 0,0476 | 1,12% | 81,8 | 1,8 | 78,1 | 26,4 | 81,8 | 1,8 |
| CS03_44 | 544 | 0,61 | 79,9237 | 2,24% | 0,0490 | 1,48% | 80,2 | 1,8 | 148,3 | 34,3 | 80,2 | 1,8 |
| CS03_43 | 1367 | 0,72 | 82,3458 | 1,82% | 0,0492 | 1,28% | 77,8 | 1,4 | 158,4 | 29,6 | 77,8 | 1,4 |
| CS03_42 | 359 | 0,47 | 78,9398 | 1,72% | 0,0535 | 1,87% | 81,1 | 1,4 | 351,4 | 41,7 | 81,1 | 1,4 |
| CS03_41 | 401 | 0,55 | 78,5384 | 1,71% | 0,0493 | 1,51% | 81,6 | 1,4 | 162,2 | 34,8 | 81,6 | 1,4 |
| CS03_40 | 696 | 0,60 | 76,8629 | 1,62% | 0,0504 | 1,18% | 83,3 | 1,3 | 213,0 | 27,2 | 83,3 | 1,3 |
| CS03_39 | 1020 | 0,88 | 78,6153 | 1,91% | 0,0475 | 1,09% | 81,5 | 1,5 | 71,9 | 25,9 | 81,5 | 1,5 |
| CS03_38 | 92 | 0,83 | 73,2231 | 2,16% | 0,0910 | 2,66% | 87,4 | 1,9 | 1446,9 | 49,9 | 87,4 | 1,9 |
| CS03_37 | 786 | 0,71 | 78,6606 | 1,59% | 0,0468 | 1,17% | 81,4 | 1,3 | 36,9 | 28,0 | 81,4 | 1,3 |
| CS03_35 | 442 | 0,56 | 77,1678 | 1,63% | 0,0511 | 1,39% | 83,0 | 1,3 | 244,8 | 31,7 | 83,0 | 1,3 |
| CS03_34 | 654 | 0,55 | 79,1414 | 1,60% | 0,0493 | 1,21% | 80,9 | 1,3 | 163,8 | 28,0 | 80,9 | 1,3 |
| CS03_33 | 364 | 0,58 | 71,7396 | 1,95% | 0,0678 | 1,64% | 89,2 | 1,7 | 863,8 | 33,7 | 89,2 | 1,7 |
| CS03_32 | 493 | 0,68 | 82,7755 | 1,71% | 0,0488 | 1,34% | 77,4 | 1,3 | 137,7 | 31,1 | 77,4 | 1,3 |
| CS03_31 | 1147 | 1,03 | 78,9106 | 2,03% | 0,0524 | 1,57% | 81,2 | 1,6 | 302,1 | 35,5 | 81,2 | 1,6 |
| CS03_30 | 591 | 0,60 | 76,4009 | 1,69% | 0,0496 | 1,19% | 83,8 | 1,4 | 177,4 | 27,5 | 83,8 | 1,4 |
| CS03_29 | 437 | 0,51 | 78,0067 | 1,67% | 0,0484 | 1,44% | 82,1 | 1,4 | 120,7 | 33,6 | 82,1 | 1,4 |
| CS03_28 | 1994 | 1,00 | 79,1679 | 1,58% | 0,0502 | 0,84% | 80,9 | 1,3 | 205,4 | 19,5 | 80,9 | 1,3 |
| CS03_27 | 425 | 0,51 | 81,9671 | 1,66% | 0,0482 | 1,47% | 78,2 | 1,3 | 110,9 | 34,4 | 78,2 | 1,3 |
| CS03_26 | 702 | 0,58 | 79,1325 | 1,58% | 0,0481 | 1,05% | 81,0 | 1,3 | 104,8 | 24,7 | 81,0 | 1,3 |
| CS03_25 | 531 | 0,53 | 77,6428 | 1,54% | 0,0479 | 1,26% | 82,5 | 1,3 | 92,8 | 29,6 | 82,5 | 1,3 |
| CS03_23 | 685 | 0,62 | 77,2748 | 1,59% | 0,0496 | 1,13% | 82,9 | 1,3 | 176,7 | 26,2 | 82,9 | 1,3 |

| | | | | | | | | | | | | |
|---------|-----|------|---------|-------|--------|-------|------|-----|-------|------|------|-----|
| CS03_22 | 531 | 0,64 | 77,0857 | 1,67% | 0,0542 | 1,36% | 83,1 | 1,4 | 380,3 | 30,4 | 83,1 | 1,4 |
| CS03_21 | 433 | 0,64 | 78,0649 | 1,63% | 0,0535 | 1,28% | 82,1 | 1,3 | 352,0 | 28,6 | 82,1 | 1,3 |
| CS03_20 | 458 | 0,55 | 80,2012 | 1,70% | 0,0485 | 1,30% | 79,9 | 1,3 | 125,9 | 30,2 | 79,9 | 1,3 |
| CS03_19 | 73 | 0,70 | 84,6209 | 3,14% | 0,0504 | 3,52% | 75,7 | 2,4 | 214,7 | 79,6 | 75,7 | 2,4 |
| CS03_17 | 965 | 0,63 | 79,4371 | 1,64% | 0,0477 | 1,07% | 80,6 | 1,3 | 84,9 | 25,1 | 80,6 | 1,3 |
| CS03_16 | 948 | 0,94 | 79,9420 | 1,59% | 0,0477 | 1,16% | 80,1 | 1,3 | 86,4 | 27,3 | 80,1 | 1,3 |
| CS03_15 | 633 | 0,55 | 72,7037 | 1,82% | 0,0488 | 1,34% | 88,1 | 1,6 | 140,1 | 31,2 | 88,1 | 1,6 |
| CS03_14 | 567 | 0,62 | 76,9162 | 1,63% | 0,0480 | 1,30% | 83,3 | 1,3 | 101,1 | 30,4 | 83,3 | 1,3 |
| CS03_13 | 435 | 0,59 | 74,4647 | 1,74% | 0,0471 | 1,48% | 86,0 | 1,5 | 52,5 | 34,9 | 86,0 | 1,5 |
| CS03_11 | 645 | 0,54 | 78,2330 | 1,54% | 0,0468 | 1,24% | 81,9 | 1,3 | 39,4 | 29,5 | 81,9 | 1,3 |
| CS03_10 | 767 | 0,70 | 77,1407 | 1,61% | 0,0486 | 1,00% | 83,0 | 1,3 | 129,4 | 23,5 | 83,0 | 1,3 |
| CS03_9 | 407 | 0,48 | 77,0759 | 1,59% | 0,0490 | 1,62% | 83,1 | 1,3 | 147,8 | 37,6 | 83,1 | 1,3 |
| CS03_8 | 469 | 0,88 | 68,1089 | 3,49% | 0,0554 | 1,85% | 94,0 | 3,3 | 427,3 | 40,7 | 94,0 | 3,3 |
| CS03_6 | 493 | 0,45 | 76,0558 | 1,61% | 0,0507 | 1,25% | 84,2 | 1,3 | 228,7 | 28,6 | 84,2 | 1,3 |
| CS03_5 | 760 | 0,81 | 70,0815 | 2,65% | 0,0530 | 3,95% | 91,3 | 2,4 | 328,5 | 87,2 | 91,3 | 2,4 |
| CS03_4 | 387 | 0,46 | 74,5674 | 2,23% | 0,0499 | 1,65% | 85,9 | 1,9 | 189,6 | 37,9 | 85,9 | 1,9 |
| CS03_3 | 531 | 0,58 | 77,6906 | 1,62% | 0,0494 | 1,22% | 82,4 | 1,3 | 164,9 | 28,4 | 82,4 | 1,3 |
| CS03_2 | 937 | 0,76 | 78,9584 | 1,94% | 0,0487 | 1,04% | 81,1 | 1,6 | 131,6 | 24,2 | 81,1 | 1,6 |
| CS03_1 | 601 | 0,45 | 77,5138 | 1,62% | 0,0477 | 1,29% | 82,6 | 1,3 | 83,6 | 30,3 | 82,6 | 1,3 |

Tabla III: Sumario de resultados para la muestra RR-01 mediante U/Pb SHRIMP.

| Grain. | U | Th | Th/U | ²⁰⁶ Pb* | ²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb | f ₂₀₆ | Total | | Radiogenic | | Age (Ma) | | | |
|--------|-----|-----|------|--------------------|---|------------------|--|--|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------|-----|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ²⁰⁷ U/ ²⁰⁶ Pb | ²⁰⁶ Pb | ²⁰⁶ Pb | ²³⁸ U/ | ²⁰⁶ Pb | | |
| spot | ppm | ppm | | (ppm) | | % | ± | ± | ± | ± | ± | ± | | |
| 1,1 | 108 | 82 | 0,76 | 0,4 | 0,002652 | 3,90 | 229,3 | 5,3 | 0,0774 | 0,0044 | 0,0042 | 0,0001 | 27,0 | 0,6 |
| 2,1 | 163 | 131 | 0,80 | 0,6 | 0,005645 | 2,86 | 240,9 | 4,1 | 0,0691 | 0,0032 | 0,0040 | 0,0001 | 25,9 | 0,4 |
| 3,1 | 100 | 65 | 0,66 | 0,4 | - | 2,53 | 237,0 | 4,7 | 0,0666 | 0,0041 | 0,0041 | 0,0001 | 26,5 | 0,5 |
| 4,1 | 133 | 87 | 0,65 | 0,5 | 0,001408 | 2,43 | 240,5 | 4,4 | 0,0657 | 0,0037 | 0,0041 | 0,0001 | 26,1 | 0,5 |
| 5,1 | 97 | 55 | 0,57 | 0,4 | 0,004189 | 3,44 | 229,1 | 4,6 | 0,0738 | 0,0044 | 0,0042 | 0,0001 | 27,1 | 0,6 |
| 6,1 | 143 | 89 | 0,62 | 0,5 | - | 2,96 | 238,0 | 4,4 | 0,0700 | 0,0039 | 0,0041 | 0,0001 | 26,2 | 0,5 |
| 7,1 | 117 | 71 | 0,61 | 0,4 | 0,003873 | 4,70 | 241,9 | 5,1 | 0,0837 | 0,0050 | 0,0039 | 0,0001 | 25,3 | 0,6 |
| 8,1 | 126 | 79 | 0,63 | 0,5 | 0,005249 | 4,69 | 233,3 | 4,8 | 0,0836 | 0,0049 | 0,0041 | 0,0001 | 26,3 | 0,6 |
| 9,1 | 652 | 724 | 1,11 | 2,3 | 0,000190 | 0,15 | 244,0 | 2,9 | 0,0477 | 0,0016 | 0,0041 | 0,0000 | 26,3 | 0,3 |
| 10,1 | 347 | 396 | 1,14 | 1,3 | 0,001512 | 0,93 | 230,1 | 3,1 | 0,0539 | 0,0018 | 0,0043 | 0,0001 | 27,7 | 0,4 |
| 11,1 | 148 | 115 | 0,78 | 0,5 | 0,004512 | 1,39 | 237,3 | 4,1 | 0,0575 | 0,0030 | 0,0042 | 0,0001 | 26,7 | 0,5 |
| 12,1 | 97 | 75 | 0,77 | 0,4 | 0,002819 | 2,53 | 234,6 | 4,6 | 0,0666 | 0,0042 | 0,0042 | 0,0001 | 26,7 | 0,5 |
| 13,1 | 463 | 590 | 1,27 | 1,7 | 0,001281 | 0,60 | 235,8 | 3,0 | 0,0513 | 0,0017 | 0,0042 | 0,0001 | 27,1 | 0,4 |
| 14,1 | 156 | 101 | 0,65 | 0,6 | 0,001510 | 2,58 | 236,7 | 4,0 | 0,0669 | 0,0033 | 0,0041 | 0,0001 | 26,5 | 0,5 |

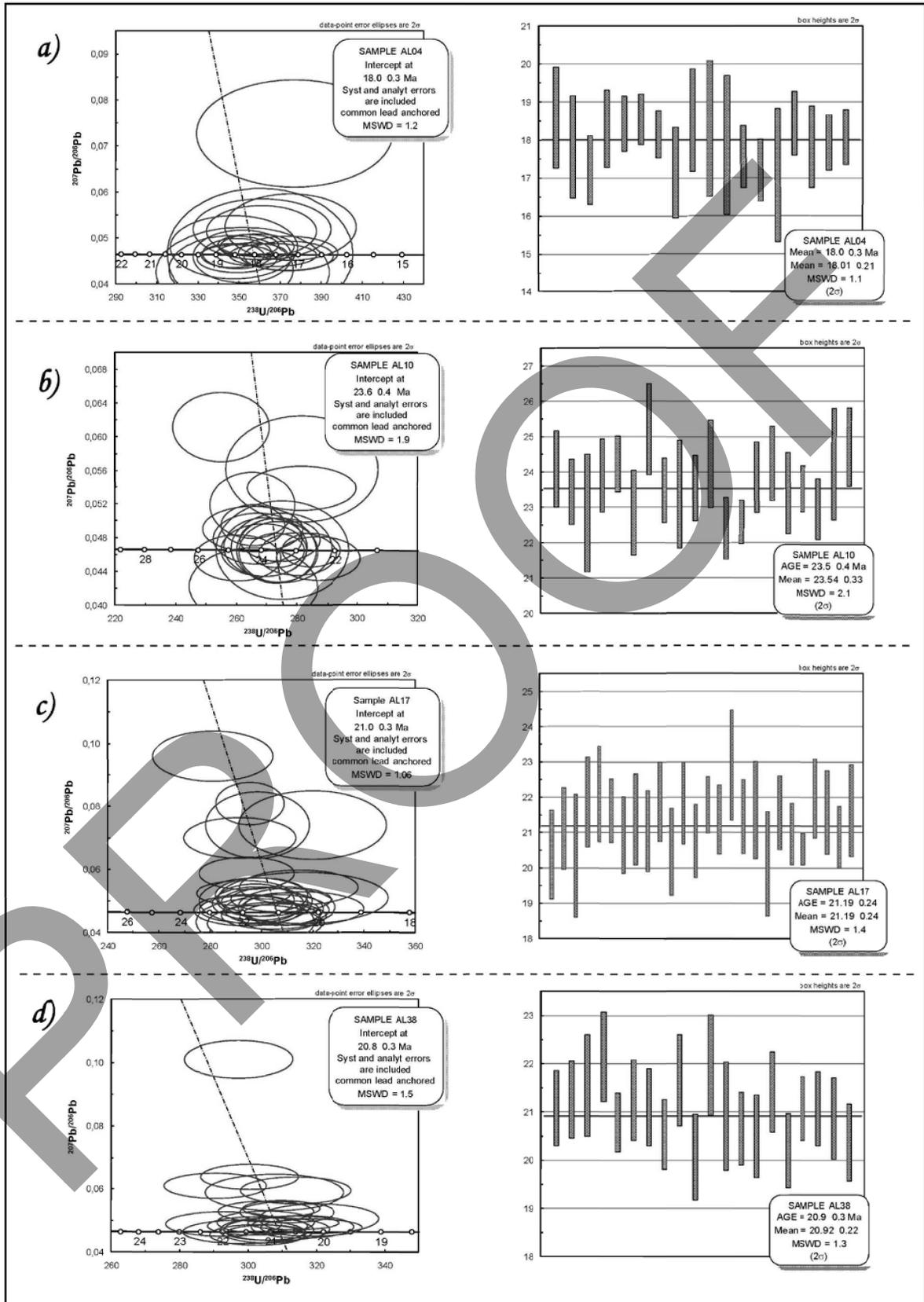


Fig. 14: Izq: Graficos de concordia (Tera Wasserburg) con elipses a 2σ y Der: graficos de distribución de edades promedio ponderado (error en $\pm 2\sigma$), para las muestras Oligo-miocenas datadas: a)AL-4, b)AL-10, c)AL-17 y d)AL-38. Para detalle de los datos ver también Tabla II.

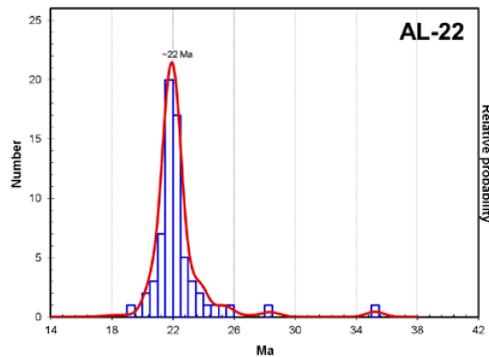


Fig. 15: Distribución de de edades mediante U/Pb en circón, para la muestra AL-22 de la unidad “Estratos del Pañuelo”.

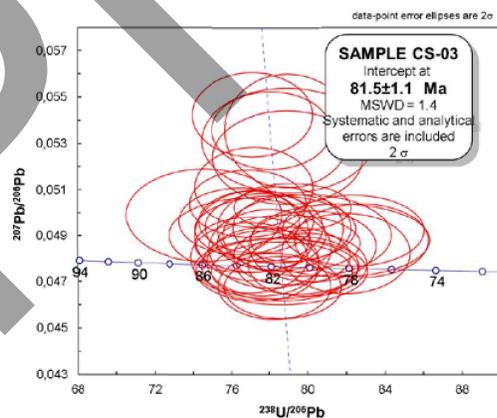
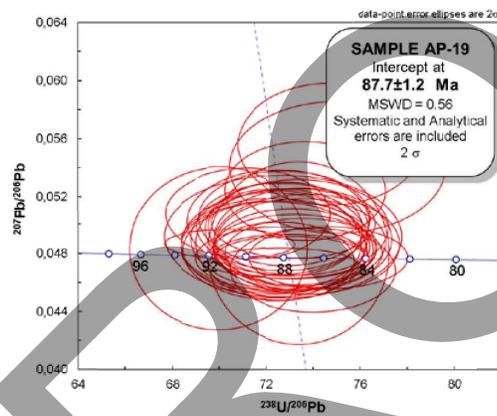


Fig. 16: Gráficos de concordia (Tera Wasserburg) con elipses a 2σ , para las dos muestras Cretácicas datadas mediante U/Pb en circón en la región occidental de la zona de estudio. **Sup:** muestra AP-19 de $87,7\pm 1,2$ Ma. **Inf:** muestra CS-3 de $81,5\pm 1,1$ Ma.

PROOF

IV.3 Estructura regional y eventos de deformación

IV.3.1 Estructura

Sección entre 32° y 32°15'S

La estructura de la zona de deformación de rumbo preferencial ~NS entre las trazas del río Leiva y la Falla “El Pañuelo” (ver Cap. IV.1 y FIGs. 4.3 y 4.32), se interpreta como resultado de la inversión de estructuras de alto ángulo y el desarrollo de bajocorrimientos (*shortcuts*) y retrocorrimientos (*backthrusts*) que permitieron acomodar la deformación dificultada por el alto ángulo de las zonas superiores de las fallas normales previas. Esta interpretación se realiza en base a la reconstrucción de la estructura mediante bandas *kink* y la utilización de los gráficos que relacionan el ángulo interlimbo de los pliegues por propagación de falla y el ángulo de la rampa de ésta (ver Cap. III). Mediante el mismo análisis, se interpreta la vergencia de la deformación que causó el plegamiento observado; sin embargo, y como se ha discutido en el marco estructural teórico (Cap. III), las estructuras de inversión pueden ser complejas y mostrar vergencias aparentemente opuestas, debido a la sobreimposición de estructuras generadas en los eventos extensionales y compresivos.

Entre la falla “Leiva-Blanco” (FIG. 4.32a) y el pliegue *chevrón* del Cerro “El Pañuelo” (FIG. 4.32c), se desarrollan *shortcuts* que deforman los niveles volcánicos de la unidad “Alicahue-Chepical” (FIG. 4.32b), discordantes sobre niveles detríticos de la unidad “Estratos del Pañuelo”, los cuales presentan una intensa deformación evidenciada por pliegues volcados observados en la ladera oriental del río Leiva. Hacia el oriente, la falla “Las Llaretas” se interpreta como una falla normal invertida, en base a las estructuras de crecimiento y relaciones de *onlap* (FIG. 4.32d) observadas en lo que corresponde a su bloque colgante, junto a la discusión de evidencias de deformación *synsedimentarias* expuestas en los capítulos anteriores. Una etapa de inversión habría generado la formación del pliegue *chevrón* “El Pañuelo” (FIG. 4.32c), el que en base a la reconstrucción de sus limbos presenta una vergencia occidental interpretada como resultado de un *backthrust* enraizado en la falla de alto ángulo “Las Llaretas”. Este pliegue *chevrón* es buzante al sur, por lo que en la ladera sur del estero Las Llaretas sólo se observa la deformación en los niveles volcánicos sobreyacentes discordantes, los cuales presentan un plegamiento monosinclinal a ambos lados de la estructura (FIG. 4.32 e y f), interpretados como los flancos occidental (FIG. 4.32 e) y oriental (FIG. 4.32 f), de un anticlinal intruído en la zona de falla (FIG. 4.32 e), y el desarrollo de *backthrusts* que vuelcan los niveles detríticos subyacentes, debido al desarrollo de cizalle en la zona de diferencia de competencia entre ambas unidades y la zona de daño causada por el plegamiento (FIG. 4.32 f y g).

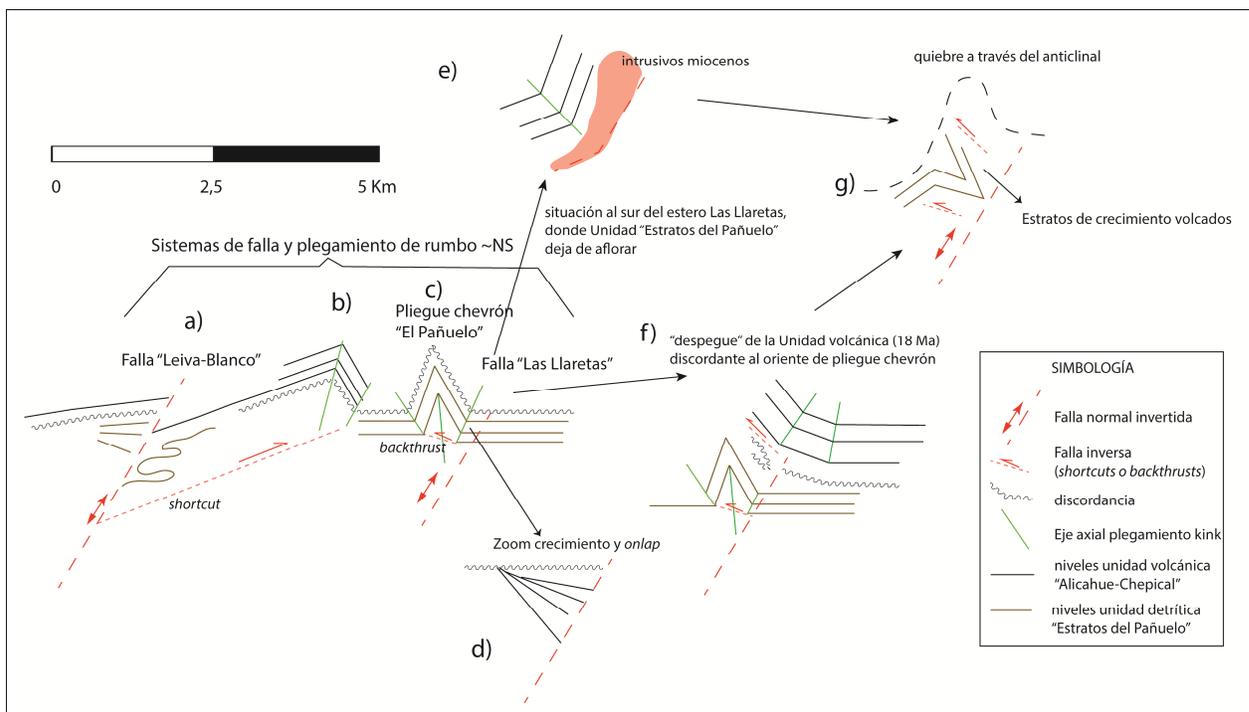


FIGURA 4.32: Esquema de interpretación del desarrollo estructural de la región de deformación de rumbo preferencial NS en base a bandas kink y plegamiento por propagación de falla.

En el contexto de un perfil oeste-este de la región, esta zona se encuentra limitada por el oriente, mediante la Falla "Leiva-Blanco", con la zona de afloramientos esencialmente volcánicos de la unidad "Alicahue-Chepical" que presentan cambios de manteos menores a 20° y plegamiento de amplitud de onda mayor a 5 km (FIG. 4.33). Mientras que hacia el oriente, la región se caracteriza por plegamiento de amplitud de onda cercana a 1 km (FIG. 5.33), de vergencia oriental, y que corresponde a la estructuración fuera de secuencia de la faja plegada y corrida (FPC) de La Ramada (FIGS. 2.15 y 4.2), cuyo límite oriental correspondería a la Falla "Río Teatinos-Río Volcán". Hacia el oriente, la FPC de La Ramada presenta una estructura de piel gruesa, lo que se ha interpretado como formada por la inversión de antiguas estructuras de basamento que presentan niveles de despegue de más de 20 km de profundidad (Cristallini, 1996a,b). Este despegue profundo correspondería a esta latitud a las estructuras que controlaron la extensión del sistema de *rift* Mercedario (Álvarez y Ramos, 1999), de rumbo NNW, cuyo despegue principal se profundiza hacia el oriente sintéticamente a la zona de sutura entre los terrenos de Chilenia y Precordillera, y cuyo límite occidental se encontraría en Chile (Álvarez y Ramos, 1999) (Ver Cap. II). Las fallas Pocuro, Llimpo y Maquehua reconocidas por Rivano y Sepúlveda (1991) al norponiente de la región de este estudio, representarían algunas de las estructuras de inclinación al oriente del sistema de *rift* (Álvarez y Ramos, 1999).

En este contexto, la reactivación de la Falla Pocuro se interpreta en base a la deformación que causa principalmente en los niveles cretácicos (FIG. 4.33 y Cap. IV.1 y IV.2), los cuales presentan plegamiento en su bloque oriental y alzamiento de niveles de

~88 Ma sobre niveles de ~82 Ma a la latitud de los ríos Sobrante y Alicahue. A esta latitud, las rocas miocenas de la unidad "Alicahue-Chepical" afloran levemente deformadas a ambos lados de la zona de falla, discordantes sobre las unidades cretácicas.

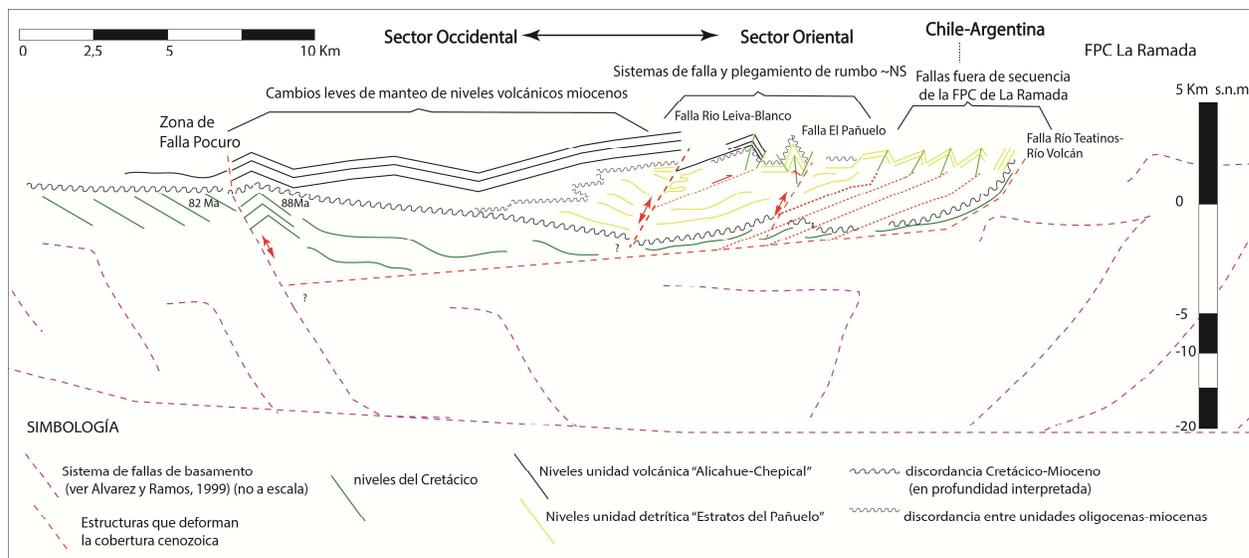


FIGURA 4.33: Sección esquemática de la estructura a 32°15' S, entre la zona de la Falla Pocuro y la Falla Río Teatinos-Río Volcán.

Sección entre 32°20' S y 32°30' S

A la latitud del río Rocín, la Falla Pocuro pone en contacto rocas miocenas, al este de la falla, con rocas cretácicas intruídas por cuerpos de la Unidad Fredes (Cretácico Superior), al oeste. La secuencia miocena (formaciones Abanico y Farellones) forma un monoclin al cuyo flanco oriental se encuentra asociado a una falla ~NS que se interpreta alineada con la traza del río Rocín que en este sector presenta una orientación NS (FIG. 4.1 y FIG. 4.34). Hacia el oriente se han interpretado pliegues en base a las inclinaciones de las capas; sin embargo entre esta zona y la región de plegamiento del sector oriental afloran niveles de la Formación Farellones subhorizontales y discordantes sobre la secuencia deformada. La falta de niveles guías no permite reconocer con certeza la profundidad de los despegues o los contactos con las unidades más antiguas, por lo que las trazas de las fallas (líneas rojas punteadas en FIG. 4.34), son solo esquemáticas para explicar el plegamiento en superficie. A esta latitud la Falla Pocuro habría tenido actividad extensional durante el Paleoceno a Oligoceno (Campbell, 2005), y una reactivación posterior a la acumulación de las lavas de la Formación Abanico en el Mioceno Inferior (Campbell, 2005), lo que explicaría la relación de contacto que en esta zona hace aflorar niveles miocenos y no Cretácicos, a diferencia de lo observado a 32°S. Sin embargo, no se descarta que algunos de los niveles atribuidos al Cretácico Superior

que afloran discordantes sobre la Formación Las Chilcas al oeste de la zona de falla, correspondan en realidad al Mioceno considerando la falta de dataciones geocronológicas en esta región, y los antecedentes expuestos para la región norte.

La estructura en el sector más oriental (en la región desde el límite internacional y ~15 kms hacia el poniente) se caracteriza por pliegues de longitud de onda cercano a 2 km. Nuevos antecedentes estructurales a la latitud del río Rocín permiten tener un mejor control de la deformación en la zona oriental de la sección de la FIG. 4.34. Se reconoció que el plegamiento es consecuente con una vergencia oriental para la dirección de movimiento de los bloques colgantes de las fallas que los generan, además de observarse algunas de las relaciones de contacto entre las facies miocenas más detríticas y las volcánicas descritas en el texto (ver Cap. IV.1).

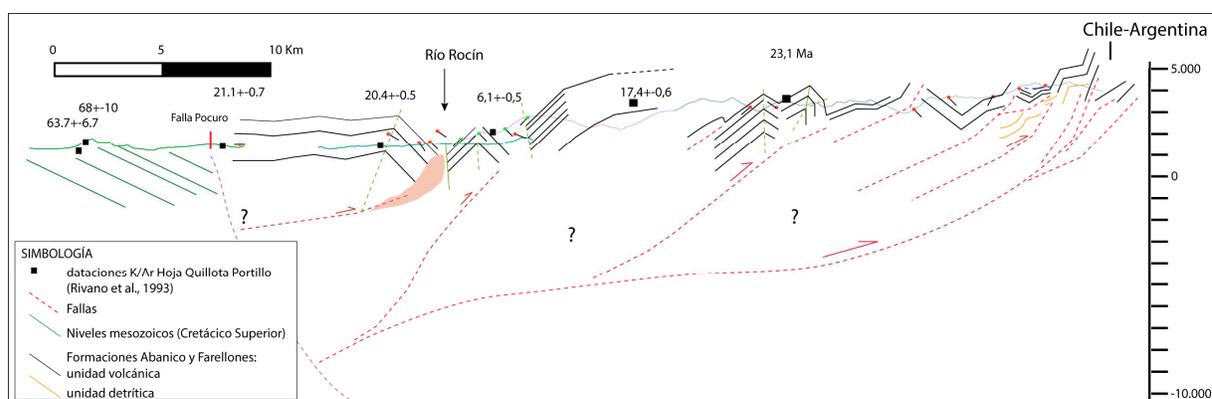


FIGURA 4.34: Esquema de plegamiento e interpretación en base a bandas kink basada en información geológica levantada en la Hoja Quillota Portillo a ~32°30' S (Rivano et al., 1993) y este trabajo.

Sección entre 32°45' S y 33° S

A la latitud del río Aconcagua (FIG. 4.1), la zona de Falla Pocuro genera una zona de alteración importante (más de 1 km de ancho); por este motivo, no fue posible observar el contacto entre las unidades a ambos lados de la falla debido a que esta región se encuentra en general cubierta con depósitos cuaternarios. Sin embargo, Fock (2006) presenta dataciones geocronológicas y perfiles esquemáticos de una zona de ~10 km de ancho al oeste de la Falla Pocuro, y en los que indica la presencia de rocas de las formaciones Abanico y Farellones en contacto por fallas de vergencia al oeste (Falla Infiernillo), con las unidades cretácicas al oeste (FIG. 4.35). Hacia el oriente, de las dataciones geocronológicas K/Ar y Ar/Ar presentes en la región (Rivano et al., 1993), junto a la reconstrucción mediante bandas kink del plegamiento (FIG. 4.35), se observa que en toda la región afloran las unidades oligocenas a miocenas deformadas en plegamiento de longitud de onda decreciente al oriente (FIG. 5.35), y de vergencia

oriental desde la zona de Falla Pocuro hacia el este. De observaciones realizadas hacia el norte (río Colorado), el plegamiento al oeste de la zona de la Laguna del Inca afecta a rocas de la Formación Farellones que hacia el oeste se disponen subhorizontales discordantes sobre la Formación Abanico. Inmediatamente al oeste de la Laguna del Inca, en el Cerro Juncal, un par anticlinal-sinclinal de buzamiento al sur, se presenta en contacto por falla con niveles que hacia el oriente conforman un sinclinal que bordea por el este a la laguna (FIG. 4.35B). Algunas de las fallas del sector más oriental de la sección han sido interpretadas como fallas fuera de secuencia de la FPC del Aconcagua (ver Cegarra y Ramos, 1996), cuyo despegue principal es de bajo ángulo y a una profundidad de ~3 km en base a perfiles balanceados realizados para esta región (Cegarra y Ramos, 1996).

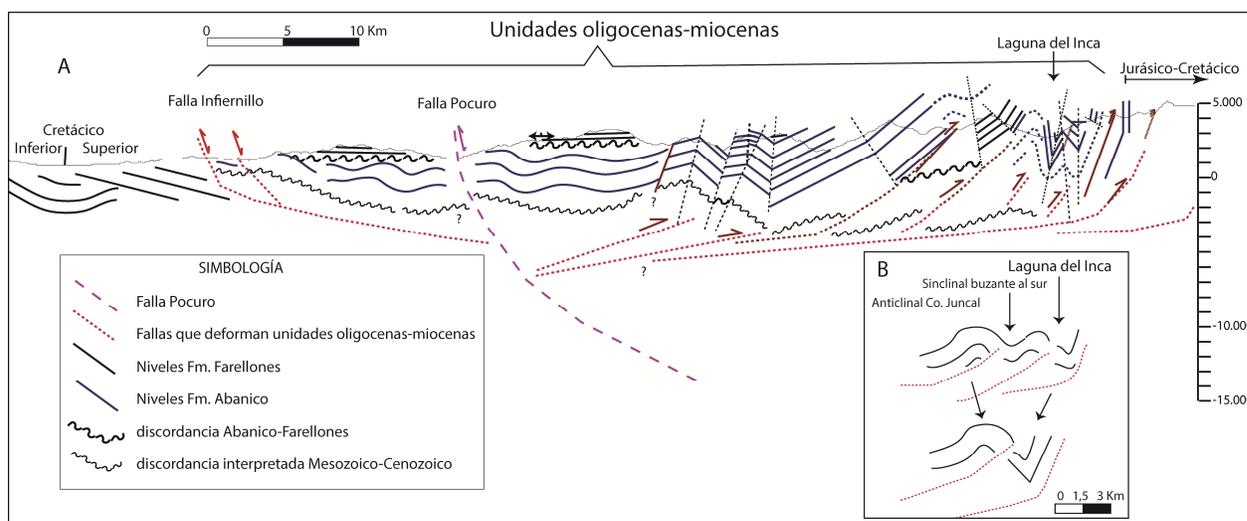


FIGURA 4.35: A) Sección esquemática a 32°45' S entre la Falla Infernillo y el límite internacional Chile Argentina. B) Detalle de interpretación para la zona de Cerro Juncal y Laguna del Inca.

IV.3.2 Eventos de Deformación

En el sector noroccidental entre 32°S y $32^{\circ}15'\text{S}$, se observa que la zona de Falla Pocuro afecta principalmente a secuencias del Cretácico Superior. Un primer evento (FIG. 4.36) habría deformado los niveles de ~ 88 Ma de la Formación Salamanca, entre este período y previo a ~ 25 - 30 Ma, en lo que corresponde a las edades más antiguas de la Formación Abanico en las cercanías de la zona de falla, datadas mediante K/Ar (Rivano et al., 1993). Entre ambas formaciones existe un hiatus de más de 50 Ma, lo que indicaría un probable proceso de alzamiento y denudación importante para ese período, concordante con las edades de trazas de fisión en apatito y circón en las cercanías de la zona de falla a la latitud del río Rocín, las que varían en esta zona entre ~ 38 y ~ 59 Ma en rocas de las formaciones del Cretácico Superior (Campbell, 2005).

Posteriormente, durante el Oligoceno a Mioceno inferior se habría desarrollado la cuenca extensional de Abanico, que a esta latitud tendría sus facies distales acumuladas en el sector oriental de la actual Cordillera Principal, en depocentros controlados por fallas normales de rumbo $\sim\text{NS}$, y sus niveles volcánicos proximales al arco en las cercanías y hacia el este de la zona de Falla Pocuro. Una reactivación de la zona de Falla Pocuro hace $\sim 23,5$ Ma (Campbell, 2005) al sur de $\sim 32^{\circ}30'\text{S}$, habría deformado algunos de los niveles volcánicos de la Formación Abanico ya acumulados en esta región.

Cristallini (1996), indica que la evolución estructural de la FPC de La Ramada, en el sector oriental de este estudio, se habría iniciado cuando la horizontalización de la placa de Nazca aún no había comenzado en esta región. La primera etapa habría comenzado hace 19 o 20 Ma, desarrollándose los primeros plegamientos en territorio Argentino y el primer alzamiento de la Cordillera Principal (FIG. 4.36) en el sector limítrofe entre ambas naciones (Cristallini, 1996). En esta etapa se habrían invertido algunas de las fallas normales que previamente habrían controlado la acumulación de los depósitos distales de la Formación Abanico, en el sector oriental de la Cordillera Principal (FIG. 4.36). El rumbo de las estructuras formadas en esta etapa es aproximadamente nortesur (Cristallini, 1996). Para este mismo período (20-15 Ma), Rodríguez et al., (sometido) mediante termocronología de trazas de fisión y U-Th/He en apatito (AFT y AHe), registra una evento de rápida exhumación en la Cordillera Principal entre 29° y 32°S ; coincidente con la fase tectónica Quechua o Pehuenche reconocida en los Andes Centrales (Rodríguez et al., sometido), y con resultados mediante el mismo método (AFT), los que indicaron rápida exhumación y alzamiento entre 15 y 10 Ma para la Cordillera Principal a 32°S (Cembrano et al., 2003), relacionado probablemente a la migración hacia el sur de la dorsal del Juan Fernández entre ~ 16 y 12 Ma, y la horizontalización de la placa de Nazca a esta latitud y cambios en los parámetros de convergencia (Yáñez et al., 2001; Cembrano et al., 2003).

Con la disminución del ángulo de subducción en el Mioceno medio, la deformación se propaga hacia el oriente y habría generado la inversión de antiguas fallas normales (FIG. 4.32) y la migración del arco magmático hacia el oriente, lo que explicaría la posición discordante de algunas lavas de la Formación Farellones, sobre las unidades más antiguas en el sector oriental entre 32° y 33°S (Cristallini, 1996). Esto es además congruente con los resultados de termocronología estudiados al norte de 32°S (Rodríguez et al., sometido), quienes indican que después de 10 Ma no se registra exhumación importante de la Cordillera Principal occidental entre 29° y 32°S, y la escasa influencia de la dorsal de Juan Fernández en la Cordillera de la Costa, dada la baja tasa de exhumación que registra desde el Cretácico medio (Cembrano et al., 2003), y en particular durante el Cenozoico (Rodríguez et al., sometido).

La etapa de deformación en la FPC de La Ramada, desarrollada entre aproximadamente 14 Ma y 12,7 Ma (Pérez y Ramos, 1996), está controlada por la reactivación e inversión de antiguas fallas normales de *rift* triásico; las cuales tienen un rumbo esencialmente NNW y levantan bloques de basamento (Cristallini, 1996). El levantamiento del basamento mediante fallas inversas de alto ángulo habría producido una línea de fijación en la propagación de la faja plegada y corrida (Cristallini, 1996), dando paso a la tercera etapa caracterizada por el desarrollo de corrimientos fuera de secuencia, en el sector más occidental de la FPC de La Ramada (FIG. 4.36). Las fallas de rumbo NNW, al oriente de la región de este estudio, corresponden entonces a las más occidentales de esta serie de corrimientos fuera de secuencia, y controladas por un nivel de despegue bastante más somero que las que habrían invertido el basamento en la FPC de La Ramada. Las estructuras fuera de secuencia más occidentales generan la deformación de las rocas de las formaciones Abanico y Farellones, en el sector oriental de la zona de estudio, y en algunos sectores causan interferencias con la deformación previa de la región. Posteriormente continúa la deformación hacia el antepaís y comienza la deformación de la Precordillera, posiblemente reactivando superficies de debilidad previa, hasta antes de los 9,2 Ma (Cristallini, 1996). Cristallini (1996) describe un último pulso de basculamiento que se ve evidenciado en la suave inclinación que presentan en algunos sectores los depósitos de la Formación Farellones; este basculamiento estaría generado por reactivaciones que se ven representadas por la fuerte discordancia angular entre el Terciario y el Cuaternario en los depósitos de la cuenca de Manantiales (Pérez, 1995), que sugieren un levantamiento final del sistema entre el Plioceno y el Pleistoceno, en el que se vuelven a reactivar la fallas de basamento (Cristallini, 1996). Cristallini (1996) calcula un acortamiento de 174 km (30%) para una transecta andina realizada a los 32°S entre la trinchera pacífica y la sierra de Pie de Palo; y estima que el espesor cortical previo a la deformación andina debe haber sido algo superior a los 33 km.

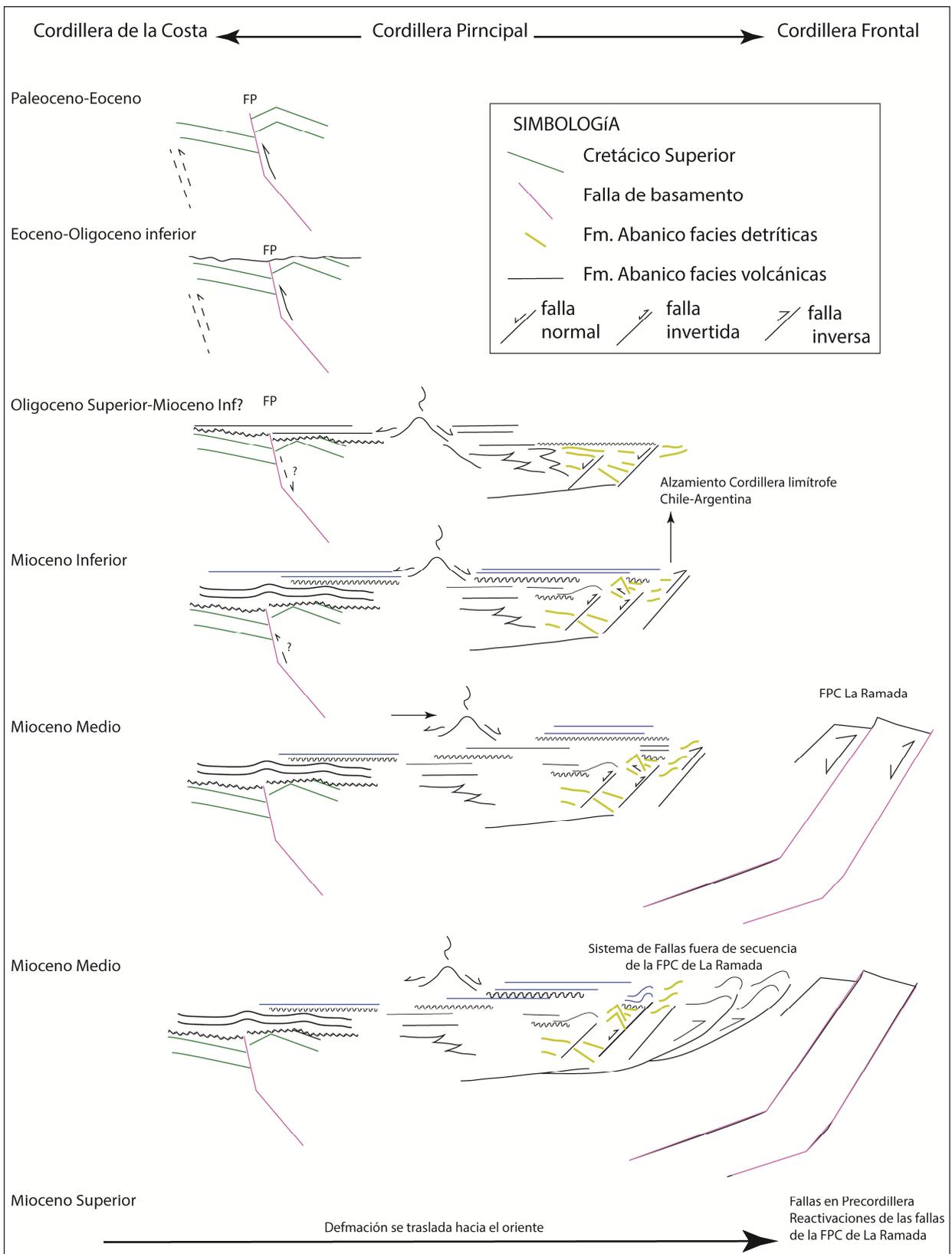


FIGURA 4.36: Esquema de eventos de deformación entre 32°S y 32°30'S entre la zona de Falla Pocuro (FP) y la FPC La Ramada.

Hacia el sur, en el sector de la faja plegada y corrida (FPC) del Aconcagua, Cegarra y Ramos (1996) desarrollaron una restauración palinspástica de la Cordillera Principal oriental y Frontal a 33°S considerando las unidades pre-miocenas. En esta región, estos autores modelan la zona a deformar como una cuña que se adelgaza hacia el oriente, con un nivel basal somero. En este modelo la FPC del Aconcagua tiene características de una FPC de piel delgada antitética, la que habría estado activa desde ~20 Ma para luego reactivarse en el Mioceno superior, cuando la migración de la deformación hacia el oriente habría permitido el desarrollo de la Cordillera Frontal. Al igual que en la zona norte (FPC de La Ramada), se observan evidencias de inversión de fallas normales antiguas, aunque sin involucrar significativamente al basamento (Cegarra y Ramos, 1996). Sin embargo, al sur de la ciudad de Santiago (33°30'S-33°45'S), estudios posteriores indican que la deformación en este sector oriental involucra diferentes estilos desde inicios del Mesozoico: deformación extensional, compresión de piel delgada, inversión tectónica y deformación de piel gruesa, en la que el basamento se ve involucrado sin inversión (Giambiagi et al., 2003).

En el límite suroriental de este estudio, las primeras etapas de deformación estarían caracterizadas por la inversión de grábenes jurásicos. Estos autores indican que la deformación Andina en esta región se habría iniciado hace ~20 Ma y previo a la depositación de los potentes niveles volcánicos de la Formación Farellones. Las lavas de la Formación Farellones sobreyacen discordantes en algunos sectores sobre rocas más antiguas deformadas (Cegarra y Ramos, 1996), lo que al igual que en la región norte (Cristallini, 1996), se ha asociado a la progresión de la deformación hacia el oriente. Además, al igual que en la zona de la FPC de La Ramada, el sector chileno de la Cordillera Principal se habría visto afectado por corrimientos fuera de secuencia, cuyo desarrollo no se encuentra bien acotado debido a la complejidad estructural y escasez de dataciones radiométricas en algunos niveles; por lo que no se tiene certeza si ocurrieron con anterioridad o posteriores a la estructuración del frente de corrimientos de la Cordillera Principal post 8,6 Ma. (ver Cegarra y Ramos, 1996). Por otra parte, a esta misma latitud, Campbell (2005) señala que el geotermómetro del apatito se habría cerrado recién a los 6 Ma, momento en el cual habría ocurrido un evento de alzamiento y exhumación importante, que habría afectado a las rocas de las formaciones Abanico y Farellones. Hacia el sur, a la latitud de Aconcagua y Santiago (33°-33°45'S), Cembrano et al. (2003), mediante trazas de fisión en apatito, registran dos importantes eventos de exhumación, uno a los 12 Ma en la Cordillera Principal y otro probablemente a los 5 Ma, concordante con los estudios de Campbell (2005) y el arribo de la dorsal de Juan Fernández hace ~6 Ma a esta latitud (Cembrano et al., 2003).

Cegarra y Ramos (1996) calcularon los acortamientos de una sección a 33°S, de 250 km de ancho, la que considerando un espesor cortical normal de 35 km, da como resultado ~153 km para el acortamiento cenozoico, y de ~60 km para el acortamiento cortical pre-Mioceno medio. A diferencia de la región de la FPC de La Ramada, aquí el mayor acortamiento es absorbido en el sector cordillerano y no en la Precordillera (Cristallini, 1996).

V EXPERIENCIAS EN MODELADO ANALÓGICO DE DEFORMACIÓN CORTICAL.

V.1 Introducción

A partir de los antecedentes de terreno presentados en los capítulos anteriores, no es posible resolver dos de las características importantes observadas en este estudio. Por una parte, se observa un aumento progresivo hacia el sur del ancho de los afloramientos cenozoicos en la Cordillera Principal Andina entre 32° y 34°S (ver Anexo B y FIG. 2.15). Por otra parte, se presentan evidencias de que las estructuras que habrían controlado la extensión de la cuenca de Abanico al sur de 33°S no presentan una continuidad regional hacia el norte; sin embargo se observa una orientación preferencial ~NS y una ubicación oriental para fallas interpretadas como fallas invertidas y probablemente límites de subcuencas en la región de este estudio (ver Cap. IV).

Los estudios de inversión tectónica mediante modelado analógico han permitido el estudio sistemático de algunos de los factores que controlan la deformación, gracias a la simplificación o el estudio aislado de éstos, lo cual ha generado valiosa información respecto de estos sistemas complejos, en los que muchos factores se conjugan en los sistemas estructurales naturales. Diversos trabajos han mostrado la importancia de la orientación de las estructuras a invertir respecto de la orientación de los esfuerzos compresivos, para la reactivación selectiva de fallas (Sassi et al., 1993; Turner y Williams, 2004; Jaeger y Cook, 1976; Panien et al., 2005; Amilibia et al., 2005; Yagupsky et al., 2008; Brun y Nalpas, 1996; Nalpas et al., 1995). Modelos análogos de sistemas de *rift* oblicuos invertidos, muestran que el rumbo de las estructuras normales previas controlan la orientación, distribución, largo, y número de estructuras desarrolladas en la etapa contraccional (Panien et al., 2005; Amilibia et al., 2005). Sin embargo, en estos modelos la orientación preferencial de las estructuras es perpendicular al máximo esfuerzo en extensión y en compresión, desarrollándose estructuras oblicuas en relación a la oblicuidad de la zona de *rift* o a fallas de transferencia entre sistemas de *rift* en *echelon* (Amilibia et al., 2005). Por otra parte, Amilibia et al. (2005) observan que las nuevas estructuras compresivas de bajo ángulo se desarrollan en las últimas etapas de la fase compresiva, después del desarrollo de inversión de estructuras oblicuas. Otros modelos muestran que tras el desarrollo de inversión por medio de eventos de extensión y compresión no coaxiales (Yagupsky et al., 2008), la mayor parte de las fallas normales maestras no son reactivadas, lo que se acrecienta a mayor ángulo de oblicuidad de la zona de *rift* respecto de la dirección de acortamiento. En estos últimos experimentos, la contracción se concentra inicialmente en las zonas cercanas al frente de deformación en el interior de la zona de *rift*; sin embargo, a una distancia crítica las estructuras inversas adquieren una orientación perpendicular a la dirección del acortamiento.

Las observaciones descritas anteriormente, no permiten explicar la orientación NS de las fallas normales invertidas en la región de estudio, dado que las estructuras de la FPC de La Ramada son oblicuas en dirección NNW. Estas últimas han sido atribuidas a la dirección de las zonas de debilidad o antiguas suturas de *rift* triásico (ver Caps. II y IV de este texto). Las estructuras interpretadas como fallas fuera de secuencia de la FPC de La Ramada (Cristallini, 1996), afloran en la zona de estudio en una región de ancho cercano a 12 km y un espaciamiento entre fallas de entre 2 a 3 kms, desde la zona de la Falla Río Teatinos, por el oriente en territorio argentino, hasta la falla “Leiva-Blanco” en territorio chileno; en donde algunas de las fallas no afloran y son interpretadas en relación al plegamiento que producen (ver Cap. IV). Cristallini (1996) explica que en la zona no hay elementos que permitan establecer la profundidad de despegue de estos corrimientos fuera de secuencia, pero que dado que la separación entre ellos es inferior a los 4 km y que los pliegues vinculados tienen longitudes de onda pequeñas, sólo se puede concluir que el despegue de estas estructuras es bastante superficial y generarían pliegues por propagación de falla (Suppe y Mendwedeff, 1990; Cristallini, 1996), en contraposición a las estructuras profundas que habrían controlado el *rift* triásico. Estos autores construyeron secciones balanceadas, en las cuales las estructuras fuera de secuencia tienen despegues a ~1 a 2 kms bajo el nivel del mar, o ~5 km de profundidad considerando la topografía en la cordillera limítrofe entre Chile y Argentina; mientras que la profundidad de despegue del *rift* triásico fue calculada en un mínimo de 21 kms bajo el nivel del mar, con inclinaciones subhorizontales (menores a 3°W) para las primeras y subverticales para las segundas.

Lo descrito anteriormente, permite interpretar que la orientación de las estructuras de basamento no necesariamente controla la orientación de las estructuras superficiales de la secuencia de corrimientos fuera de secuencia; dado que el nivel de despegue no es el mismo para ambos eventos de deformación. En base a esto se plantea otra hipótesis que explique la diferencia en la orientación preferencial NS de las estructuras normales y/o invertidas del sector occidental de este estudio, y las estructuras relacionadas al evento de estructuración fuera de secuencia de la FPC de La Ramada. Como hipótesis de trabajo para el desarrollo de modelos análogos, se plantea que un cambio en el ancho de la cuenca preexistente puede generar cambios en la orientación de las estructuras en el proceso compresivo. Lo anterior concuerda además con la presencia, en esta zona de estudio, de una angosta franja (no más de 10 km de ancho) de niveles detríticos acumulados en depocentros controlados por fallas (ver Cap. IV); mientras que hacia el sur, gran parte de la región donde se acumularon las rocas de la Formación Abanico habría estado controlada por fallas normales, ocupando un ancho de más de 50 km y con altas tasas de subsidencia, en algunos casos a más de 3,5 km de profundidad (ver Fock, 2006; Charrier et al., 2007; Campbell, 2005; Farías, 2007, entre otros).

V.2 Modelado analógico como metodología de estudio

El modelado analógico es una metodología que ha sido empleada desde el siglo XIX (Hall, 1815) hasta el presente, con el fin de estudiar procesos geológicos complejos. Permite analizar la respuesta mecánica de los materiales analógicos, simplificando las propiedades reológicas de las rocas existentes en la naturaleza, así como las escalas de evolución (tiempo y tamaño) de la deformación. La introducción de la “teoría del escalado” por Hubbert (1937) permite considerar al modelado analógico como una herramienta cuantitativa y no meramente descriptiva, siempre que se cumplan con tres aspectos de similitud con el prototipo natural: geométrico, cinemático y dinámico (Hubbert, 1937). Desde entonces, diversos avances han permitido una amplia gama de estudios mediante esta técnica, al considerar: distintos materiales analógicos de comportamiento frágil y dúctil, para la representación a escala de las distintas capas litosféricas; el uso de variados montajes para la representación de distintos ambientes de deformación; y la introducción de técnicas computacionales y de modelado numérico en el análisis y procesamiento de los datos del modelado analógico; lo que en suma ha permitido un avance significativo en la adquisición de información, y su interpretación y comparación a prototipos naturales.

El estudio mediante modelado analógico permite, además, separar los distintos factores (geométricos, mecánicos y dinámicos) que actúan durante la deformación de una región, y estudiarlos de forma sistemática y separada, para comprender el control que ejerce cada uno. Esto permite eliminar parte de las complejidades que se observan en un prototipo natural, al mantener constante algunos factores y estudiar de manera individual los de interés en cada experiencia en particular.

Diversos estudios analógicos han sido diseñados para el estudio de inversión de cuencas y reactivación positiva de fallas (Lowell, 1974; McClay, 1989; Buchanan y McClay, 1991; Mitra, 1993; Sassi et al., 1993; Brun y Nalpas, 1996; Panien et al., 2005; Amilibia et al., 2005; Yagupsky et al., 2008; Pinto et al., 2010; Likerman et al., 2013, entre otros). Sassi et al. (1993), realizaron un estudio sistemático de la reactivación de discontinuidades preexistentes, mostrando que las orientaciones preferenciales de estructuras reactivadas son bastante concordantes a análisis teóricos de estabilidad de fallas, y que el espaciamiento y posición de las fallas juega un rol importante en su reactivación; por otra parte, también se ha demostrado que para producir inversión de estructuras de alto ángulo en modelos análogos de sistemas frágiles, es necesario un ángulo no coaxial entre los esfuerzos compresivos y extensionales (Brun y Nalpas, 1996; Gartrell et al, 2005), con un ángulo óptimo cercano a 15° (Brun y Nalpas, 1996).

Los primeros estudios de inversión tectónica en modelos análogos, utilizaron bloques rígidos y móviles que inducían la geometría inicial de las fallas normales (Bally, 1984; Koopman et al., 1987; McClay, 1989; Buchanan y McClay, 1991, 1992; Mitra, 1993; McClay y White, 1995; Yamada y McClay, 2003a,b). En estos trabajos se han desarrollado muchos de los avances respecto de la comprensión de las diferentes geometrías (lítrica, planar, en dominó, etc.) de los set de fallas normales a invertir, y su

comparación con casos naturales. Otros estudios (McClay, 1989), han desarrollado modelos en los que se permite la deformación tanto del bloque colgante como el bloque yacente, pero imponiendo también la geometría de la falla; mientras que otros han inducido la deformación mediante el movimiento de una discontinuidad de velocidad (DV) en la base de los modelos (Allemand et al., 1989; Allemand y Brun, 1991; Tron y Brun, 1991; Brun y Nalpas, 1996; Panien et al., 2005; Pinto et al., 2010; Likerman et al., 2013; entre otros). Estos estudios han demostrado que la geometría de esta discontinuidad y la geometría de la cuenca resultante tras el proceso de extensión, tendrán consecuencias en la geometría y estilo estructural tras una posterior inversión tectónica de la cuenca. Otros modelos de inversión tectónica positiva de cuencas, han utilizado una base de silicona, de modo de propagar la deformación en una región más amplia que la generada mediante la traza de una discontinuidad de velocidad establecida (Nalpas et al., 1995; Brun y Nalpas, 1996; Pinto et al., 2010, Likerman et al., 2013; entre otros).

Algunos modelos han intentado comprender el rol de la sedimentación contemporánea a la extensión y a la inversión; en éstos se ha demostrado el importante rol que juega la sedimentación syntectónica de los grábenes extensionales, en la reactivación posterior de las estructuras en inversión (Dubois et al., 2002). Estos autores muestran que una menor carga litostática de la cuenca promueve la reactivación de fallas; similar a lo observado por Muñoz (2007) y Pinto et al., (2010), quienes reconocen que mientras la cuenca contenga más carga sedimentaria en su interior, ésta se vuelve asimétrica y el depocentro se hace más profundo hacia la zona con mayor carga, generándose más fallas normales en esa región de mayor sedimentación. Por otra parte, estos mismos modelos, en una etapa compresiva, muestran que las zonas con mayor carga sedimentaria en el interior de la cuenca, promueven la aparición anticipada de estructuras inversas nuevas (principalmente *shortcuts*), mientras que una mayor carga en el exterior de la cuenca, con respecto al interior, facilita la reactivación de las fallas normales.

Trabajos recientes de inversión de cuencas mediante modelado analógico (Bonini et al., 2012) muestran, además, que durante la inversión se puede producir un cambio de manto en las fallas reactivadas, adquiriendo inclinaciones menores y facilitando la compresión, así como también, la rotación de los ejes principales de estrés, lo que podría explicar la invariable reactivación de sólo algunas de las fallas que limitan un graben extensional.

Para la cuenca extensional y posteriormente invertida de Abanico (ver Charrier et al., 2007 y referencias allí), se han generado modelos analógicos de inversión tectónica (Pinto et al., 2010), cuyos resultados muestran un control de la sedimentación syntectónica; los cuales han sido aplicados a la comprensión de algunas de las características estructurales de la región entre 33° y 34°S. Para la región de este estudio (32°-32°30' S), solo se reconoce el desarrollo extensional en la región más oriental de la zona, por lo que modelos analógicos que muestren esta diferencia latitudinal, podrían contribuir a la comprensión de esta cuenca a una escala más regional (32°-34°S).

V.3 Antecedentes

V.3.1 Motivación del Estudio, Hipótesis y Objetivos

La utilización de esta metodología de estudio es motivada en base a los antecedentes expuestos para la región estudiada (Cap. II y IV), en donde se observa una diferencia latitudinal tanto en el ancho de los depósitos de la Formación Abanico entre 32° y 34°S, como en el ancho de la zona donde se habrían generado las estructuras extensionales que en algunas zonas habrían controlado la acumulación de esta formación, y los cambios latitudinales en el rumbo de algunas de las estructuras que limitan sus afloramientos (FIG. 2.15). Una serie de secciones transversales al margen andino en la Cordillera Principal, entre la Cordillera de la Costa y el límite fronterizo con Argentina entre 31°30' y 35°00' (Jara et al., 2009, Anexo B), destacan algunas de estas características, lo que se sugiere que podría corresponder a un ancho de cuenca menor en el momento de depósito de estas unidades en la región norte, o a un mayor acortamiento y erosión a esas latitudes.

En este estudio, se plantea como hipótesis de trabajo, que el ancho de cuenca inicial y el rumbo de las estructuras que la delimitan, condicionan el ancho de la zona de deformación y el rumbo de las estructuras desarrolladas en un evento compresivo posterior, que invierta tectónicamente una cuenca extensional.

Se plantea que algunas de las diferencias latitudinales (en el estilo de deformación, ancho de exposición de rocas Oligocenas a Miocenas, rumbo preferencial de las estructuras, acortamiento, etc.), en la estructura de la región cordillerana donde afloran las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la cuenca de Abanico (Eoceno medio-superior a Oligoceno superior-Mioceno inferior), se deberían a la heterogeneidad en las características iniciales de ésta cuenca, que se habría desarrollado en una extensa región entre ~28° y 39°S (Charrier et al., 2007) y su posterior inversión tectónica durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. En particular, realizaremos una comparación entre la zona de estudio, 32°-33°S descrita en este trabajo (Caps. I, II y IV), y la zona cordillerana a 33°S-34°S en la Cordillera Principal occidental; donde el espesor de la Formación Abanico se estima en aproximadamente en 3.000 a 3.500 m (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003; Charrier et al., 2005; Fock, 2005; Charrier et al., 2007), y las estructuras son de orientación general norte-sur. Hacia el este, en la Cordillera Principal oriental, la estructura se hace más compleja (Rauld, 2010), caracterizado por una serie de corrimientos con vergencia al este en las unidades mesozoicas con repetición de secuencias (Ramos et al., 1996; Giambiagi et al., 2003; Armijo et al., 2010).

Con el objetivo de reconocer el rol del ancho de la cuenca previa, se desarrollaron varias series (montajes experimentales), en las que se estudia el ancho de deformación tanto en extensión como en compresión, con el fin de reconocer su control al superponer ambos

eventos (extensión y compresión). Las características de cada serie se describen en el punto V.4.3 de este capítulo.

V.4 Metodología

V.4.1 Escalamiento

La Teoría del escalado (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981), dice que para que un modelo análogo sea representativo de un sistema geológico, debe haber una similitud geométrica (homogeneidad espacial) y dinámica (homogeneidad temporal) con la naturaleza (Hubbert, 1937 y Ramberg, 1981), por lo que es necesario mantener ciertas relaciones de escala entre ambos. Estas relaciones de escala se deducen de el factor de escala espacial (L), el temporal (T), y el de masa (M); los cuales se relacionan de modo que $M = M_{\text{modelo}}/M_{\text{naturaleza}}$, $L = L_{\text{modelo}}/L_{\text{naturaleza}}$, $T = T_{\text{modelo}}/T_{\text{naturaleza}}$; a través de los cuales es posible deducir las relaciones de escala correspondientes a algunas variables físicas (FIG. 5.1, Twiss y Moores, 2007).

En base a los factores de escala (FIG. 5.1), para que el modelo análogo y el prototipo natural sean *cinemáticamente similares* (Hubbert, 1937), el tiempo requerido para desarrollar un cambio de tamaño, forma o posición en el modelo es proporcional mediante el factor de escala T (FIG. 5.1); es decir, el tiempo en que se produce un cambio en el modelo, es T veces el tiempo en el que se produce un cambio geoméricamente similar en el prototipo real. El modelo análogo y el prototipo natural serán *dinámicamente similares*, si todas las fuerzas y/o esfuerzos actuantes sobre el modelo se relacionan con su correspondiente en el prototipo real por el mismo factor de escala Σ ; mientras que para que sean *geoméricamente similares* todas las dimensiones del primero son Λ veces las dimensiones equivalentes del segundo (FIG. 5.1).

| Cantidad física | Símbolo | Unidades | Relaciones modelo/prototipo | Factor de escala |
|-----------------|----------|------------------|---|----------------------------------|
| Longitud | L | L | $\frac{L_m}{L_p}$ | Λ |
| Tiempo | t | t | $\frac{t_m}{t_p}$ | T |
| Masa | m | m | $\frac{m_m}{m_p}$ | M |
| Área | A | L^2 | $\frac{A_m}{A_p} = \frac{(L_m)^2}{(L_p)^2}$ | Λ^2 |
| Volumen | V | L^3 | $\frac{V_m}{V_p} = \frac{(L_m)^3}{(L_p)^3}$ | Λ^3 |
| Densidad | ρ | $\frac{m}{V}$ | $P \equiv \frac{\rho_m}{\rho_p} = \frac{m_m (L_p)^3}{m_p (L_m)^3}$ | $P = \frac{M}{\Lambda^3}$ |
| Velocidad | v | $\frac{L}{t}$ | $\frac{v_m}{v_p} = \frac{L_m/t_m}{L_p/t_p} = \frac{L_m t_p}{L_p t_m}$ | $\frac{\Lambda}{T}$ |
| Aceleración | a | $\frac{L}{t^2}$ | $\frac{a_m}{a_p} = \frac{L_m/t_m^2}{L_p/t_p^2} = \frac{L_m t_p^2}{L_p t_m^2}$ | $\frac{\Lambda}{T^2}$ |
| Fuerza | F | $\frac{mL}{t^2}$ | $\frac{F_m}{F_p} = \frac{m_m (L_m/t_m^2)}{m_p (L_p/t_p^2)} = \frac{m_m L_m t_p^2}{m_p L_p t_m^2}$ | $\frac{M\Lambda}{T^2}$ |
| Esfuerzo | σ | $\frac{F}{L^2}$ | $\Sigma \equiv \frac{\sigma_m}{\sigma_p} = \frac{F_m/A_m}{F_p/A_p} = \frac{F_m L_p^2}{F_p L_m^2}$ | $\Sigma = \frac{M}{\Lambda T^2}$ |

FIGURA 5.1: Relaciones modelo/prototipo y factor de escala para algunas variables físicas (tomado de Twiss y Moores, 2007).

Siguiendo el análisis en Yagupsky (2009), la densidad de los materiales utilizados es similar a las de las rocas; y considerando que en el modelo se trabaja bajo condiciones de gravedad iguales a la natural, los factores de escala de la densidad (P) y aceleración (Λ/T^2) serán cercanos a 1. De lo anterior resulta que $g_m/g_p=1$ y $T=\Lambda^{1/2}$, por lo que el escalamiento dinámico estará controlado por Σ (FIG. 5.1). Reemplazando $M=P*\Lambda^3$ en Σ , resulta $\Sigma= P \Lambda^2/T^2$; reemplazando el factor de aceleración se obtiene $\Sigma=P*\Lambda*g_m/g_p$; y como $P=1$ y $g_m/g_p=1$, obtenemos finalmente que $\Sigma=\Lambda$; lo que implica que la relación de escala para los esfuerzos involucrados en el modelo queda determinada al definir la relación de escala espacial. Por otra parte, ya que el comportamiento mecánico de los procesos de deformación frágil está gobernado por la ley de Mohr-Coulomb (materiales coulombianos), el factor de escala T no influye en el escalamiento de estos modelos, y el comportamiento estará definido por la cohesión (C_o) y el coeficiente de fricción interna (μ_f) del material.

En este trabajo, la relación de escala Λ utilizada es 10^{-5} ; es decir 1 cm en el modelo representa aproximadamente 1 km en el prototipo real. Considerando que el factor de escala Λ utilizada es 10^{-5} , y dado que los valores de cohesión de las rocas corticales no superan los 60 MPa (Byerlee, 1978), se deduce que el material a utilizar en los modelos debe tener un valor de C_0 despreciable (Yagupsky, 2009). En cambio, el coeficiente de fricción interna del material, al ser una variable adimensional, debe ser equivalente en el modelo y en el prototipo real. Para las rocas corticales éste varía entre 0,6 y 0,85 (Byerlee, 1978; Brace y Kohlstedt, 1980); mientras que las arenas y otros materiales granulares cumplen con $C_0 \leq 100 \text{ Pa}$ y $0,5 < \mu_f < 1$ (Krantz, 1991; Faccenna et al., 1995; Cobbold y Castro, 1999), lo cual los hace adecuados para simular procesos de deformación cortical frágil. En este estudio se utilizó una $C_0 < 100 \text{ Pa}$ y un ángulo de fricción interna de $\sim 32,7^\circ$, lo que corresponde a un $\mu_f \sim 0,64$.

V.4.2 Materiales utilizados

Los materiales más frecuentemente utilizados para la simulación analógica de deformación frágil son arena seca y arcilla húmeda. Para las experiencias desarrolladas en este trabajo hemos utilizado capas de arena seca de cuarzo de granos redondeados, bien seleccionados, de tamaño menor a 500 micrones, con cohesión menor a 100 Pa y un ángulo de fricción interna de $\sim 32,7^\circ$ medido (Yagupsky et al., 2008) con un aparato de Hubbert (Hubbert, 1951), el cual es comparable a los determinados experimentalmente para rocas de la corteza superior (Hubbert, 1951; Byerlee, 1978).

Para la deformación extensiva se utilizó una discontinuidad de velocidad (DV) en la base del modelo, mediante el uso de una lámina de acetato anclada a una pared móvil. Con el fin de distribuir de manera homogénea la deformación en una región mayor a la generada por esta DV, se utilizó además una fina lámina de 0,5 mm de espesor de silicona (SGM 36) bajo las capas de arena a deformar. La silicona que utilizamos es la "SGM 36" de *Down Corning*. Su viscosidad es de $5 \times 10^4 \text{ Pa/s}$ a 20°C , y su densidad de 960 kg/m^3 (Davy y Cobbold, 1991). El uso de silicona SGM 36 está bien documentada (Weijermars, 1986) y se utiliza con fines geométricos, sin necesariamente representar una característica dúctil de la corteza (Brun y Nalpas, 1996; Pinto et al., 2010). La utilidad de un nivel base de silicona se basa además en que permite generar inversión de estructuras con ángulos, entre los esfuerzos compresivos y extensivos, mayores al óptimo esperado para inversión, facilitando la deformación al permitir rotación de los bloques colgantes de las fallas (Brun et al, 1994;. Corti et al, 2003.; Del Ventisette et al., 2006).

V.4.3 Montaje experimental

Las primeras experiencias (test) para este estudio fueron realizadas en el Laboratorio de Modelamiento Analógico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile; posteriormente, 6 experimentos fueron realizados en el Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe) de la Universidad de Buenos Aires, Argentina.

En el LaMoGe, el montaje de cada experimento se realizó sobre una mesa de aluminio diseñada especialmente para la realización de modelos analógicos, que permite, gracias a la presencia de una serie de orificios equiespaciados cada 5 cm, la adaptación de diversos montajes geométricos según la necesidad de cada experiencia. Para estas experiencias, se ancló, mediante los orificios de la mesa, un pivote desmontable (FIG. 5.2) que permite un movimiento homogéneo o diferencial de un muro móvil, para generar deformación homogénea o diferencial respectivamente. Este muro móvil a su vez se encuentra fijo a un tornillo sin fin, impulsado por un motor paso a paso que permite el movimiento.

Con el fin de sedimentar las distintas capas de arena, se utilizó un sedimentador, montado sobre dos rieles, el que permite su movimiento continuo y homogéneo, lo que a su vez genera una sedimentación homogénea en toda la región ocupada por el modelo. Basado en los espesores medidos para las rocas de las Formaciones Abanico, Los Pelambres y en algunos sectores Juncal (ver Caps. II y IV), las cuales representan a los depósitos que rellenan la cuencas que serán modeladas en los distintos montajes de este trabajo, se utilizó el factor de escala $\Lambda = 10^{-5}$ (1 cm en el modelo representa aproximadamente 1 km en el prototipo real). Los espesores calculados para la Formación Los Pelambres superan los 3.500 m (Aguirre, 1960), mientras que Rivano (1996) sugiere un espesor de al menos 4.000 a 5.000 m. En base al cálculo de espesores mediante la observación en terreno (Cap. IV de este trabajo) y trigonometría aplicada en imágenes satelitales y mapas de la región, se considera en este estudio un espesor promedio para las secuencias de mayor potencia de 3,5 km. Esto nos lleva a construir modelos de espesor 3,5 cm con el fin de lograr una cuenca extensional con depocentros con ese espesor máximo, el cual será relleno con arena que representará el *synrift* extensional.

Se realizaron 6 series de modelos, los cuales combinan: 1) extensión homogénea, 2) extensión diferencial, 3) compresión homogénea, y 4) compresión diferencial; de modo de generar extensión y posterior inversión tectónica con diferencias latitudinales continuas en el ancho de deformación. Los modelos realizados corresponden a:

- 1) Extensión diferencial
- 2) Extensión diferencial y posterior compresión homogénea
- 3) Extensión homogénea
- 4) Compresión diferencial

- 5) Extensión homogénea y posterior compresión diferencial
- 6) Extensión diferencial y posterior compresión diferencial

Para el desarrollo de los 6 modelos se utilizó el mismo montaje (FIG. 5.2), variando para el caso de deformación diferencial, la cantidad de deformación aplicada por el muro móvil gracias a la rotación de éste a partir del pivote (FIG. 5.3). En el caso extensional, la deformación diferencial permite generar una cuenca de mayor amplitud (ancho) en las zonas distantes al pivote (D), y cuenca angosta en las zonas cercanas al pivote (P). En el caso de extensión homogénea el ancho de las zonas P y D es igual. Para el caso compresivo, la compresión homogénea implica una cantidad de acortamiento igual en toda la región, mientras que en compresión diferencial, se genera un acortamiento mayor en D que en P.

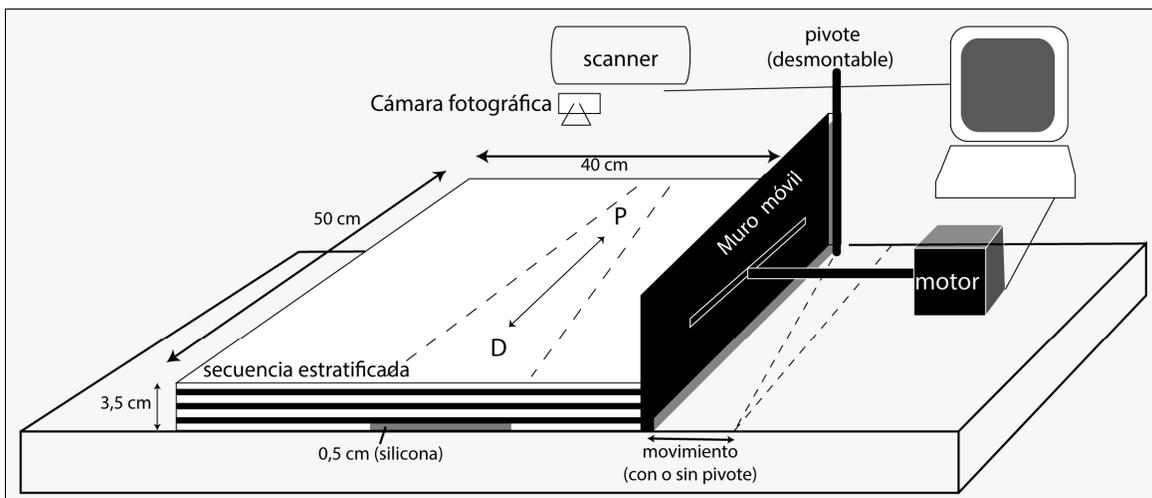


FIGURA 5.2: Montaje generalizado para las 6 series de experimentos desarrollados. Se indica relación respecto del pivote, donde P=zonas cercana al pivote, D= zona distante al pivote; las cuales son utilizadas como referencia en el texto.

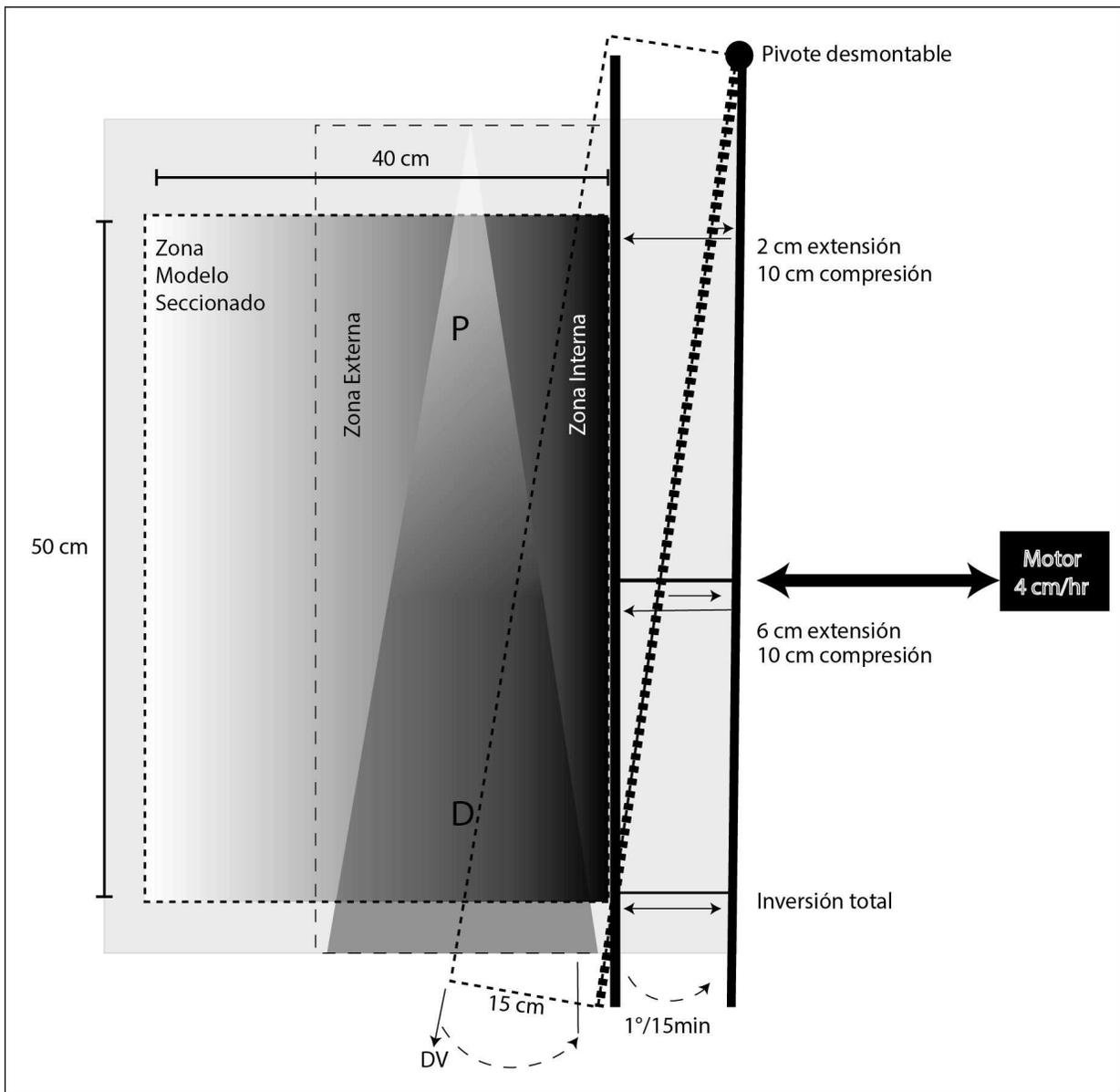


FIGURA 5.3: Vista en planta del montaje experimental y las posibilidades de movimiento del muro móvil y discontinuidad de velocidad (DV), según la dirección de movimiento del tornillo sin fin anclado al motor. Dirección (flechas) y cantidades de extensión y compresión indicadas son ejemplo aplicado para la Serie 2. P: Zona Proximal y D: Zona Distal en relación al pivote.

V.4.4 Toma de Datos

Durante el desarrollo de las experiencias, se adquirieron datos de superficie a intervalos regulares de tiempo con el fin de tener un control de la evolución de la deformación. Esto se realizó mediante la toma de fotografías digitales sucesivas, con un intervalo de tiempo de 1 min. Adicionalmente, la topografía fue escaneada en intervalos regulares de tiempo de 2 min, de modo que una vez finalizado el experimento, la secuencia de datos

adquiridos permite visualizar las diferencias de desplazamiento a intervalos regulares y reconocer las zonas activas durante las distintas etapas de evolución de la deformación.

Una vez finalizada cada experiencia, se rellenaron las cuencas y/o los frentes de deformación de modo de preservar la estructura; el modelo fue “gelificado” con el fin de permitir el seccionamiento de éste sin alterar la estructura interna desarrollada en la experiencia. Las secciones se realizaron equiespaciadamente cada 5 mm, lo que permitió tener un registro completo de la estructura y construir bloques tridimensionales de la deformación; esto último permite hacer un seguimiento de la profundidad y rumbo de las estructuras desarrolladas para su posterior análisis.

V.5 Resultados

Serie 1) Extensión Diferencial

En esta experiencia, se realiza la extensión diferencial, por medio del pivote del muro móvil, hasta alcanzar una extensión máxima de 10 cm que genera una cuenca con un ancho mayor en la zona D (FIGs. 5.2 y 5.3) de 22 cm, mientras que en la región menos extendida la cuenca presenta un ancho final de 2 cm. Detalles respecto de la evolución y estudio de secciones transversales de esta serie, se encuentran en el artículo adjunto en el Capítulo V.7 de esta tesis.

Evolución

En una primera etapa, antes del 20% de extensión, se forman los bordes principales de la cuenca (FIG.5.4B), los cuales corresponden a dos fallas con inclinaciones de 60° hacia el interior de la cuenca. Al avanzar la cantidad de extensión entre 20% y 40% de extensión, (FIG.5.4B y C), se desarrollan dos grábenes separados por un horst, uno interno (cercano al muro móvil) y uno externo (alejado del muro móvil), donde las 2 estructuras principales desarrolladas antes del 20% de extensión son los bordes de ambos grábenes. La falla del borde interno de la cuenca (y del graben interno), corresponde al borde interno de la base de silicona, la cual rota a medida que se desarrolla mas extensión. Al alcanzar un 60% de extensión (FIG.5.4D), en el interior del graben externo se genera una falla con inclinación hacia el borde interno, la cual se preserva durante todo el desarrollo del modelo, pero su inclinación disminuye de 60° al formarse, a 45° en la zona más extendida para el final del modelo (FIG.5.5). Desde un 60% de extensión en adelante (FIG.5.4E-F), la cuenca no aumenta demasiado su ancho; sin embargo los depocentros al interior de la cuenca se hacen más profundos.

En general se observa que en el transcurso del experimento, la deformación se concentra en una primera etapa en el sector externo y luego se traspasa al sector interno. Las estructuras del sector externo mantienen su orientación (rumbo) original, mientras que las del sector interno van adoptando la orientación de la placa móvil a medida que ésta va rotando con el movimiento de pivote.

Esta experiencia se realizó varias veces con diferentes formas de silicona en la base, resultando una cuenca con igual desarrollo y orientación de estructuras con una vista en planta prácticamente idéntica, lo que nos permite afirmar que la forma de la base de silicona no afecta el resultado final, y podemos obviar el error de borde producido por el contacto entre la silicona y la arena. En los modelos posteriores, en que se desarrolló una primera etapa de extensión diferencial (Series 2 y 6), la evolución en planta de la etapa extensiva se mantuvo como la descrita en este punto, por lo que se consideran las estructuras observadas en los perfiles de esta experiencia como representativos de la estructura extensiva generada en esos modelos, en que posteriormente se desarrolló inversión de cuenca.

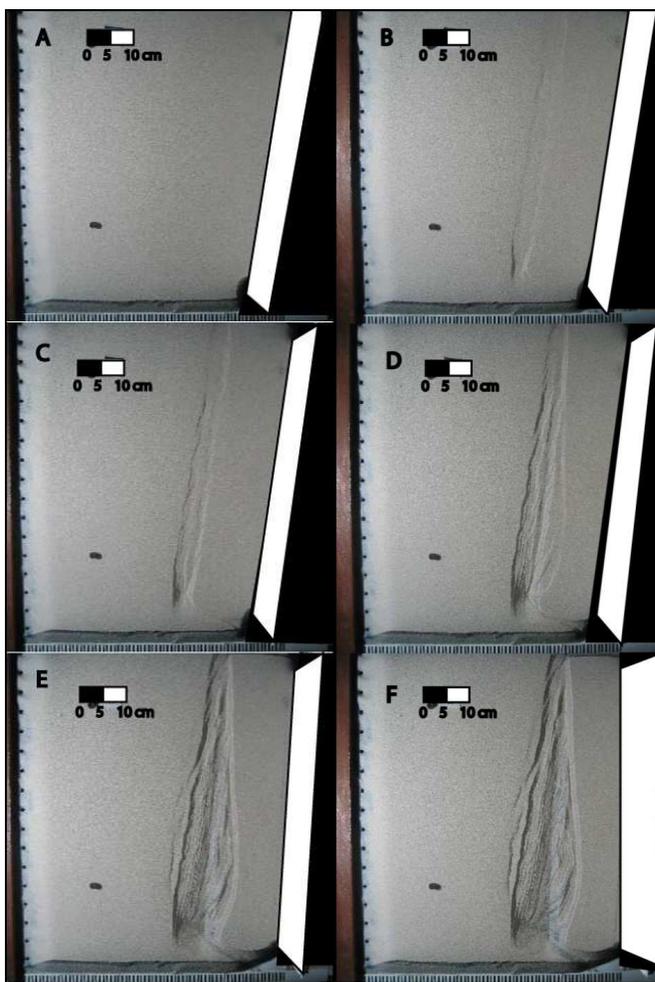


FIGURA 5.4: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A: 0%, B: 20%, C: 40%, D: 60%, E: 80%, F: 100%) de deformación en extensión diferencial.

Secciones transversales

La observación de las secciones transversales resultantes de la etapa final (100% extensión) de este modelo, permite ver que en la zona de menor extensión, donde la cuenca es más angosta (FIG. 5.5), se preservaron los dos grábenes desarrollados desde el inicio de la etapa de deformación (FIG.5.4); las fallas de los bordes externo e interno mantienen la inclinación de 60° hacia el interior de la cuenca, mientras que el horst entre ellas se encuentra volcado en algunas secciones donde las fallas que lo limitan han variado su inclinación. Al avanzar la cantidad de extensión latitudinalmente (FIG. 5.5), se observan nuevas fallas normales en los bordes de la cuenca en el sector ancho de la cuenca (D), las cuales mantienen los 60° de inclinación; sin embargo las que controlan el depocentro más profundo, en la zona central de la cuenca, presentan inclinaciones bajas cercanas a 20° . Se observa además, que no solo se generan nuevas fallas en el sector D comparado con el sector P, sino que algunas dejan de existir y por lo tanto existen rampas de relevo entre fallas contiguas latitudinalmente, variando la ubicación de los depocentros mayores en cada perfil.

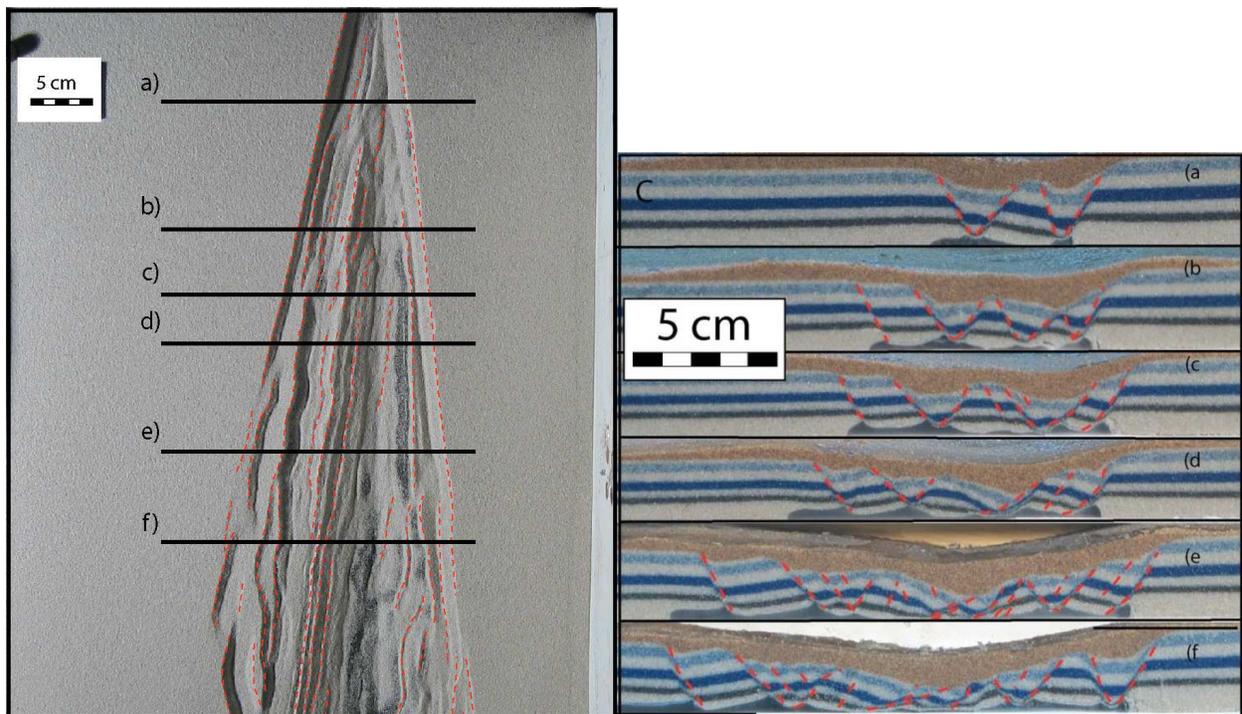


FIGURA 5.5: Izq: Vista en planta de estado final tras extensión diferencial y traza de perfiles. Der: Secciones transversales en estado final de modelo tras extensión diferencial.

Serie 2) Extensión Diferencial y Posterior Compresión Homogénea

En este modelo se desarrolla una cuenca con diferencia de ancho, la cual tiene una evolución igual a la descrita en la serie 1; es decir, se extendió un máximo de 10 cm en la zona D (FIG.5.3), resultando una cuenca con un ancho mayor en esa zona (22 cm), y ancho menor en la zona P (2 cm). Esta cuenca se rellena con el mismo material que el resto del modelo, para preservar las estructuras normales. Es posteriormente invertida comprimiéndola homogéneamente, es decir, aplicando la misma cantidad de acortamiento a lo largo de toda la cuenca, perpendicular al rumbo de las estructuras que controlan el depocentro mayor, y con un máximo acortamiento de 10 cm, con el fin de invertir completamente la cuenca en su porción más ancha. Detalles respecto de la evolución y estudio de secciones transversales de esta serie, se encuentran en el desarrollo del modelo “Type I” del artículo adjunto en Capítulo V.7 de este texto.

Evolución

La evolución de la serie extensional de este modelo puede revisarse en la sección de la Serie 1; por lo que a continuación se describe solo la evolución del proceso compresivo.

Durante el 20% inicial de compresión aplicada, la deformación se concentra en la traza de una estructura de rumbo NS, en el centro de la cuenca extensional previamente formada. Durante este proceso, la traza de esta estructura se mantiene “fija”, concentrándose la deformación (alzamiento y acortamiento) en la zona interna, entre la traza de esta estructura y el muro móvil. En este período, se ve además una actividad menor (ver artículo en Cap. V.7), en toda la región ocupada por la cuenca, con mayor actividad en la zona interna del sector cercano al pivote (P); es decir, donde la cuenca es más angosta. Desde ~20% de compresión, una estructura de rumbo NNW se genera en el sector interno de la zona P, la cual permanece activa durante todo el desarrollo del proceso compresivo, pero cuyo desarrollo en superficie se hace evidente después del 60% de compresión (FIG.5.6 D y E). Entre 20 y 40% de compresión, son estas estructuras (NS y NNW) las que se mantienen activas principalmente; la primera se traslada paralelamente al muro móvil, hacia la zona externa y con mayor actividad en la zona de cuenca ancha (D); y la segunda acomoda progresivamente mayor alzamiento entre la estructura y la zona del muro móvil. En este período, se desarrolla una nueva estructura NS paralela al muro móvil, en la zona interna de la región D; la cual permanece activa durante todo el transcurso del proceso compresivo, pero siempre con menor actividad que la estructura NS desarrollada en el interior de la cuenca. Posteriormente, entre 40 y 60% de compresión, la vista en planta (FIG.5.6), muestra que la deformación se acomoda mediante acortamiento concentrado entre las trazas de la estructura NS del centro de la cuenca y la traza de la estructura NNW del sector P; haciéndose progresivamente más importante la actividad de ésta última y de la zona P de la traza NS entre 60 y 80% de compresión, la cual anteriormente tenía menor actividad (ver Figura de incremento de alzamiento en artículo de Cap. V.7). La vista de fotografías en planta de éste período (60 a 80% de compresión), y de las figuras de incremento topográficos (Cap. V.7), muestra que el borde externo de la zona de deformación no

cambia de posición; es decir, toda la deformación se concentra en el interior de la cuenca preexistente y en la región interna de la zona de cuenca angosta (P). Esta situación se mantiene hasta el final del proceso compresivo. La diferencia más notoria en el último período de compresión (80 a 100%), es que aumenta considerablemente la actividad de las estructura NS en las regiones extremas de P y D, desactivándose parte de su zona central; y que la estructura NNW de la zona P, se comienza a alinear al muro móvil que, para este período, se encuentra muy cercano a la zona de mayor deformación.

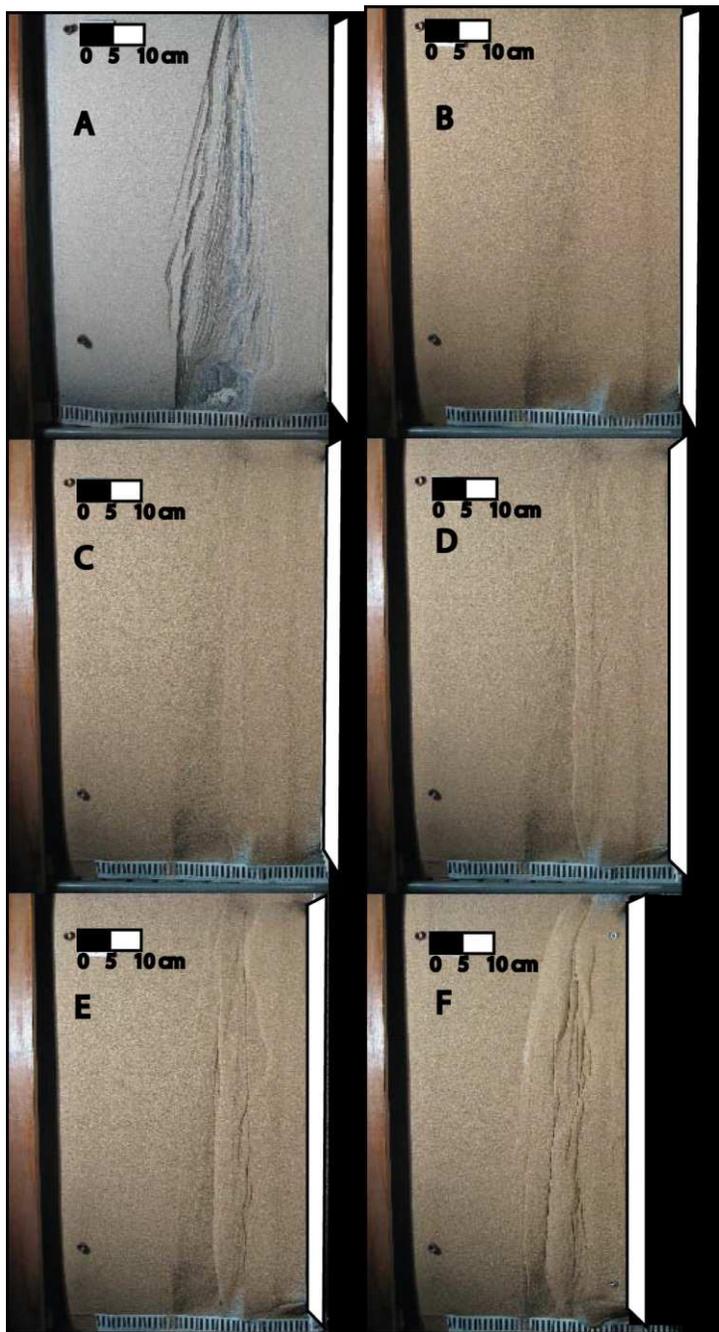


FIGURA 5.6: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación compresiva (etapa de inversión) en serie de extensión diferencial y posterior compresión homogénea.

Secciones transversales

Las secciones transversales corresponden a la situación final tras el proceso extensional (Serie 1) y la posterior compresión homogénea, perpendicular a una traza NS en el centro de la cuenca previamente formada. La FIG. 5.7 muestra una reconstrucción en 3D de la deformación en perfil para distintas regiones a lo largo del modelo. Se observa que en la zona D (cuenca más ancha), la deformación se concentró en la zona de la cuenca; de hecho se han preservado las estructuras del borde de cuenca, generándose un alzamiento y plegamiento que preserva en su interior varias de las estructuras normales de la cuenca extensional (FIG. 5.7). Desde el centro de la cuenca y hacia la zona P (FIG. 5.7), un anticlinal se desarrolla con mayor alzamiento en el borde interior del modelo. Hacia la zona externa, se observa que toda la deformación (fallas y pliegues) se concentran en el interior de la cuenca preexistente; sin embargo, en toda la región es posible observar la preservación de estructuras normales que no fueron reactivadas.

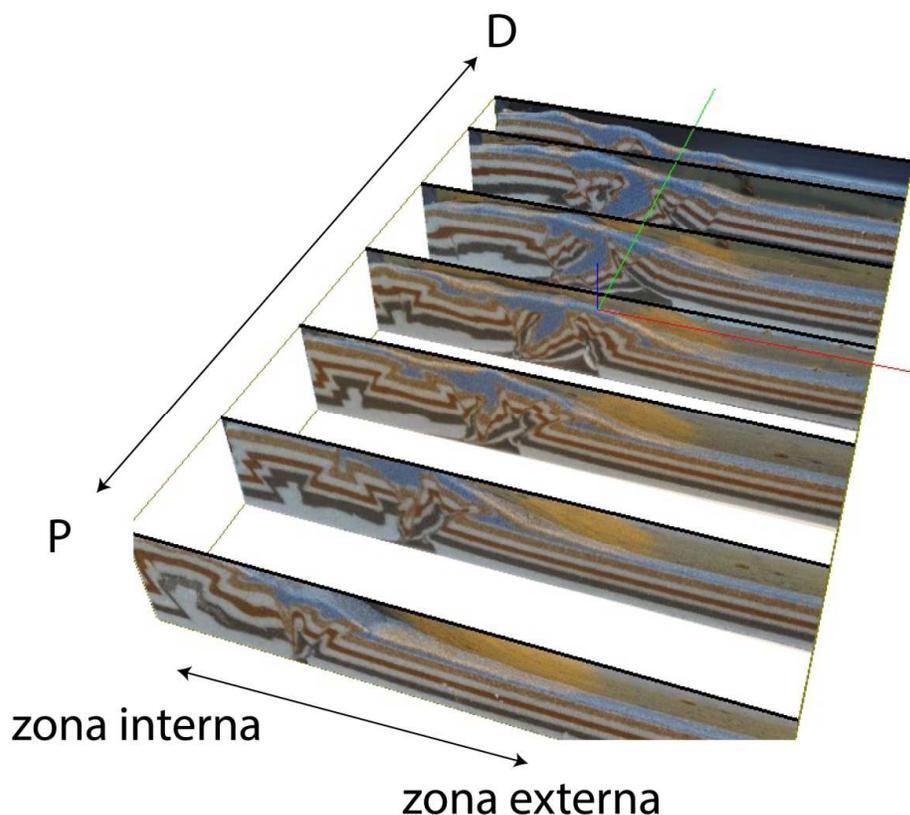


FIGURA 5.7: Bloque 3D construido mediante secciones transversales equiespaciadas para la visualización de la continuidad de las estructuras (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011). Se indican además las zonas P y D (relacionadas a la distancia respecto del pivote y correspondiente ancho de cuenca previo a la compresión), y las zonas internas y externas respecto del muro móvil. Color celeste corresponde al relleno de la cuenca generada en la Serie 1.

Serie 3) Extensión Homogénea

En esta serie se construyó una cuenca extendiendo homogéneamente, de modo de generar una cuenca de igual ancho en la zona P y D. Se aplicó una cantidad de extensión (movimiento del muro móvil) de 5 cm; de modo de generar una cuenca de ancho comparable al ancho central de la cuenca generada en la Serie 1; y de modo de aplicar posteriormente una cantidad de compresión de 5 cm (Serie 5), al igual que en la Serie 2, generando la inversión total (100% de la cuenca) en su sector central. Esto permite además, no considerar los posibles errores de borde que pudieron generarse en los extremos de los otros modelos. Así, esta serie permite observar la estructuración extensional que posteriormente será invertida en el modelo de la Serie 5.

Evolución

En el caso de extender homogéneamente todo el modelo, es decir, sin utilizar el pivote, se generan fallas normales con orientación (rumbo) perpendicular a la dirección de extensión (NS); los grábenes generados presentan en general un ancho de ~2cm en los sectores externos en relación al muro móvil (FIG. 5.8). En la zona central del modelo se desarrollan los depocentros más profundos, en donde se acumulan una gran cantidad de estructuras separadas por ~0.5 cm.

Durante el primer 20 % de extensión, se generan estructuras NS que conformarán posteriormente el centro de la cuenca, y se desarrollan fallas normales en el borde externo de la cuenca (borde alejado del muro móvil). Entre 40 a 60% de extensión, se generan las estructuras que bordean por el sector interno y externo a la cuenca mayor (FIG. 5.8); sin embargo, continúa una mayor actividad en la zona central de la cuenca, lo cual es posible observar en las imágenes de subsidencia del artículo adjunto en Cap. V.7. Hasta un ~80% de extensión, las estructuras que bordean la cuenca se profundizan, principalmente las del borde interno (cercano al muro móvil). Hacia el final de la experiencia (80 a 100% de extensión), la cuenca se profundiza en su zona central y aumenta también la actividad de las estructuras del borde interno del modelo. Las estructuras del centro de la cuenca presentan continuidad NS a lo largo del modelo (FIG. 5.8), sin embargo en las zonas externa e interna se observan rampas de relevo entre estructuras que no presentan continuidad NS.

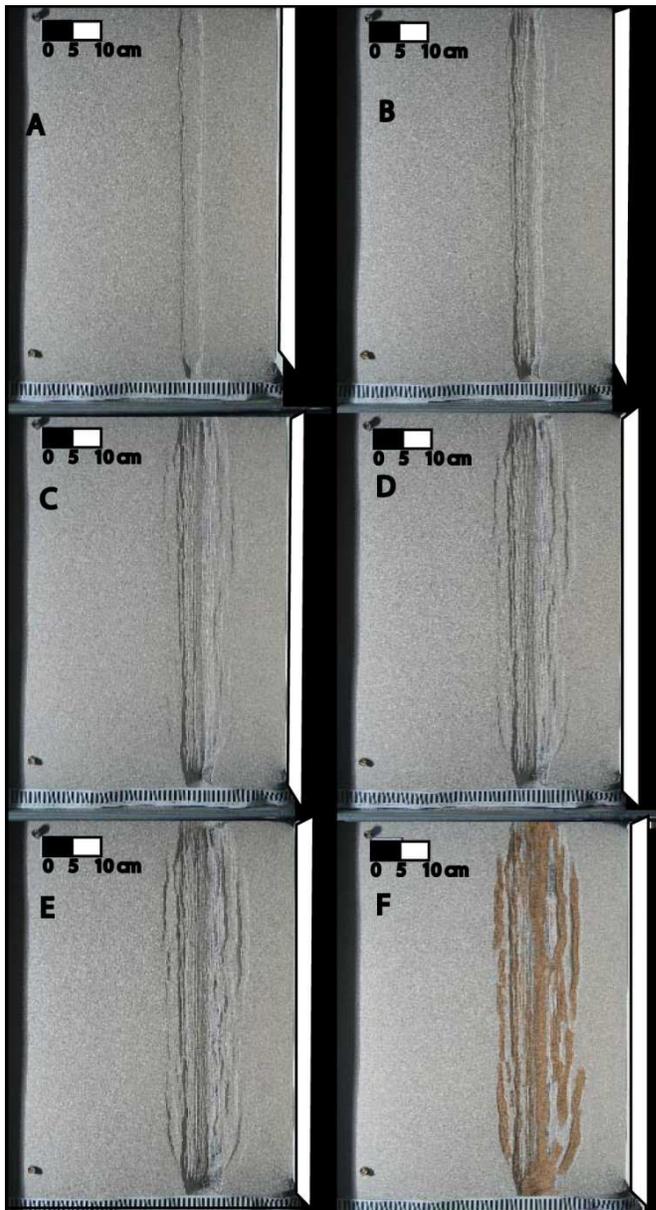


FIGURA 5.8: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación en extensión homogénea. F) Depocentros rellenos con arena café para su mejor observación.

Secciones transversales

Para este modelo no se generó un cubo 3D que muestre la deformación en toda la zona NS, ya que de las observaciones realizadas en planta, se observa un ancho de cuenca y un rumbo general \sim NS de la mayor parte de las estructuras. En la FIG. 5.9, se indica la zona donde se desarrolla el depocentro mayor, el cual para el final de la experiencia se encuentra desplazado hacia la zona interna; en esta zona las estructuras presentan ángulo de inclinación menor que las estructuras de los bordes externos e internos de la cuenca, las cuales presentan un manteo general de 60° . En algunas de las secciones

observadas para este modelo, otras fallas normales se generaron entre las dos fallas mayores indicadas en la zona externa de la sección (FIG.5.9), así como en otras zonas algunas estructuras de la zona interna se desplazan entre rampas de relevo (FIG.5.8). En general, las estructuras del borde interno y externo presentan manteo hacia el interior de la cuenca mayor (FIG. 5.9); mientras que otras, desarrolladas en el interior de la cuenca, presentan direcciones de inclinación opuestas, generando grábenes y horst a lo largo del modelo.

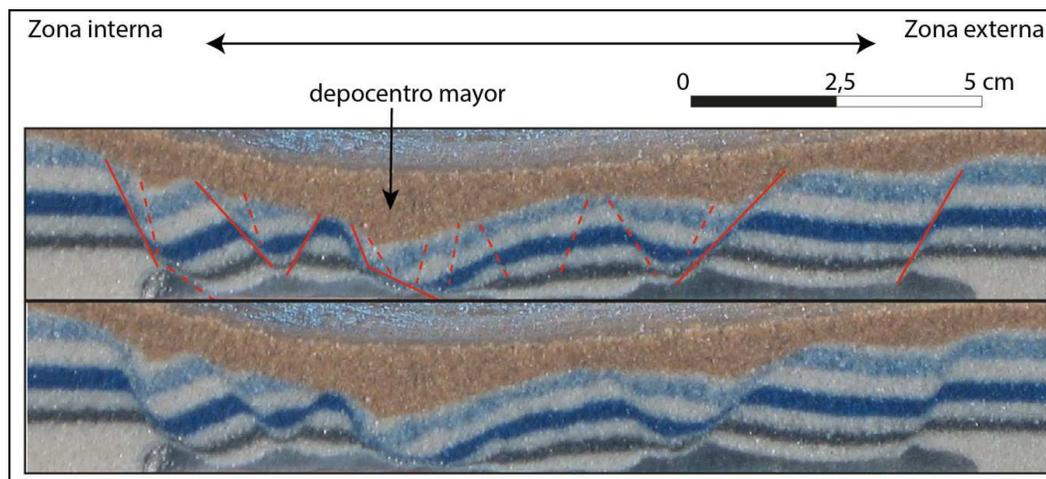


FIGURA 5.9: Sectorización y desarrollo estructural de un perfil representativo de la cuenca desarrollada mediante extensión homogénea.

Serie 4) Compresión Diferencial

En esta experiencia se desarrolla la etapa de compresión diferencial, es decir, se genera mayor acortamiento en una región (D) que en la otra (P), de modo de observar los rasgos estructurales que se generan sin la presencia de una estructuración extensional previa. En esta serie se observa un mayor control de los límites de la silicona base, lo que hace variar la secuencialidad y el rumbo de las estructuras, respecto de la deformación observada en modelos similares desarrollados sin silicona (“test” desarrollados para este estudio).

Evolución

Durante el inicio de la compresión (20%), solo se genera una estructura paralela al muro móvil, a ~10 cm de distancia de éste (FIG.5.10). Esta estructura se origina en la zona D, donde la cantidad de acortamiento es mayor, y crece progresivamente hacia P; sin embargo, durante todo el proceso entre 0% y 10% de compresión, la topografía de la zona es mayor en la zona D, entre esta estructura y el muro móvil (FIG.5.10). Entre 20%

y 40% de compresión, se generan estructuras cada vez más hacia la zona externa del modelo, en la región ocupada por la silicona basal. En esta región, el rumbo de las estructuras es en general oblicuo, respondiendo a la oblicuidad del muro móvil; pero se observa que no presenta un patrón homogéneo, lo que se interpreta como causado por el desarrollo de discontinuidades en la silicona al avanzar la compresión. Desde alrededor de 60% a 80% de compresión, se generan dos estructuras de rumbo preferencial NS, las cuales limitan una zona alzada en el sector más externo de la zona deformada (FIG.5.10). Para el final de la experiencia (100% de compresión), las estructuras generadas en el interior de la zona deformada, de rumbo oblicuo, y la estructura NS de la región externa, se encuentran generando una región de deformación más angosta y más alzada en la zona D, respecto de la zona P (FIG.5.10).

Para esta serie, se desarrolló, a modo de “test”, una experiencia similar sin utilizar silicona basal; de la comparación de ambos modelos se observó que la secuencia de deformación (desde la región interna hacia la externa), es coherente en ambos modelos; sin embargo, la mayor diferencia se presenta en el rumbo de las estructuras en la zona donde las capas de arena se superponen a la silicona basal; esto implica que el rumbo de las estructuras generadas se vieron afectadas por discontinuidades en la silicona. Llamó la atención, en el estudio de deformación compresiva diferencial sin silicona, que si bien se generan estructuras progresivamente más oblicuas y paralelas y alejadas al muro móvil, la rotación del material no es importante en la zona externa, y se concentra sólo en la zona colindante al muro móvil; es decir, la oblicuidad de las estructuras se genera por la dirección de la compresión (con orientación perpendicular a la dirección de máximo esfuerzo compresivo) y no por la rotación de éstas.

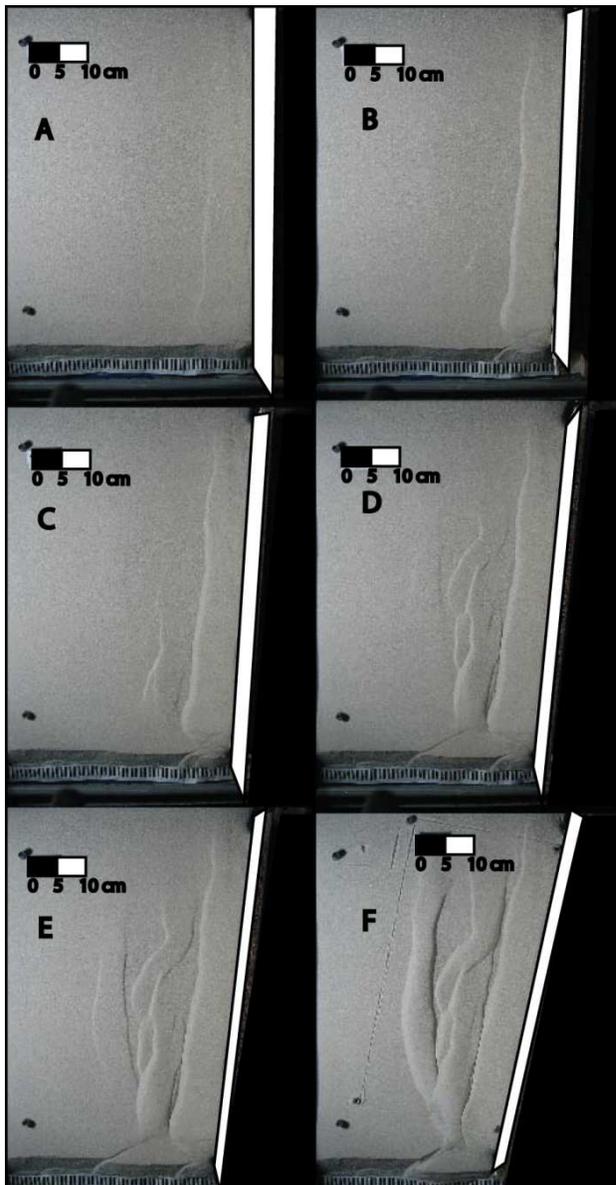


FIGURA 5.10: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación en compresión diferencial.

Secciones transversales

En las secciones de la etapa final de este modelo (FIG.5.11), se puede ver claramente lo observado en el desarrollo en planta del proceso compresivo; es decir, la complejidad estructural de la zona limitada por la silicona basal. En particular se observa que en la zona D se desarrollan fallas que deforman los pliegues generados en los sectores con silicona basal, y además, se observa un pliegue en el extremo D del modelo (FIG.5.11); mientras que hacia la zona P se generaron más pliegues en los límites de la silicona, pero con menor alzamiento que en la zona D. Esto difiere de lo observado en modelos sin silicona, donde cada nueva falla es generada progresivamente hacia la zona externa, y donde se generan más estructuras en la zona D que en la zona P.

Por otra parte, se observa con claridad el mayor alzamiento del pliegue que colinda con el muro móvil (zona D, donde se aplicó mayor compresión (FIG.5.11).

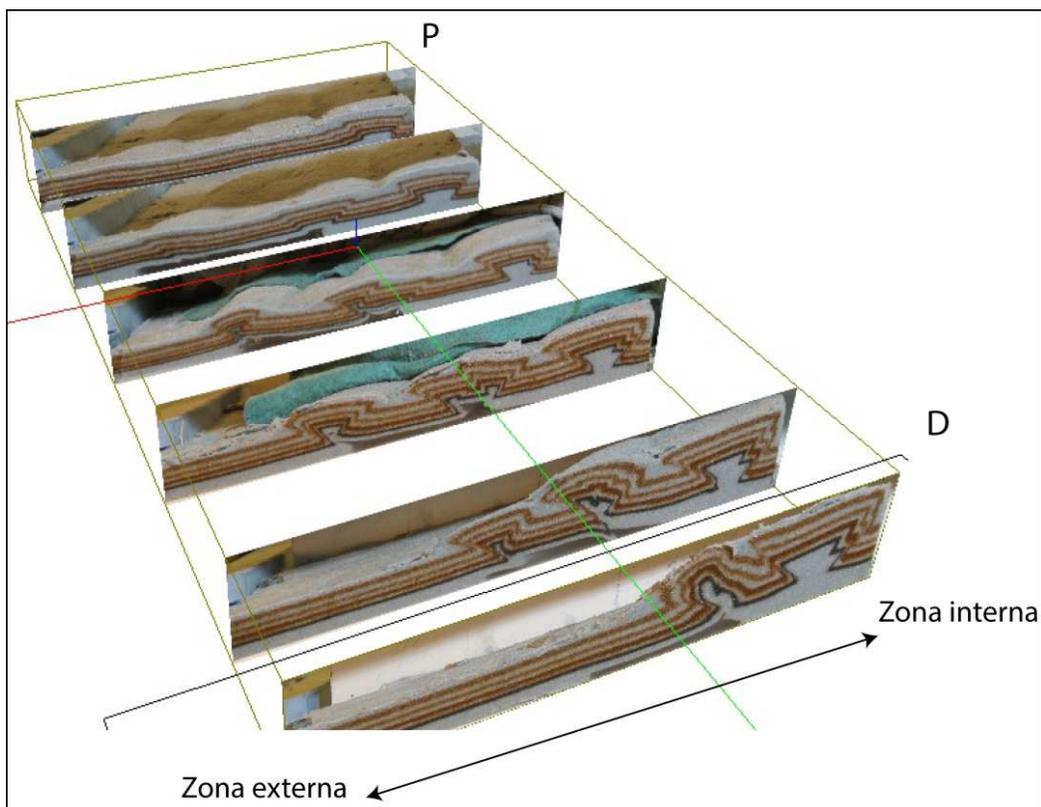


FIGURA 5.11: Cubo 3D construido con secciones perpendiculares a la orientación del muro móvil al final de la experiencia de la Serie 4 (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011).

Serie 5) Extensión Homogénea y Posterior Compresión Diferencial

En esta serie se generó la cuenca descrita en la Serie 3, es decir, de igual ancho en toda la región (~15 cm); la cual fue posteriormente invertida aplicando mayor compresión en la zona D comparada con la zona P, mediante el movimiento del pivote (FIGs. 5.2 y 5.3). Una descripción mayor de esta serie puede observarse en el modelo “Type II” del artículo adjunto en Capítulo V.7 de este texto.

Evolución

Durante el primer 20% de compresión en esta serie (FIG.5.12), se genera el movimiento hacia la zona externa de todo el bloque interno del modelo (colindante con la placa

móvil). En esta etapa, y hasta ~30% de compresión, se observa en las imágenes de incremento de topografía (Cap. V.7), que la deformación se concentra principalmente en la zona D, con una oblicuidad de la zona externa alzada, paralela al muro móvil; la mayor actividad se concentra en una traza NS en la región donde la cuenca inicial era más profunda. Hacia el 40% de compresión, se observa que el borde interno rota respecto de la estructura NS descrita (FIG.5.12), generando una zona de incremento topográfico levemente oblicuo en dirección al muro móvil (Cap. V.7), activo en casi toda la región (D a P), pero con mayor actividad cerca del centro del modelo.

Otra región con intensa actividad corresponde a una zona de orientación NS en el extremo D del modelo, el cual es correlacionable con un depocentro de la cuenca previa, ubicado más internamente respecto del depocentro mayor NS de la cuenca (Cap.V.7). Al avanzar la cantidad de compresión (60%), se mantiene la configuración anterior, pero se activa aun más la estructura previamente NS a lo largo de toda la región, con una oblicuidad que no alcanza a ser paralela a la orientación del muro móvil. Entre 60% y 80% de compresión, se genera una mayor actividad de la zona interna de la región D y E, observándose además que una región en la zona central del modelo y hacia la zona interna, se inactiva completamente hasta finalizar la experiencia. Hacia el final de la experiencia compresiva de esta serie (80% a 100% de compresión), se evidencia la estructura NS con una leve oblicuidad (FIG.5.12), y que se encuentra controlada por el depocentro mayor de la cuenca previa. Además, en esta etapa se desarrolla una actividad importante en el sector externo e interno de la zona D, evidenciada por el incremento topográfico de la zona (ver Cap.V.7).

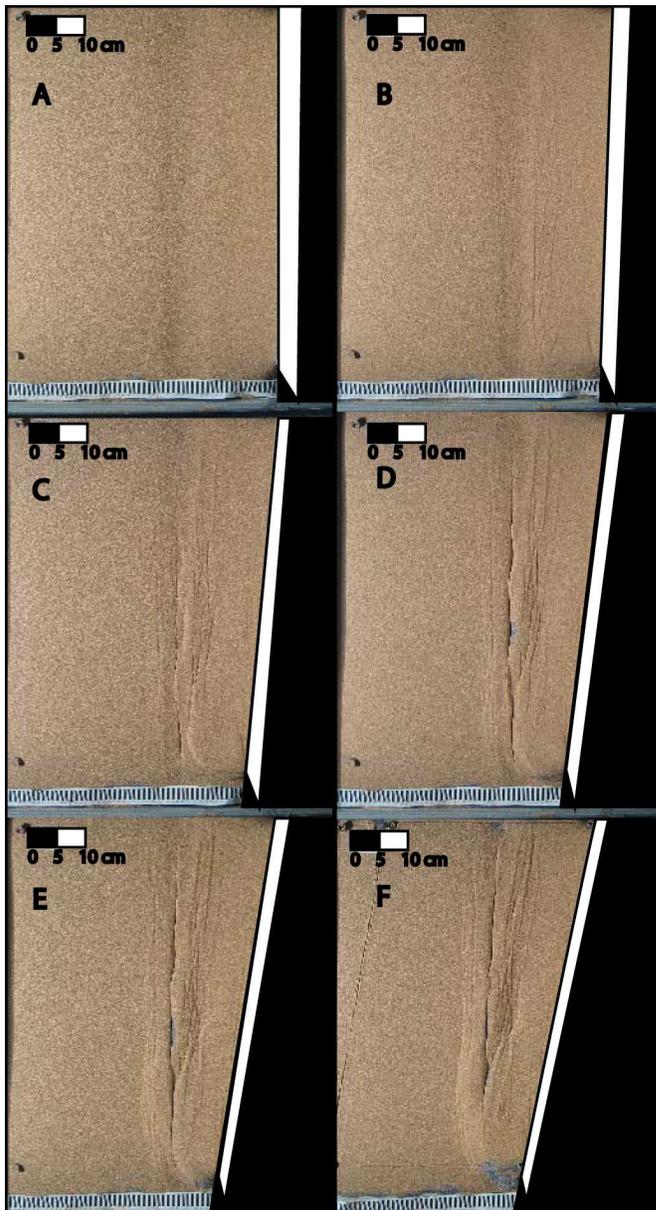


FIGURA 5.12: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación compresiva (etapa de inversión) en serie de extensión homogénea y posterior compresión diferencial.

Secciones transversales

Las secciones transversales de la estructura final desarrollada tras el proceso extensional homogéneo y la posterior compresión de esta serie (FIG.5.13), muestran que en la zona menos comprimida solo se desarrolla un plegamiento de vergencia hacia la zona externa, donde la falla que lo genera se enraíza en la zona más profunda del depocentro de la cuenca inicial. Hacia el centro del modelo, en la región externa (FIG. 513), se observa que una falla inversa con inclinación hacia la zona externa levanta la secuencia previamente extendida, preservando varias de las fallas normales previas. En esta misma

región, se observa en la zona interna, fuera de la cuenca (FIG.513), un pliegue generado por fallas inversas con vergencias en ambas orientaciones, el cual hacia la zona D aumenta su alzamiento, y su vergencia se hace predominante hacia el interior de la cuenca. En toda la región existen estructuras normales previas preservadas (FIG.5.13).

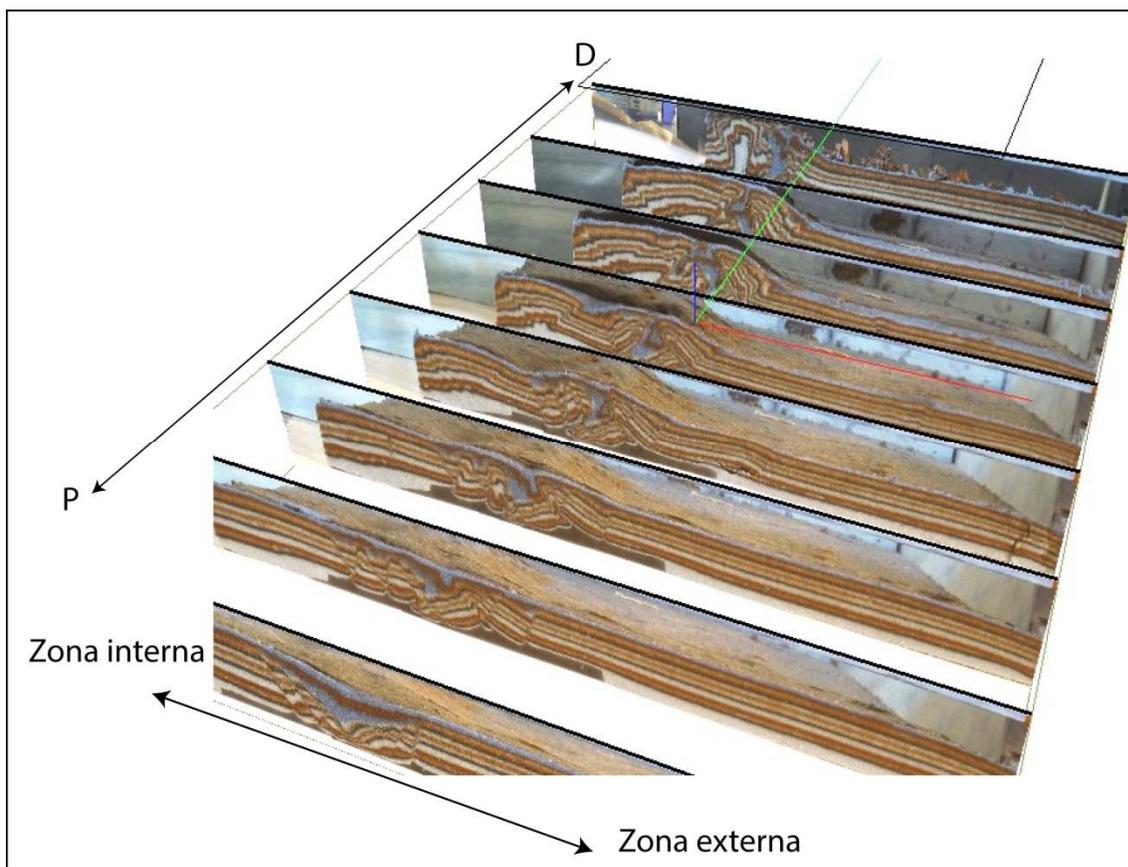


FIGURA 5.13: Cubo 3D construido con las secciones transversales de la etapa final de la Serie 5: extensión homogénea y posterior compresión diferencial (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011).

Serie 6) Extensión Diferencial y Posterior Compresión Diferencial

En esta serie queremos estudiar las características estructurales que se desarrollan al generar una cuenca de mayor ancho en una región (D) respecto de otra (P), pero que posteriormente se cierra generando un 100% de inversión; es decir, se comprime el modelo con la misma magnitud y dirección opuesta con la cual se extendió.

Evolución

La etapa extensional es descrita en la Serie 1. La primera etapa de deformación compresiva (20% de compresión), se caracteriza por la actividad de ambos bordes de la cuenca preexistente (previa a la compresión), mostrando en superficie los bordes de ésta, y algunas estructuras paralelas a ambos bordes, a lo largo de toda la región (FIG.5.14 A Y B). Al aumentar la cantidad de compresión aplicada (20% a 40%), se activa una estructura de orientación NS en el centro de la cuenca previa; entre ésta y el borde activo interno, se genera una zona alzada de orientación NS en la zona D, la cual hacia el extremo P, se encuentra con una estructura oblicua que limita otra región alzada en el interior de la cuenca en su borde externo (FIG.5.14). Entre 40% y 60% se mantiene la actividad principal en el interior de la cuenca previa, alzándose progresivamente la zona interna, de orientación NS, asociada al depocentro mayor de la cuenca previa, principalmente en la zona D; mientras que en la zona P la deformación principal se concentra en el borde externo de la cuenca previa, la cual presenta un límite oblicuo (FIG.5.14). En esta región se desarrollan estructuras oblicuas entre estas dos regiones alzadas, las cuales, junto al borde externo, tienen una orientación paralela al muro móvil (FIG.5.14). Estas características se mantienen en el proceso compresivo hasta al menos el 80% de compresión, generando que la cuenca previa se “cierre”, angostando paulatinamente la zona deformada. Hacia el 80% de compresión se generan nuevas estructuras en el borde interno de la zona D, lo que genera que la deformación se traslade y se ensanche la zona deformada en este extremo del modelo. Entre 80% y 100% de compresión aplicada, se destaca la actividad (alzamiento) del borde externo en P, y el borde NS en D del interior de la cuenca previa; evidenciado por la presencia de escarpes (material de color azul en FIG.5.14F), en que afloran capas de arena de la estratificación interna del modelo. Además, en este último período se desarrollan algunas estructuras de rumbo NS, que alcanzan a generar algunas trazas en la zona interna del modelo, entre la zona central y el extremo D, pero que no generan mayor alzamiento.

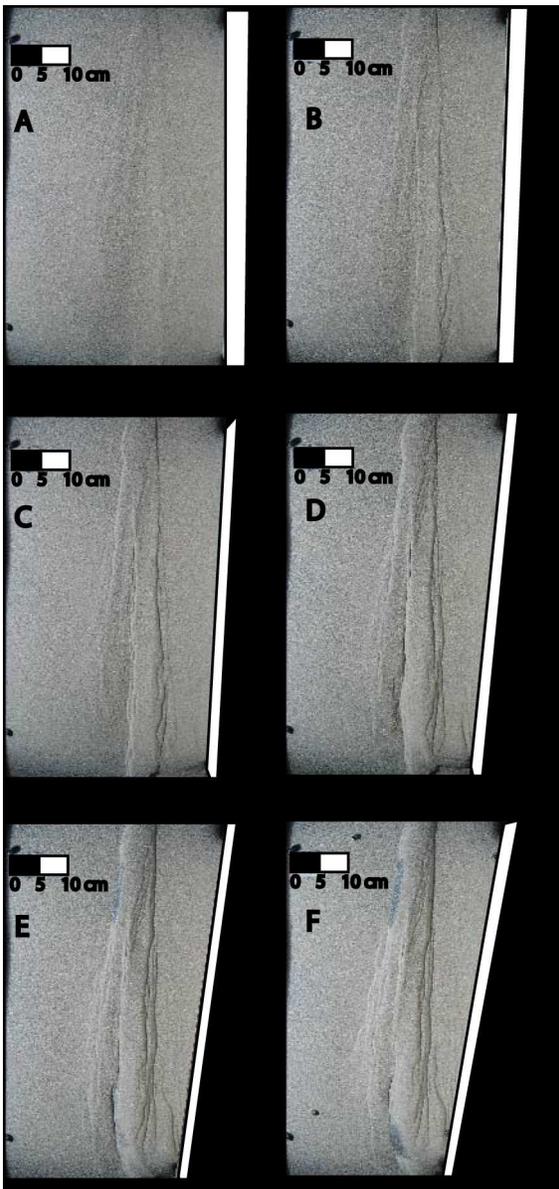


FIGURA 5.14: Vista en planta (fotografías) de secuencia (A-F) de deformación compresiva (etapa de inversión) en serie de extensión diferencial y posterior compresión diferencial.

Secciones transversales

Las secciones transversales de esta serie (FIG.5.15), muestran que las estructuras inversas se concentran en la región anteriormente ocupada por la cuenca extensional previa. Es importante destacar que se observa que las estructuras inversas internas no se generaron en el borde de la silicona, como tampoco fuera de la zona de la cuenca, sino que todas ocuparon la región anteriormente extendida. Se observa en el sector interno una extrusión del material de relleno de la cuenca (material celeste en FIG.5.15), mediante una falla de inclinación hacia el centro de la cuenca. Mientras que el resto de las estructuras tiene en general una vergencia hacia la zona externa, generando al menos

dos pliegues importantes, en cuyos centros se preservan algunas estructuras normales que controlaron la extensión de la cuenca preexistente.

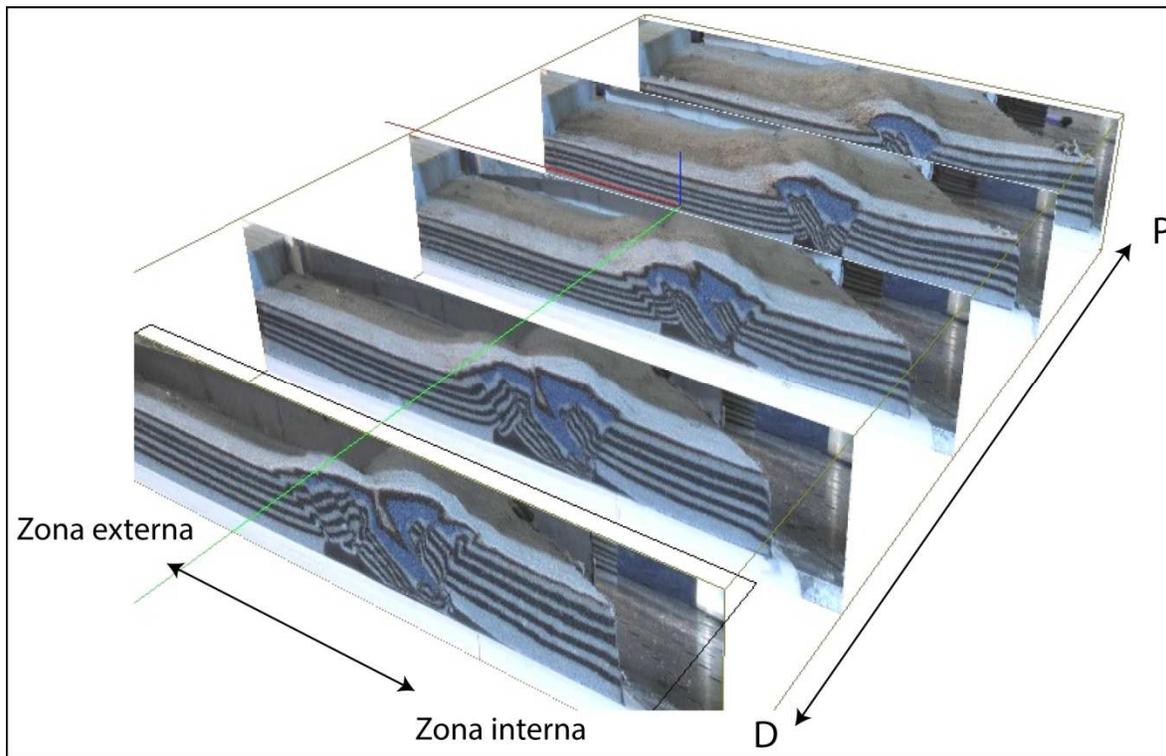


FIGURA 5.15: Bloque 3D construido con secciones transversales de la etapa final de la serie de extensión y posterior compresión diferencial (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011).

V.6 Observaciones generales

Los modelos desarrollados en este trabajo, permiten comparar sistemáticamente el control que ejerce el ancho de la cuenca inicial, en las características estructurales de una región posteriormente invertida. Las series con deformación sin invertir la dirección de máximo stress (extensión o compresión), permite comparar los rasgos resultantes (rumbo de las estructuras, cantidad de estructuras, zona de acomodo principal de la deformación, entre otros), de modo de comprender, en el caso de inversión donde se superponen 2 eventos, qué rasgos se ven afectados según la geometría de la cuenca o cantidad de compresión aplicada en cada serie.

Los modelos de extensión diferencial que generan cuencas con ancho mayor a medida que nos alejamos del pivote (FIG.5.16), muestran en general dos bordes oblicuos (los bordes de la cuenca) y una serie de fallas normales, de rumbo principalmente NS, en el sector interno de la cuenca (cercano al muro móvil); de modo que la zona de cuenca más ancha, resuelve la mayor cantidad de extensión por medio de más estructuras normales y no por medio de las mismas estructuras con mayor cantidad de movimiento extensional. Esto genera a su vez que algunas estructuras tengan límites que “chocan” contra el borde interno de la cuenca mayor.

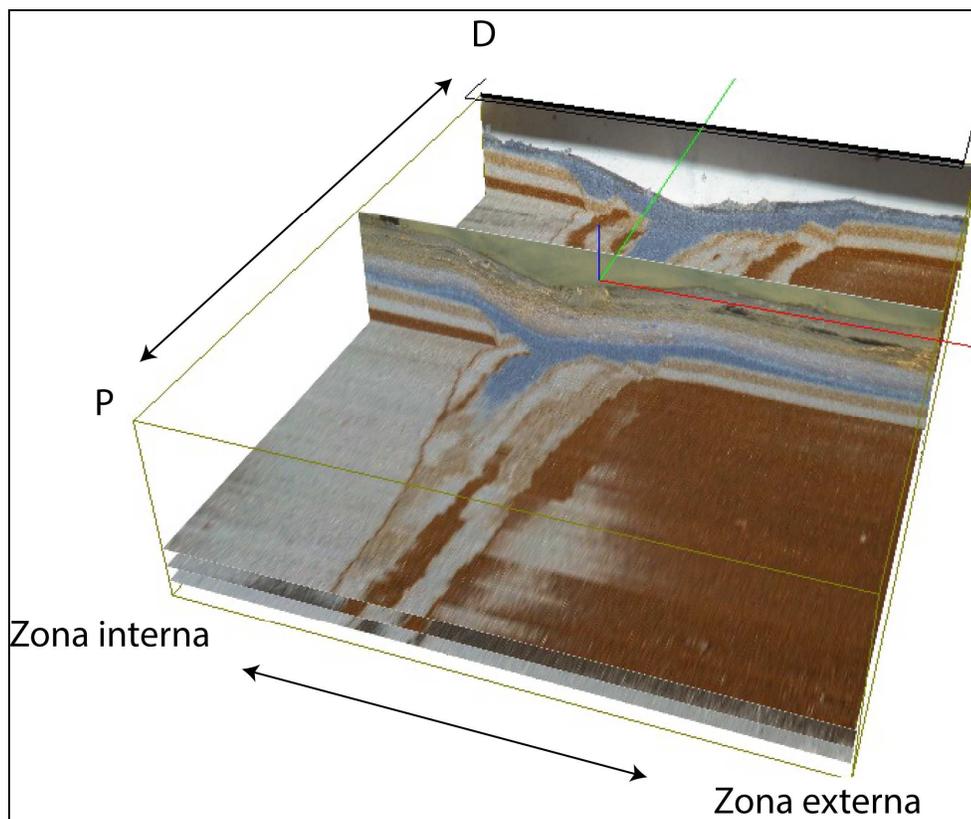


FIGURA 5.16: Bloque 3D en los que se observa la traza en profundidad de algunas de las estructuras (fallas normales) que controlan la Cuenca extensional a los largo del modelo de extensión diferencial (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011).

Para generar esta cuenca con diferencias latitudinales en el ancho, se utilizó una placa basal que permite extender el modelo desde la zona de silicona basal; sin embargo, la compresión se genera sin utilizar esta base, de manera similar a otros montajes experimentales (Yagupsky, 2009; Likerman et al., 2013). Esto permite aplicar una compresión que nace desde “fuera de la cuenca”, y por lo tanto se sugiere que será más representativa al momento de estudiar la reactivación de estructuras previas, dado que la compresión por medio de la placa basal móvil, generará estructuras que se “enraízan” en la discontinuidad (DV) generada en esa región, la cual por motivos geométricos del montaje se encontrará generalmente en el centro de la cuenca previamente formada. Por otra parte, el estudio en base a la diferencia topográfica, tanto subsidencia como alzamiento (FIG.5.17), que se puede observar en la descripción de la evolución en el Capítulo V.7 de este trabajo, permite un mejor control de las zonas que en cada etapa de deformación se encuentran activas. Lo anterior es importante, considerando que la topografía afectará la orientación de éstas en una vista en planta, generando trazas en superficie que pueden presentar orientaciones diferentes a las que en profundidad se observan al construir bloques 3D de la deformación (FIG.5.17 y 5.18).

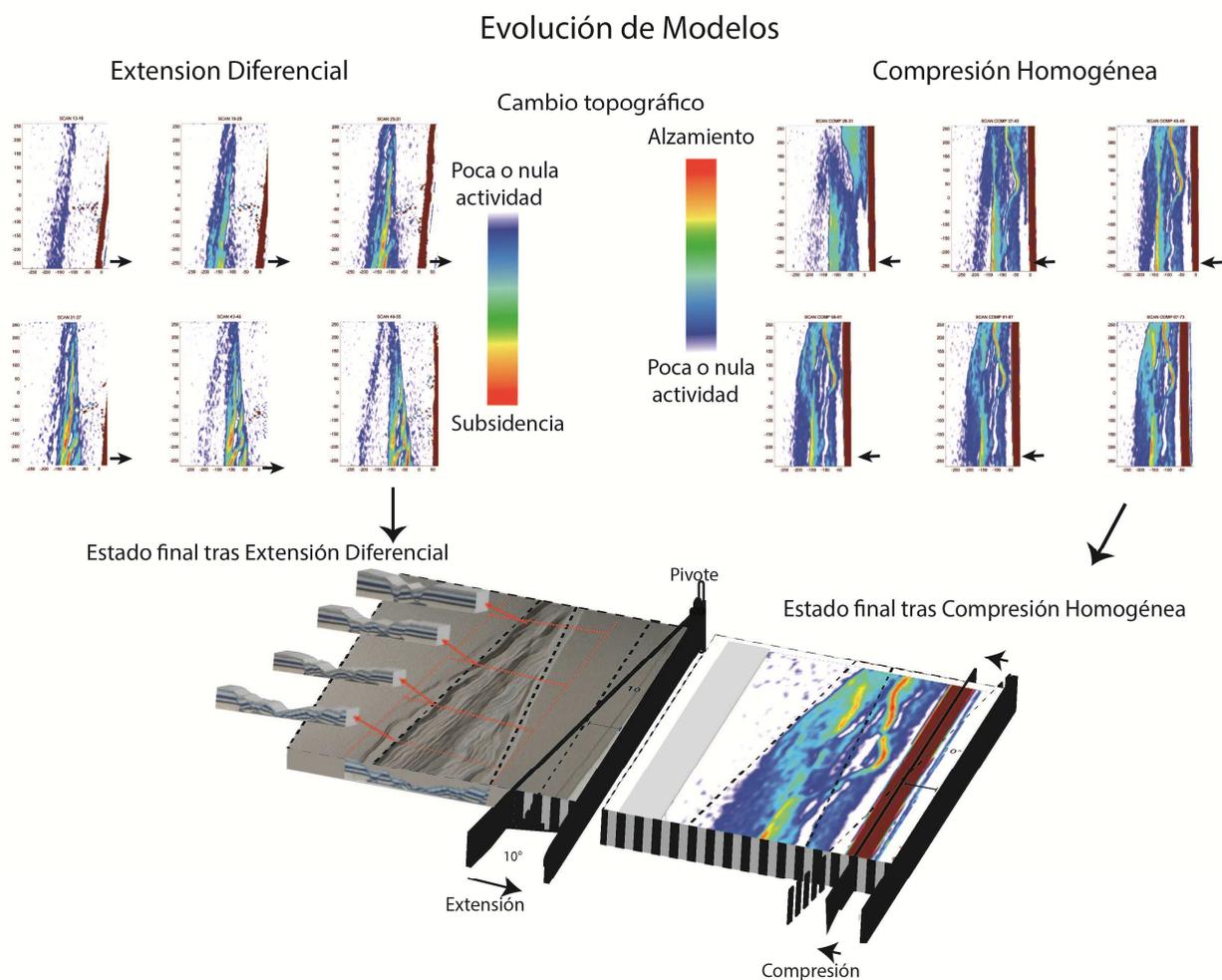


FIGURA 5.17: Esquema de entrega de resultados para los modelos desarrollados en base a las series 2 y 5, en el Cap. V.7 (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011).

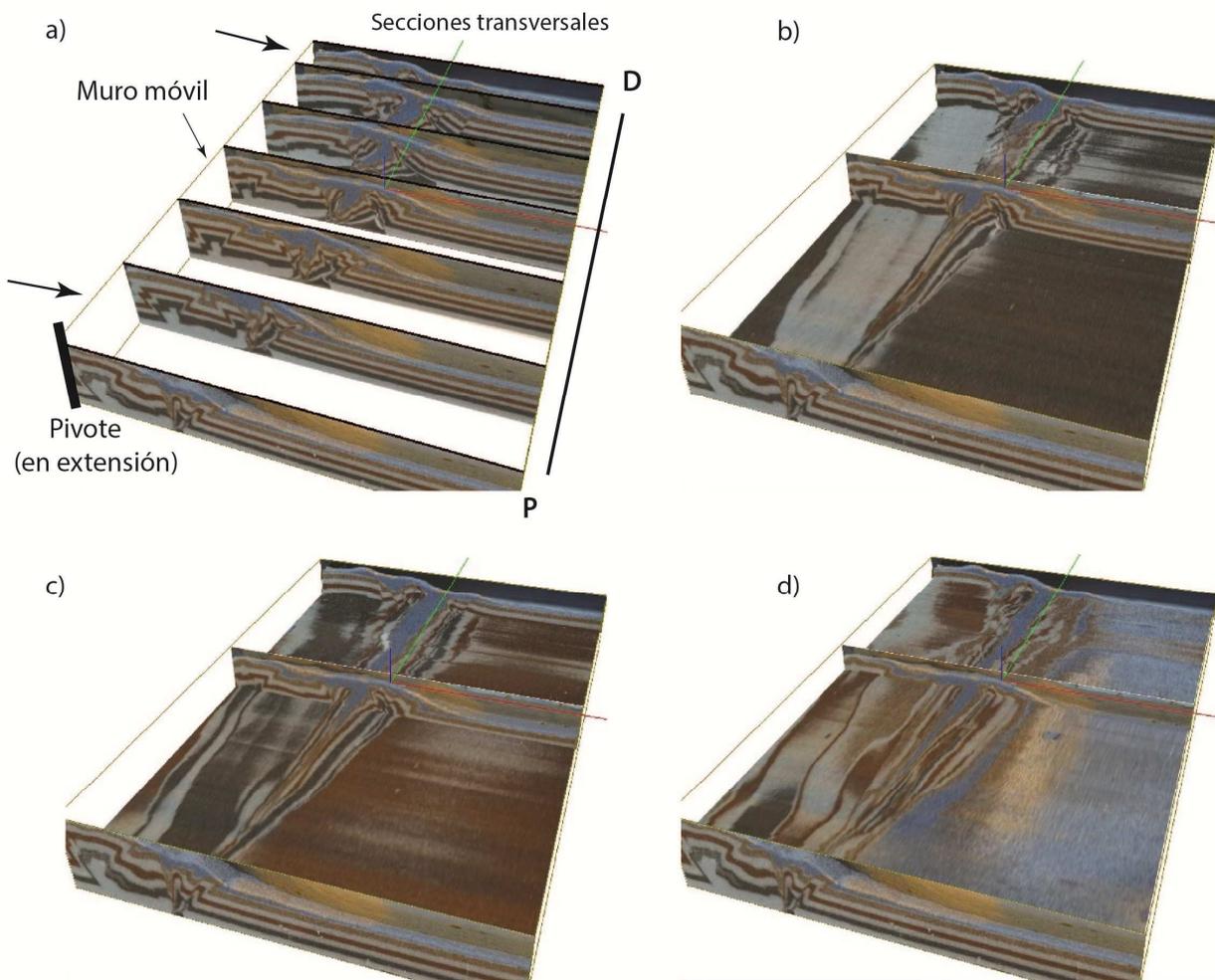


FIGURA 5.18: Bloques 3D de la deformación generada en la Serie 5 (extensión diferencial y posterior compresión homogénea), a) Secciones transversales de estado final, b)-c)-d) bloques con reconstrucción en profundidad de las estructuras en planta (mediante versión preliminar de programa Andino 3D de XR-GEOMAP. Ernesto Cristallini, 2011).

De las 6 experiencias descritas en este capítulo, las experiencias seleccionadas para presentar en el capítulo siguiente (Cap. V.7), tienen relación a las hipótesis que se desarrollaron, en base a la observación de las diferencias latitudinales en una serie de secciones transversales al margen andino, entre $31^{\circ}30'$ y $35^{\circ}00'$, en la Cordillera Principal, entre la Cordillera de la Costa y el límite fronterizo con Argentina (ver Caps. II, IV, y Anexo B: Jara et al., 2009). Las Series 2 y 5 son representativas de las hipótesis a estudiar; es decir, reconocer cual de los dos factores, ancho de cuenca o cantidad de acortamiento, produce características similares o comparables con las observadas en el caso real, en este caso, con la diferencia latitudinal en el ancho de afloramientos cenozoicos entre $32^{\circ}S$ y $33^{\circ}S$ y otras características como la orientación preferencial de las estructuras, cantidad de fallas invertidas y preservadas, ancho de deformación, concentración de la deformación fuera o en el interior de la cuenca, entre otros. El desarrollo de estos dos modelos, se describe en base a la evolución que se puede observar

mediante el estudio de diferencia topográfica, y las resultantes secciones transversales de la etapa final de cada período de deformación (FIG. 5.17). Las hipótesis, metodologías, resultados, y discusión respecto de éstos, se detallan a continuación en el artículo adjunto, así como las correspondientes implicancias en el estudio del caso natural (Cuenca de Abanico).

V.7 Role of basin width variation on the development of inverted structures: Insight from analogue modelling and implications for the Central Andes.

Manuscrito enviado para su publicación en libro de la Geological Society, London, con resultados finales del Proyecto IGCP-UNESCO 586-Y:

Jara, P., Likerman, J., Winocur, D., Ghiglione, M.C., Cristallini, E.O., Pinto L. & Charrier, R. In press. Role of basin width variation in tectonic inversion: Insight from analogue modelling and implications for the tectonic inversion of the Abanico Basin, $\sim 32^{\circ}$ - 34° S, Central Andes. In: SEPÚLVEDA, S.A., GIAMBIAGI, L.B, MOREIRAS, L., PINTO, M., TURNIK, G.D., HOKE, G.D. & FARIAS, M. (eds) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, London, Special Publications, **399**, <http://dx.doi.org/10.1144/SP399.7>

Introducción

En base a la observación de las diferencias latitudinales en una serie de secciones transversales al margen andino, en la Cordillera Principal entre $31^{\circ}30'$ y $35^{\circ}00'$, entre la Cordillera de la Costa y el límite fronterizo con Argentina, en las que se destaca el notorio cambio N-S en el ancho (dirección E-W) que ocupan las unidades Cenozoicas (el cual disminuye hacia el norte); se sugiere, un control estructural relacionado al ancho de cuenca menor en el momento de depósito de estas unidades, o un angostamiento posterior debido a un mayor acortamiento y erosión a esas latitudes. En base a los nuevos antecedentes de esta tesis (geocronología, estratigrafía y estructura), podemos afirmar que las secuencias que conforman gran parte de la Cordillera Principal entre 32° y 33° S son de edad cenozoica, correspondientes, o correlacionables, con la Formación Abanico al sur de 33° S. Además, en base a estos nuevos antecedentes (ver Cap. IV) podemos comparar el ancho del depocentro mayor generado a la latitud de este estudio, el cual no tendría más de ~ 10 km de ancho, y en el que se habrían acumulado los depósitos distales al arco volcánico del Oligoceno-Mioceno, con la amplia cuenca de más de 50 km de ancho, desarrollada a 33° S, la cual tendría sus límites entre las fallas Infiernillo y la falla El Diablo (Fock, 2006).

Con las experiencias de modelado analógico presentadas en este capítulo, se quiere estudiar cual de los dos factores (ancho de cuenca o % de acortamiento) produce características similares o comparables con las observadas en el caso real, en este caso con la diferencia latitudinal en el ancho de afloramientos cenozoicos entre 32° S y 33° S y otras características como la orientación preferencial de las estructuras, cantidad de fallas invertidas y preservadas, ancho de deformación, concentración de la deformación fuera o en el interior de la cuenca, entre otros. Por lo anterior, se desarrollaron las experiencias de la Serie 2: extensión diferencial y posterior compresión homogénea, y la Serie 5: extensión homogénea y posterior compresión diferencial; las que en este artículo se trabajan a modo de modelos: Type I y Type II, respectivamente.

1 **Role of basin width variation in tectonic inversion: Insight from analogue modelling**
2 **and implications for the tectonic inversion of the Abanico Basin, 32°-34° S, Central Andes.**

3 **Authors: Jara, P.^{1,2}; Likerman, J.^{3,4}; Winocur, D.⁵; Ghiglione, M.C.^{3,5}; Cristallini, E.O.^{3,4}; Pinto, L.²; Charrier, R.^{2,6}**
4

5 ¹Departamento de Ingeniería en Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Santiago, Chile.

6 ²Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

7 ³Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Avda. Rivadavia 1917, CP C1033AAJ,
8 Ciudad de Buenos Aires, Argentina

9 ⁴Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe), Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. Universidad de
10 Buenos Aires, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina.

11 ⁵Laboratorio de Tectónica Andina, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Universidad de Buenos Aires.
12 Departamento de Ciencias Geológicas, Buenos Aires.

13 ⁶Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile.
14

15 **e-mail: pamela.jara@usach.cl**

16 Abbreviated title: Analogue models of role of basin width
17
18

19 **Abstract**
20

21 We use analogue modelling to investigate the response of compressional deformation superimposed on an
22 extensional basin with along-strike changes in width. Parameters described include extension and shortening
23 distribution and directions, orientation of structures and degree of basin inversion. Two types of models are
24 presented: in the first (Type I) an extensional basin was constructed with variable width (applying differential
25 extension) and subsequently inverted by homogeneous shortening; in the second (Type II) an extensional basin with
26 constant width was subsequently inverted by inhomogeneous shortening (differential compression). From our
27 observations, we compare both types of models to structural patterns observed in some natural cases from the Central
28 Andes. Both models generate oblique structures, but in the Type II model a significant rotation was characteristic.
29 Our results suggest that in the Central Andes region between 32° and 33° S, the Abanico Basin may correspond to a
30 basin of smaller area compared to the larger basin south of 33° S. Our Type I model further explains some patterns
31 observed there, from which we conclude that the control exercised by the width of a preexisting basin should be
32 considered when interpreting the geological evolution of that area of the Andes.
33

34 **Keywords:** analogue modelling, basin width, tectonic inversion, Central Andes, Abanico basin.

35 **Introduction**

36 The complexity of tectonic inversion systems involves a number of controlling factors such as orientation
37 of preexisting structures, reactivation angle and syntectonic sedimentation, among others. Rift zones associated with
38 extensional regimes are generally controlled by the presence of lithospheric weaknesses or by previous fabrics of the
39 upper-crustal. Extensional development along rift basins may be heterogeneous and is generally characterized by
40 along-axis segmentation in a series of single sub-basins with sedimentary and structural differences (Corti 2003).

41 Furthermore, subsequent compressional phases may induce the reactivation of pre-existing normal faults and the
42 inversion of these extensional systems. A large amount of new forming structures can be also generated, producing
43 substantial changes with respect to the original extensional pattern, and thus different trending structures can coexist
44 (Gillcrist *et al.* 1989; Cooper & Williams 1989; Coward *et al.* 1991; Turner & Williams 2004).

45 Changes in the structural trend of an arc-shaped orogen (map-view curve) can be attributed to various
46 factors, including the architecture of the pre-deformational sedimentary basin, inversion of preexisting extensional
47 structures (Vergés & Muñoz 1990; Burbank *et al.* 1992), along strike displacement gradients (e.g. Elliott, 1976),
48 interaction of a thrust belt with foreland obstacles or promontories, salients and recesses (oblique and lateral ramps)
49 in the sole thrust (Macedo & Marshak 1999), hinterland collision of an indenter (Ghiglione & Cristallini 2007; Reiter
50 *et al.* 2011), interaction with strike-slip faults, and warping of the downgoing (underthrust) plate (Marshak 2004),
51 along strike variations of the frictional properties of the *décollement* level (Cotton & Koyi 2000), rheological or
52 thickness changes in the detached cover (Thomas 1990; Calassou *et al.* 1993; Corrado *et al.* 1998), lateral variations
53 of thickness in the sedimentary wedge (Soto *et al.* 2002) and/or along strike variations of syntectonic sedimentation
54 and erosion rates (Nalpas *et al.* 1995; Dubois *et al.* 2002; Panien *et al.* 2005). Some curved orogens involve
55 continental-scale rotation of segments of the fold-thrust belt, and are called “*oroclines*”, assuming that the curve was
56 due to the rotational bending of an originally straight orogeny (Carey 1958; Marshak 2004; Ghiglione & Cristallini
57 2007).

58 Analogue modelling is a powerful tool that helps understand geodynamic environments, since it allows
59 simplifying and investigating isolated parameters of the studied processes. When scaled experiments are carried out
60 (Hubbert 1937; Ramberg 1981; Weijermars & Schmeling 1986), the results can then be compared with natural
61 examples. Previous analogue models study the mechanics and geometry of tectonic inversion (Koopman *et al.* 1987;
62 McClay 1989; Buchanan & McClay 1991; Krantz 1991; Mitra & Islam 1994; Keller & McClay 1995; Brun &
63 Nalpas, 1996; Yamada & McClay 2003; Gartrell *et al.* 2005; Panien *et al.* 2005; Del Ventisette *et al.* 2006; Sandiford
64 *et al.* 2006; Konstantinovskaya *et al.* 2007; Amilibia *et al.* 2008; Yagupsky *et al.* 2008; Pinto *et al.* 2010).

65 Our modelling is inspired in contributing a better understanding of factors that control some latitudinal
66 variation in strikes of structures and the evolution of the Central Andes. Experimental results are compared with the
67 Eocene - Miocene Abanico basin developed between $\sim 28^\circ$ and 39° S (Charrier *et al.* 2002, 2007; and references
68 therein), which has a history of extension followed by compression and inversion of previous structures. The

69 complexity of the inversion process caused subsequent heterogeneous latitudinal deformation, which produces
70 latitudinal changes in the style of deformation and strike of some structures (Jara *et al.* 2009; Jara & Charrier, in
71 press). Within the context of the Abanico basin, the study region corresponds to the High Central Andean between
72 32° and 34° S. South of 33° S, many studies recognize that Abanico Formation's volcanic rocks were deposited in an
73 extensional basin over 50 km wide, with a ~ N-S orientation and high subsidence rates, with some depocenters
74 reaching more than 3.5 km in depth (Fock *et al.* 2005; Farías 2007; Charrier *et al.* 2002, 2007; Farías *et al.* 2010).
75 North of 33° S, new field-based data indicate that distal facies of this formation, which outcrop in the eastern side of
76 the Principal Andean Cordillera at this latitude, accumulated in a basin less than 10 km wide with an estimated
77 thickness of about 3.0 to 3.5 km (Jara & Charrier, in press).

78 In order to study the role of the extensional basin width has over subsequent superimposed compressive
79 structures and their trend, two main types of models were configured to study the effect of two principal variables:
80 Type I, homogeneous shortening on variable basin width; and Type II; inhomogeneous shortening (differential) over
81 a constant-width pre-existing basin. During both studies we distinguish whether or not resulting structures are linked
82 with positive inversion (*sensu* Cooper *et al.* 1989; Coward 1994).

83 **Analogue models**

84 *Strategy*

85 Analogue modelling was conducted at the Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe) from
86 Universidad de Buenos Aires, to investigate the effects of inherited differential width basin have on deformation
87 pattern such as plan view strike, number of structures and structural patterns during basin inversion. The selected
88 experiments are representative of two possible tectonic configurations. In the Type I model, we investigate the
89 influence of along-strike variations produced by differential extension in a wedge-shaped rift basin where extension
90 increased from a pivot point, followed by homogeneous shortening in response to orthogonal convergence. In the
91 Type II model, a homogeneous orthogonal extension was followed by a rotational convergence where differential
92 shortening increased from a pivot point.

93 To refer to the sectors of our experiments we will consider that the region affected by differential extension
94 may develop main depocenters or sub-basins in a wider zone, when it has been largely extended; while areas with

95 less extension can generate isolated sub-basins in a narrow zone (Fig. 1a). During differential compressional
96 tectonics the most shortened region will generate greater uplift and compressional structures than the less shortened
97 region (Fig. 1b). These conceptual models do not consider previous structural arrangements, but they are the starting
98 point for our study of deformation width control in a tectonic inversion process.

99 *Set-up and experimental procedure*

100 The experiments were performed without boundaries in a platform of size 70 x 50 cm. Subtraction of edge
101 effects in the final process allowed us to analyze a deformed sandbox of 55 x 40 x 3.5 cm (Fig. 2). The models were
102 deformed by pulling/pushing a backstop attached to a mobile basal plate, generating a velocity discontinuity (VD)
103 below the sandbox (Fig. 2a). The mobile basal plate produced extension along a basal silicon layer and was
104 disconnected during compression, similarly to other experimental setups (Yagupsky *et al.* 2008; Likerman *et al.*
105 2013). In this way, compression was applied from the mobile wall similar to a natural assembly, since compression
106 through a mobile basal plate would generate structures rooted in the VD.

107 The backstops used in our experiments allow differential movements through a pivot point located at one
108 end acting as a vertical axis of rotation (Fig. 2b). The backstop rotation was produced by pulling/pushing the free
109 edge of the backstop connected to a worm screw driven by a step-motor at a constant linear velocity of 4 cm/h in all
110 models. The angular velocity imposed on the backstop was 4 °/h, and can be considered constant throughout the
111 experiment (for more details see Soto *et al.*, 2006). A maximum backstop rotation of 10° was reached, on both the
112 extensional and compressional phases, equivalent to a maximum extension/shortening of 10 cm achieved in the area
113 furthest from the pivot point, and progressively diminishing toward the pivot end where the deformation was null.
114 For non-rotational deformation a maximum 10 cm shortening was achieved. Deformation phases applied to different
115 sets (Type I and Type II models) of experiments are simplified in Figure 3.

116 It is recognized that there is a minor strike-slip component in the model when generating rotational
117 movement of the basal plate (extensional differential phase at the Type I model). This component was measured and
118 is considered negligible in relation to the components perpendicular to the strike. In this study we focus only on the
119 normal and reverse components.

120 *Materials*

121 Brittle layers are represented by well sorted dry quartz sand with well-rounded grains, with behavior similar
122 to the brittle upper crustal rocks (Hubbert 1951), finer than 500 μm . In such materials, frictional contacts between the
123 grains result in a Mohr-Coulomb failure envelope type, with small cohesion ($< 100 \text{ Pa}$) and an angle of internal
124 friction close to 32.7° (Yagupsky *et al.* 2008), measured with a modified Hubbert-type shear apparatus (Hubbert
125 1951). The material's density (ρ) is around $1,400 \text{ kg/m}^3$ and the density ratio between the granular materials used and
126 the rocks is $\rho \approx 0.5$. The stretching at the base of the brittle upper crust was modelled with a 0.5 cm thick layer of
127 'SGM 36' polymer. SGM 36, a Newtonian viscous material manufactured by Dow Corning Ltd., has a density of
128 965 kg/m^3 with an effective viscosity of $5 \times 10^4 \text{ Pa s}$ at room temperature (20°C). The fine silicone layer (0.5 mm)
129 was added above the VD. In these experiments the silicone does not simulate any character of the crust and has only
130 a geometrical use (Brun & Nalpas 1996; Pinto *et al.* 2010), since it allows distributing the strain and creating a wider
131 deformation zone. The use of SGM 36 in analogue modelling is well documented (Weijermars 1986) and it is an
132 analog for materials with viscosities between 10^{18} and 10^{21} Pa s , which is sufficiently similar to those commonly
133 used for high *décollement* viscosities (Van Keken *et al.* 1993; Weijermars *et al.* 1993). The models are thus broadly
134 scaled to represent a strong natural *décollement*.

135 *Scaling*

136 In order to contrast analogue models with natural examples, the experiments lie in proper scaling of model
137 parameters (Hubbert 1937; Ramberg 1981). In the experiments carried out, the length ratio between model and
138 nature is $L = 10^{-5}$, thus 1 cm in the model corresponds to approximately 1 km in nature; and the gravity ratio
139 between model and nature is $g^* = 1$, as both the prototype and the model are subject to the same gravitational
140 acceleration. The corresponding stress ratio between model and nature is $\sigma^* = \rho^* g^* L^* \approx 6 \times 10^{-6}$. The scaling
141 parameters for extension and compression are included in Table 1.

142 Although the experimental set-up lacked pre-rift brittle structures that may appear in nature, which can play
143 an important role in the interaction and development of extensional structures (Sibson 1985; Huyghe & Mugnier
144 1992; Faccenna *et al.* 1995; Ranalli 2000), emphasis was placed on the interaction between rift structures and
145 subsequent shortening.

146 *Data collection and three dimensional reconstruction of deformed models*

147 A fixed high-resolution digital camera was used to photograph the top surface of the models at regular time
148 intervals in order to study the time-space evolution of the structures. At the end of the experiments, dry sand was
149 sieved on the model's surface to preserve the final topography. In order to reconstruct a three-dimensional geometry,
150 the models were impregnated with hot gelatin solution and, once cooled and slightly hardened, were sliced at ~ 5 mm
151 perpendicular to the principal structures trend. In this way internal structural arrangements of the final state of the
152 models could be analyzed.

153 The top surfaces of the models were scanned at regular time intervals with a laser with ~ 0.135 mm of
154 vertical accuracy. The data obtained were processed to remove spurious data. Subsidence of the top surface was
155 calculated from the incremental difference between successive gridded data. In the shortening phase, incremental
156 topographic maps were obtained, revealing the development of contractional structures. Model evolution was
157 visualized by measuring diagnostic parameters along strike positions representative of wide and narrow deformed
158 sectors close to (north) or away from (south) the pivot (Fig. 2). This methodology used along with photography
159 allows a more rigorous and detailed interpretation of the development of the structures.

160 The syn-rift sand thickness was used to identify inverted faults. Syn-rift sand deposits on the hanging wall
161 of normal faults are thicker than on the equivalent footwall, so inversion will show thicker packages of syn-rift lifted
162 on the hangingwall of positively inverted faults. Moreover, the presence of faults planes with normal and inverse
163 movement was used to identify incomplete reversal movement.

164 *Statistical fault analysis*

165 In the final stages, fault traces were mapped over the plan view. Fault traces intercepted by a 0.5 cm wide
166 belt in two representative sections were analyzed quantitatively in terms of length and azimuth distribution. In order
167 to analyze the fault's azimuth distribution, the polyline features used to map the fault traces were transformed into
168 tip-to-tip lines (Agostini *et al.* 2011). The azimuth data were weighted for the length of the corresponding fault. The
169 weighting factor for each fault was the ratio between its length and the minimum fault length intercepting the belt,
170 such that long faults have higher ratios than short ones. The frequency of the azimuth of a tip-to-tip fault is directly
171 related to this ratio: the longer the fault the higher its frequency. This type of fault pattern outcome has often been
172 coupled with analogue models, providing the basis for a well-established approach that has been successfully applied

173 to the determination of rift kinematics in oblique extension settings (Dauteuil & Brun 1996) and continental rifts
174 (Brun & Tron 1993; Bonini *et al.* 1997).

175 **Analogue Modeling Results**

176 Six experiments were performed to test the control that axial width variation in an extensional basin has in
177 the strike of subsequent inversion structures. The structural configuration obtained was relatively similar for each
178 type of experiment. Because of limited space, only two of them are described here, one for each type. In order to
179 simplify the description of the results, in what follow we will use a series of acronyms to refer to the different sectors
180 of both models (Fig. 2). Sequential photographs of the top of the 3D models during the experiment's evolution,
181 together with isopach maps highlighting the differential subsidence or uplift between each stage are presented.
182 Additionally internal structure interpretation is shown in serial vertical sections for the end of this phase. With a
183 descriptive purpose, the terms proximal and distal are used relative to the advancing moving wall (Fig. 2a), and
184 forethrusts for those faults dipping toward the moving wall and backthrusts for those dipping in the opposite
185 direction.

186 In the Type I model, maximum extension (100% extension) was reached after applying 10 cm of movement
187 to the backstop as measured on the zone further away from the pivot (Fig. 3). During the ensuing compressional
188 phase the mobile wall was released from the pivot, and was moved until completing 10 cm of homogeneous
189 compression (100% shortening) perpendicular to the last extensional movement, producing the total inversion of the
190 extensional basin (Fig. 3a). Since in the final state of the Type I model there is a variable amount of extension and
191 shortening for a given point, we have included a factor ('Rse') relating the amount of applied shortening to the
192 amount of previous extension in sections at different distances from the pivot (Fig. 3).

193 In the Type II models, extension was homogeneous applying a 5 cm motion to the backstop (100%
194 extension, Fig. 3b). The result was a 15 cm wide basin, a width similar to that of the central zone of the basin in the
195 Type I model. During the compressional phase, the pivot was connected to achieve a differential shortening. The
196 region further away from the pivot reached a maximum 10 cm or 100% shortening (Fig. 3b). Similar to the Type I
197 model, at the final stage we use the same factor ('Rse') for comparing the amount of extension and shortening
198 applied in different sections according to their distance from the pivot (Fig. 3).

199 *TYPE I: Along strike width variation of basin and subsequent inversion.*

200 *Extensional phase evolution*

201 The initial stages of the extensional phase (Fig. 4a) produced a symmetric basin defined by two sets of
202 normal faults with opposite dips. Subsequently, with 25% extension, deformation concentrated in a direction parallel
203 to the backstop. The isopach map (Fig. 4a) highlights the differential subsidence between the non-deformation stage
204 and the 100% extension after every 25% displacement of the backstop; deepening of the basin shows progressively
205 more activity and a large basin width focused on the southern zone.

206 From 25% to 50% of extension, structures in the proximal zone generated the deepening of the basin,
207 mainly in the southern zone (Fig. 4a). Subsequently, subsidence ends in the middle part of the model, generating
208 some horsts between sub-basins or grabens (see Fig. 4c and non-colored areas within the main basin in Fig. 4a). The
209 high activity (subsidence and active faults) is seen mainly in the southern and proximal zones. This becomes most
210 evident between 50% and 75% of extensional displacement (Fig. 4a).

211 Between 50% and 75% extension (Fig. 4a), the activity of the distal zone of the main basin is almost null;
212 while in the proximal zone the basin is active and sub-basins coexist (note subsidence symbology colors in Fig. 4a);
213 sub-basins in the northern zone are oriented ~ N-S, while in the southern-proximal zone they have a general ~ N10°E
214 strike, while one reaches a maximum of 30° obliquity (Fig. 4a).

215 Extension ended at 10 cm (100% extension) of displacement in the southern zone, and in this last stage the
216 distal basin zone is reactivated (Fig. 4a), but with much lower activity compared to the proximal zone, which
217 preserves the features described above, but with further deepening of depocenters in the basin (note subsidence
218 symbology colors in Fig. 4a).

219 *Extensional phase final state*

220 The proximal and distal limits of the basin have oblique (<15°) orientations, which generate its triangular
221 shape, however its main depocenters have N-S orientation (Fig. 4a). In the northern zone two graben separated by a
222 horst were generated, both bounded by normal faults with opposing dips (Fig. 4c. Profile I). Deformation and
223 faulting were localized above the velocity discontinuity characterized by a set of normal faults with dipping angles
224 from 50° to 65° (Fig. 4c Profiles I-II), but towards the southern zone (Fig. 4c Profile III) some normal faults are very

225 flat with dips up to 20°. The deepest sub-basin occurs from the middle of the model to the southern zone (Fig. 5) and
226 is mainly concentrated in the proximal zone of the basin, as seen in the plan view evolution (Fig. 4a) and in the cross
227 sections of the final result (Fig. 4c).

228 *Compressional phase evolution*

229 An important topographic increase developed homogeneously along the entire model mainly in the internal
230 region (in the place of the previous extensional basin) and in the proximal zone, as shown by the isopach maps
231 highlighting the differential uplift between each stage (Fig. 4b). With 25% of shortening, there is uplift in the
232 proximal region of the northern zone quite near the mobile wall and an important uplift at the proximal inherited
233 graben in the southern zone (Fig. 4b). Structures that limit these uplifted areas have ~ N-S strike in the southern
234 zone, and ~ N10°W in the proximal zone in the north (Fig. 4b).

235 Between 25% and 50% of shortening, deformation is mainly concentrated in N-S backthrusts in the central
236 part of the extensional basin (Fig. 4a,b). The activity of these N-S backthrusts decreased towards the north where
237 shortening is transferred to the proximal zone (Fig. 4b). In this region away from the preexisting basin the main
238 forethrust with N10°W strike is better developed, generating large uplift (note the increase in topography bordering
239 the structure in Fig. 4b). In the northern zone, uplift also occurs in the inherited basin generated by ~ N-S to N10°E
240 strike backthrusts. Towards the southern zone, shortening is mostly concentrated in the region previously occupied
241 by the basin, although some rising is generated out of the basin, mainly in the proximal zone (Fig. 4b).

242 With 75% of accumulated shortening, deformation concentrates on two major regions. In the northern
243 region it concentrates in the N10°W structure, leading to an important rising of the proximal zone, while in the
244 southern region the main structures corresponds to ~ N-S strike forethrust and backthrusts, bounding the uplifted
245 proximal area of the inherited basin. Towards the distal zone, part of the shortening occurs into the inherited basin,
246 which is evidenced by the “triangular” shape of the uplift in the northern zone. In the northern zone there is also
247 activity (topographic increase in Fig. 4b) produced by backthrusts in the proximal area (center of the inherited basin),
248 but lower than that in the south.

249 Between 75% and the last stage of shortening (Fig. 4b), the features described above are preserved, but the
250 activity of the main ~ N-S strike structure (topographic increase at the center of the inherited basin, Fig. 4b),
251 becomes heterogeneous between north and south. The central portion of this N-S structure is completely inactivated

252 at ~ 90% of shortening, while in the northern zone this structure is reactivated between 90% and 100% of shortening.
253 The oblique N10°W structure in the northern zone maintains its activity and generates increasing uplift throughout
254 the course of the experiment (Fig. 4b).

255 *Compressional phase final state*

256 The final state (Fig. 4c Profiles IV, V and VI) shows that: (1) faults inherited from the extensional stage
257 have a heterogeneous behavior, some were not reactivated and others were reactivated, (2) the southern zone has
258 greater density of normal faults, some preserved within folds of large amplitude which mainly concentrate the
259 shortening in this region (Fig. 4c Profile VI), and (3) towards the northern zone a pop-up structure (uplifted area
260 bordered by two new opposite dipping thrusts) of smaller amplitude and increasing uplift (Fig. 4c Profile IV) absorbs
261 part of the shortening in the proximal zone where the basin was narrowest. The major topographic increase
262 (elevation) developed along the entire model mainly in the proximal region and mostly in the northern zone (Fig. 5).

263 In the north, compressive structures have an oblique strike in both the proximal and distal zones; while
264 inactive normal or inverted normal faults have a ~ N-S orientation (Fig. 4) at the center of the active zone (evidenced
265 by a topographic increment).

266 *TYPE II: Homogeneous extension and subsequent differential compression*

267 *Extensional phase evolution*

268 Elongated N-S basins were generated (Fig. 6a). Distal to proximal migration of the deformation occurs,
269 while the main activity (see the subsidence maps in Fig. 6a) moves towards the proximal zone at the center of the
270 basin (Fig. 6a). Normal faults dip towards the basin's center. In some places sub-basins are separated by horsts (note
271 uncolored areas with no subsidence between two adjacent normal faults dipping opposite in Fig. 6a). With more than
272 75% of extensional displacement normal faults located in the distal zone became inactive; this did not occur on the
273 basin's axis, above the VD, where the major activity concentrated.

274 The extension ended at 5 cm of displacement (100% extension in Fig. 6a). At this last stage emphasized the
275 development of normal faulting along the whole model, with ~ N-S strikes and the development of relay ramps

276 between the extensional structures (note areas of lower subsidence between two normal faults displaced in the E-W
277 direction in Fig 6a). Intra-rift normal faults grew closely spaced and the rift border faults are well defined.

278 *Extensional phase final state*

279 After applying 5 cm extension (100%), a 15 cm wide basin was formed (Fig. 7a) that has a similar structural
280 pattern to the central profile of the basin of the Type I model (Fig. 4), but with near N-S strike (Fig. 7b). The basin is
281 formed by sub-basins with the central region deeper than the edges (Fig. 6c and 7a). The basin is relatively
282 homogeneous along the course with grabens limited by normal faults dipping between $\sim 50^\circ$ and 70° (Fig. 6c). In the
283 center of the basin, the deepest area presents low angle normal faults, similar to that observed in profile III at the
284 extensional phase of the Type I model (Fig. 4c). Its general structure can also be observed into the less deformed
285 profile in the compressive stage of the Type II model, which shows that all faults are rooted in the ductile layer (Fig.
286 6c Profile IV).

287 *Compressional phase evolution*

288 During the initial shortening phase (0%-25% shortening) the deformation concentrates mainly in the
289 southern zone (Fig. 6b), between the distal boundary of the preexistent basin and the area proximal to the backstop.
290 Uplift in the northern zone is less than in the southern zone, and it concentrates in the proximal region, as shown in
291 the isopach maps in Figure 6b. With increasing shortening (50% in Fig. 6b) the elevated region expanded: some
292 deformation is transferred towards the northern-distal zone, but within the limits of the preexistent basin.

293 From 75% to 100% shortening (Fig. 6b) it is clear that in the distal zone of the model the structures exhibit a
294 \sim N-S strike similar to the structures of the preexistent basin, whereas structures in the proximal zone occur with an
295 obliquity similar to that the mobile wall, with a $N10^\circ E$ maximum strike. Note that this obliquity occurs in
296 backthrusts that were already generated before 75% shortening, which means that they have been rotated and that
297 they are not new oblique structures.

298 The deformed area does not vary significantly during the evolution of the model, while the amount of uplift
299 increased from the beginning of compression until it reaches 100% (Fig. 6b), indicating that the region is
300 progressively uplifted and rotated until it absorbs 100% of the applied shortening.

301 *Compressional phase final state*

302 In the northern zone (Fig. 6c Profile IV) a principal forethrust absorbs part of the deformation uplifting the
303 proximal zone above the preexistent basin, while a backthrust in the distal zone produces the same effect with
304 opposite vergence. It is possible to follow this structures to the profiles of the southern zone (Fig. 6c Profiles V and
305 VI), given its ~ N-S strike. Some normal faults were reactivated; however most of the normal faults were not
306 reactivated. It is remarkable how the number of thrusts increased along the strike with increasing shortening, while
307 their spacing decreased (Fig. 6c). These structures generated greater rise into the southern zone compared to the
308 north (Compressional phase in Fig. 7).

309 In profile IV (Fig. 6c), all deformation concentrates in the area occupied by the previous basin. The
310 proximal forethrust preserves some non-reactivated normal faults in its hanging wall, while some inverted normal
311 faults are recognized in the hanging wall of the distal backthrust (Fig. 6c Profile IV). Most of the normal structures
312 are preserved non-reactivated at the proximal zone, where they generated the major subsidence in the previous phase.

313 In the center of the model (Fig. 6c Profile V), where the amount of shortening was equal to the amount of
314 applied extension, the proximal forethrust and the distal backthrust into the inherited basin had greater activity and
315 produced two opposite verging folds, closing the basin towards its axis. An anticline fold, consisting of a pop-up
316 structure, was created out of the basin in the proximal region (Fig. 6c Profile V); towards the south this anticline fold
317 rises as a result of the activity of the forethrust mentioned above (Fig. 6c Profile VI), generating greater rise into the
318 southern compared to the northern zone (Compressional phase in Fig. 7a). Throughout the region several normal
319 faults are preserved, while some normal faults dipping towards the proximal zone were slightly reactivated.

320 **Discussion**

321 *Summary and interpretation of results*

322 It has been reported that initially high-angle normal faults may rotate to gentler dips, more favorable for
323 reactivation, during extension through “domino” rotation of successive normal fault sets (Jackson & McKenzie 1983;
324 McClay *et al.* 1989; Buchanan & McClay 1991; Mandal & Chattopadhyay 1995; Knott *et al.* 1995; Del Ventisette *et*
325 *al.* 2006; Bonini *et al.* 2012). In our models, normal faults distinguished by their low dip angle occur in the central
326 part of the most extended zone in the Type I model (southern zone) and at the center of the basin of the Type II

327 model. From the observation of profiles in plan evolution, and 3D building blocks shedding light on the north-south
328 continuity of some structures, we interpreted a “domino” block rotation mechanism (Buchanan & McClay 1992;
329 McClay & Buchanan 1992; Mitra 1993) of initially steep normal faults formed with $\sim 60^\circ$ dip in the early stages of
330 extension, to minor inclination normal faults at the final stages, presenting even angles less than 20° .

331 Moreover, the compression in the southern zone of the Type I model is highly concentrated inside the basin
332 (Fig. 8a), thus reverse faults are formed mainly within the limits of the previous extensional basin; while in the
333 northern zone, where the preexisting basin was narrow, new compressive structures developed out of the limits of the
334 basin (Figs. 8a and 9). Positive inversion in the southern zone of the Type I model is concentrated where pre-existing
335 faults prone to be positively reactivated due to its low angle are located (Figs. 8a and 9).

336 In both types of models proposed for this study, some normal faults are preserved after inversion of the
337 basin (Figs. 4c, 6c, 9). Reactivated faults generally have high dipping angles of 50° - 60° (Fig. 9), whereas in the
338 central profiles of both models (Profile V in Figs. 4 and 6), the dipping of reactivated normal faults decreases toward
339 the surface. Similarly, Likerman *et al.* (2013) and Konstantinovskaya *et al.* (2007) noted that for asymmetric rifts
340 reactivated normal faults rotated to gentler dips when cutting-off to the surface.

341 Moreover, in the region where the rift basin was poorly developed (north in Type I model), the deformation
342 is accommodated by structures that are capable of absorbing large amounts of shortening by raising a narrower area
343 outside the rift basin (Figs. 5 and 8a). This process causes the main forethrust, that generates this higher rise in this
344 narrow region, to have an oblique strike (Fig. 4a) to connect with the wider area (south), where it generates a minor
345 uplift area closest (proximal) to the backstop (Fig. 8a and 9).

346 In the Type II models, compression by a rotating pivot generated a differential deformation zone. Faults and
347 folding were concentrated in the area of maximum shortening (southern zone in Fig. 8b and 9). The deformational
348 plan view sequence and the structural pattern of the Type II model (Fig. 6b) have some similarities with
349 compressional rotational models without involving basin inversion process (Soto *et al.* 2006), since both have a
350 progression that starts in the most compressed region, and the rotation is in the same direction as the rotation axis of
351 the backstop. Similarly to the Type II model (Fig. 8b and Fig. 9), Ghiglione & Cristallini (2007) showed that rotation
352 of a rigid indenter against a soft sedimentary cover produces a strong variation in orogenic shortening and in width of
353 the thrust belt along the strike of the pivoted edge. Deformation in the southern zone of the Type II model
354 concentrates on new thrusts, some normal reactivated faults, and low wavelength folds (Fig. 9). In the northern zone

355 there is little shortening, and therefore most normal faults are preserved (Fig. 9). As compression progressed,
356 deformation in the southern zone produced the rotation of structures (Fig. 6) and closing of the basin through main
357 folds. Distal structures developed parallel to the basin and proximal thrust was gradually turning in a more oblique
358 direction (Fig. 6b), parallel to the shortening vector. In the more compressed region we can recognize some
359 similarities with complex inversion models referred in previous papers as decapitating early normal faults, shortcuts
360 and buttressing (Coward *et al.* 1991; Scisciani 2009; Bonini *et al.* 2012).

361 Figures 5, 7, 8 and 9 summarize some of the characteristics of the developed models. The Type I model
362 presents many normal structures in the southern zone and fewer in the northern zone, as expected (Fig. 5b). The
363 principal structures are N-S oriented, but some structures show a direction linked to the imposed edges of the silicone
364 basal layer, which forced the direction of the basin limits. During compression, the oblique NNW direction is not
365 directly linked with the limits of the basal silicone; this is made evident because the main forethrust in the northern
366 zone is not generated from the previous proximal limit of the basin, but far closer to the mobile wall in the proximal
367 zone (Figs. 8 and 9). This NNW orientation of the proximal structures is interpreted as produced by the greater uplift
368 of the northern compared to the southern zone, which is the result after compressing both regions equally, but with
369 different preexisting basin widths.

370 In the Type II model (Fig. 7), a similar number of normal faults are created in the northern and southern
371 zones, with trend highly close to N-S. Compressing this model produces fewer structures in the northern zone than in
372 the Type I model (Fig. 9).

373 Our modelling technique included complete filling of the basin before being inverted. Sediment load makes
374 difficult or delays the reactivation of previous normal faults (Nalpas & Brun 1993; Brun & Nalpas 1996; Dubois *et*
375 *al.* 2002; Panien *et al.* 2005; Del Ventisette *et al.* 2006; Pinto *et al.* 2010), while in models with load inside and
376 outside the basin, the reactivation is facilitated, allowing to interpret that the dominant factor in this case is the
377 relative difference in load (Pinto *et al.* 2010). In our models, the largest load difference occurs where the basin is
378 deeper and wider, so we expect the reactivation to be difficult during inversion tectonics in these sectors. This is
379 consistent, since regardless of the width of the basin, inverted normal faults generally are located near the edges to
380 the preexisting basin (Fig. 9), where the filling (syn-rift) is thinner.

381 It is worth noting that one important difference between the models mentioned above and ours. In our Type
382 I models the greater width of the basin generates that shortening occurs inside it, while in other models (Pinto *et al.*

383 2010), an increase in sediment load generates further development of thrust faults outside the basin, similar to what
384 occurred in our filled narrow basin (Fig. 9). Although the sedimentary basin is greater in our wide basin than in our
385 narrow basin, the amount of shortening is equal in both areas, leading to the ratio (R_{se} , Fig. 3) between the amount
386 of shortening and the amount of extension (and the resulting basin width difference) to be the predominant factor in
387 this case.

388 As the methodology used in the Type I models allowed generating extensional structures with the same
389 strike in both wide and narrow basin areas (~ N-S faults and basin edges with equal obliquity across the region), the
390 orientation of these structures is not a predominant factor to discern between reactivated faults among narrower and
391 widest basin zones (Fig. 9).

392 At stages with differential deformation (rotating the pivot) a maximum of 10° of obliquity was applied to
393 the mobile wall. The latter generated, for the Type I model, that extensional structures strikes between 0° to 15° ,
394 which leads to the subsequent applied direction of principal compressive stress (perpendicular to the main direction
395 of the extensional basin) being inefficient for reactivation. Analogue model experiments showed that, without change
396 in the inclination of the previously formed normal structures to gentler dips, an optimum angle close to 15° between
397 the direction of extension and compression is necessary to generate subsequent reversal of high-angle faults (Brun &
398 Nalpas 1996). We obtained considerably higher angles between the compressive and extensive strain axes, and there
399 is reactivation of structures in our models. We think this might be caused by flattening of some normal faults before
400 compression.

401 The Type II models have a similar relation, the direction of compressive stress rotates together with
402 backstop rotation (0 - 10°), and therefore the angle between the two principal stresses is never as close to 15° , not
403 enough to generate an efficient inversion process.

404 The N-S direction is a preferred orientation for major structures in extensional deformation phases of our
405 models; however, in the Type I model this orientation is preferential for the major depocenters or subbasins, whereas
406 in the Type II model all extensional structures had this orientation prior to the shortening phase, and the obliquity of
407 later structures is generated by the rotational movement of the pivot. Summarizing, the Type II model can explain the
408 development of oblique structures, but it needs an important rotation. In the Type I model, latitudinal difference
409 between uplift and width of the deformation zone play an important role in the obliquity of compressive structures.

410 Then, the main results of our model are: a) preservation of non-reactivated normal faults, and positive
411 inversion and generation of new compressive oblique structures occurs in both types of models; b) a significant
412 rotation is required to generate obliquity of structures in models with no difference in the width of preexisting basin
413 and subsequent differential compression (Type II); c) obliquity of structures in the Type I models is generated due to
414 the different width along the preexisting basin; d) The northern zone in the Type I model and the southern zone in the
415 Type II model are those that mostly exhibit compressive structures (Fig. 9), but in the Type I model they are
416 concentrated in a narrower and raised region due to the absence of a preexisting wide basin.

417 *Comparison with inverted natural basins*

418 The elongated Abanico basin located in the Principal Cordillera of the Central Andes (Fig. 10a) presents
419 significant latitudinal variations in the distribution and width of the Cenozoic outcrops, in the strike of the major
420 structures of the eastern Principal Cordillera, and the presence or absence of tectonic inversion structures, those that
421 can be observed in latitudinal profiles (Jara *et al.* 2009; Godoy 2011, 2012). There is an observed south to north
422 decrease in width of the Abanico Formation between 32° S and 33° S (Fig. 10c, d), that may correspond to an
423 original extensional setting or to a subsequent narrowing due to a northward increased in shortening (Jara *et al.*
424 2009). In this comparison we will focus on the major structural features (strike of principal structures) and width of
425 the deformational zone and outcrop of affected deposits (Fig. 11), in order to interpret the origin of the latitudinal
426 changes based on the results of both developed models. For this, together with a comparison with the applied models,
427 a brief background that allows us to interpret the origin of these main features is further discussed below.

428 The Abanico Formation (Fig. 10) is represented by a set of volcanic-sedimentary rocks 3,500 m thick
429 (Thiele 1980; Fock 2005; Charrier *et al.* 2007; Rauld 2011), interpreted to have been deposited in an intra-arc
430 extensional basin with active volcanism, during the Late Eocene to Early Miocene, and tectonically inverted between
431 ~ 21 and ~ 16 Ma (see Charrier *et al.* 2007 and references therein), and exposed in the Principal Cordillera of central
432 Chile from 33° to 36° S (Aguirre 1960; Klohn 1960; González & Vergara 1962; Charrier 1973; Vergara & Drake
433 1979; Thiele 1980). Two stages are distinguished in the evolution of this basin: 1) Late Eocene to Early Miocene
434 extensional stage, where thick deposits of lava, volcanoclastics and minor sediments accumulated, and 2) Early to
435 Middle Miocene (Charrier *et al.* 2002, 2007, 2009) compressional stage. During this second stage, the Abanico basin
436 would have undergone partial tectonic inversion probably contemporaneous with uninterrupted volcanism and
437 accumulation of material included in the Farellones Formation (Middle-Late Miocene) (Charrier *et al.* 2002, 2005,

438 2007; Fock 2005; Fock *et al.* 2006; Pinto *et al.*, 2010; Muñoz *et al.*, in press). Charrier *et al.* (2005) showed evidence
439 for the presence of the Abanico extensional basin from at least 33° and 36° S, and suggest its probable continuity
440 north of 31° S and south of 37° S (Fig. 10a).

441 New data indicate that between 32° and 32°30' S, and near the “Las Lletas” river (Fig. 10b and 12),
442 Oligocene-Miocene rocks are deformed by ~ N-S trending structures in the easternmost sector of the Principal
443 Andean Cordillera (Jara & Charrier, in press). These rocks are located in areas where intense compressional
444 deformation is superimposed to Late Oligocene depocenters bounded by ~ N-S normal faults that were later inverted.
445 Some of these faults had extensional movements accomodating clastic deposits at least 21 Ma ago. Post-18 Ma these
446 structures were reversed, deforming clastic deposits of the basin (syn-rift) as well as overlying discordant
447 accumulated cenozoic strata (post-rift) (Fig. 12).

448 At these latitudes (32° - 32°30' S), eastern units of the Abanico and Farellones Formations are affected by
449 NNW oriented out-of-sequence faults of the La Ramada fold and thrust belt (Fig. 11). Although the La Ramada fold
450 and thrust belt has been described as a thick-skinned fold and thrust belt (Mosquera 1990; Zapata 1990; Cristallini &
451 Cangini 1993; Cristallini *et al.* 1994; Alvarez *et al.* 1995; Pérez 1995; Cristallini 1996); the out-of-sequence
452 structures in this region only affect cenozoic levels (Jara & Charrier, in press).

453 The eastern NNW strike structural pattern in this region has been explained previously (Rivera & Yáñez
454 2007) as a result of an originally segmented basin with sub-basins bounded by oblique structures controlled by
455 heterogeneities of the Triassic-Jurassic basement under the Mesozoic to Cenozoic cover. The Influence of Triassic-
456 Jurassic rift structures on the deformation style in Andean structure have been studied from various points of view by
457 several authors (Giambiagi *et al.* 2003, 2005, 2009a,b; Yagupsky *et al.* 2008). In particular, the structural control that
458 these basement structures exerted on tertiary tectonic inversion has been studied and recognized in the fold and thrust
459 belt of La Ramada (RFTB), Aconcagua (AFTB) and Malargüe (MFTB) (Cristallini & Cangini 1993; Cristallini *et al.*
460 1994; Maceda & Figueroa 1995; Giambiagi & Ramos 2002; Giambiagi *et al.* 2005; Yagupsky *et al.* 2008). However,
461 the mainly NNW orientation of the main structures in the eastern Principal Cordillera in this region would be
462 associated with tertiary deformation, and not necessarily with the Abanico basin original boundaries, or even older
463 basins. We propose a not previously considered control, the variable basin width, to explain in part some of the
464 characteristics of this region, like distribution and width of the Cenozoic outcrops, the strike of the major structures
465 and the presence or absence of tectonic inversion structures.

466 Cristallini (1996) indicates that the structural evolution of the La Ramada fold and thrust belt would have
467 begun around 19-20 Ma ago, before flat-slab development in this region. The first stage of this structural evolution
468 developed the first folding and faulting in Argentinian territory, and the first rise of the Principal Cordillera in the
469 Chile-Argentina bordering region, controlled by ~ N-S preferential trending faults (Cristallini 1996). At this stage, in
470 the eastern sector of the Principal Cordillera between 32° and 33° S (Jara & Charrier, in press), some of the normal
471 faults that previously controlled the accumulation of distal deposits of the Abanico Formation were reversed (Fig.
472 13).

473 The subsequent stage of deformation in the La Ramada fold and thrust belt, developed between ~14 and
474 12.7 Ma (Pérez 1996), controlled by the reactivation and inversion of ancient Triassic rift normal faults, which have
475 an essentially NNW strike and raised basement blocks (Cristallini 1996). Basement uplift by high-angle reverse
476 faults produced a “sticking point” in the foreland propagation of the thrust belt, responsible for the third stage of
477 deformation characterized by thin-skinned NNW out-of-sequence thrusts developed in the westernmost sector of La
478 Ramada fold and thrust belt (Cristallini & Ramos 2000). The NNW trending faults in the eastern part of the Principal
479 Cordillera between 32° and 33° S in Chilean territory, corresponds to the westernmost of this out-of-sequence
480 structures, and are controlled by a shallower detachment level than those that would have inverted the basement of
481 the La Ramada fold and thrust belt (Cristallini 1996; Ramos 2006; Cristallini & Ramos 2000).

482 In the southern region (south of 33° S), the structures are generally north-south oriented, and towards the
483 eastern sector of the Principal Cordillera the structure is characterized by a series of east-verging thrusts repeating
484 Mesozoic sequences in a typical thin-skinned fold and thrust belt: the Aconcagua fold and thrust belt (Ramos *et al.*
485 1996; Giambiagi & Ramos 2002; Giambiagi *et al.* 2003; Armijo *et al.* 2010; Farías *et al.* 2010). This belt would have
486 been active since ~ 20 Ma (Cegarra & Ramos 1996). The early stages of deformation in this belt would be
487 characterized by the inversion of Jurassic grabens prior to the deposition of the volcanic levels of the Farellones
488 Formation, and then reactivated in the Late Miocene where migration of deformation to the east would have allowed
489 the development of the Frontal Cordillera (Cegarra & Ramos 1996). As in the north (at the La Ramada fold and
490 thrust belt), there is evidence of old normal faults inversion, but here these structures do not involve the basement
491 significantly (Cegarra & Ramos 1996). Furthermore, like in the area of La Ramada fold and thrust belt, the Chilean
492 sector of the Principal Cordillera would have been affected by out-of-sequence thrusting, whose development is not
493 well chronologically constrained due to the structural complexity and scarcity of radiometric dating of some levels,
494 so it is uncertain whether they occurred before or after 8.6 Ma (Ramos *et al.* 1996).

495 For comparison purposes, we will focus on the strike of major structures and width of the deformation
496 zones. Our Type I model may explain in part the NNW orientation of compressive structures north of 33° S (Fig.
497 11), because the NNW-oriented out-of-sequence structures of the La Ramada fold and thrust belt, affecting the
498 Abanico and Farellones Formations in the eastern sector of the Principal Cordillera between 32° and ~ 32°30' S, do
499 not involve the basement and also do not correspond to a preferential orientation of the inverted normal faults that
500 controlled the Abanico basin (Fig. 13). The model shows that NNW trending structures are generated in the region of
501 lower basin width (north), because when same amount of shortening is induced throughout the region, the structures
502 have an oblique orientation to accommodate more uplift in the north with respect to minor uplift on a wider region in
503 the south (Fig. 8), where the structures are generated mainly within the preexisting basin.

504 Moreover, the Type II model produces oblique structures generated by a progressive rotation process during
505 the compressional phase. Since at ~ 32°-32°30' S the Abanico extensional basin structures present ~ N-S strike and
506 21 Ma syn-rift associated strata, and given that post 21 Ma deformation affects both Abanico and Farellones
507 Formations (post 18 Ma) with NNW oriented structures; a rotation process for developing these NNW-trending
508 structures is discarded, because the process would also rotated previous 18 Ma structures, which was not observed.

509 South of 33° S, the "El Diablo" fault (Figs. 10c, 11, 13) located on the eastern boundary of Chilean territory
510 Principal Cordillera, correspond to the westernmost structure of the east verging Aconcagua fold and thrust belt, and
511 the fault that would have limited the basin by the east (Fock 2005; Fock *et al.* 2006; Farías 2007). The Aconcagua
512 fold and thrust belt developed folds with ~ NNW-SSE oriented axes and ~ N-S oriented faults (Giambiagi *et al.*
513 2003). Some of these faults cut early developed folds and are therefore out-of-sequence faults. At this latitude, the
514 eastern part of the Abanico basin is deformed by backthrusts of the "El Diablo" fault (Fock *et al.* 2006). The
515 principal ~ N-S orientation of the "El Diablo" fault and its associated backthrusts and the western part of the
516 Aconcagua fold and thrust belt, is consistent with the ~ N-S strike of the forethrusts and backthrusts that deformed
517 the proximal-southern zone (wider basin zone) in the Type I model.

518 Based on evidence for the deposition of the Abanico Formation in a basin more than ~ 50 km wide between
519 33° - 34° S (Fig. 13) controlled by normal faults (see Fock 2005), and the new data indicating that north of 33° S
520 only distal deposits of this formation were accumulated in depocenters controlled by normal faults in a region ~10
521 km wide (Jara & Charrier, in press), we consider that the Type I model might be representative of the
522 paleogeography existing between 32° and 34° S, where the space that accommodated clastic and volcanoclastic

523 deposits is progressively narrower towards the north. Based on the above and on the results of the Type I model (Fig.
524 8), we can suggest that the curvature of the out-of-sequence faults of the La Ramada fold and thrust belt may be
525 accounted for by a higher uplifting accommodation north of 33° S, compared to minor uplift accommodated in the
526 larger width basin south of 33° S, regardless of or as a complement to the hypothesis that major inherited Pre-
527 Andean normal structures would directly cause this oblique direction.

528 The evolution of the Type I model also allow us to make some interpretations: as deformation progresses,
529 shortening in the southern zone is accommodated within the preexisting basin, and the activity of the N-S elongated
530 structures (Fig. 4b) is maintained throughout the process until the end of the compression. Instead, where shortening
531 exceeds the amount of extension, the principal N-S structure (Fig. 4b) has less activity and has almost no activity in
532 the center of the model. If we make a comparison between the evolution of the main N-S elongated fault of the Type
533 I model and our study area, we can illustrate this with the traces of the San Ramón and Pocuro fault zones (Fig. 10c),
534 where the latter shows its main activity prior to the Early Miocene, deforming intensely the Cretaceous outcrops
535 (Mpodozis *et al.* 2009; Jara & Charrier, in press), with Miocene outcrops only slightly deformed. In fact, at 32°10' S
536 latitude, west of the Pocuro fault, almost flat-lying Oligocene-Miocene rocks cover unconformably deformed
537 Cretaceous deposits of ~ 82 Ma (Jara & Charrier, in press). In contrast, south of 33° S the San Ramón fault shows
538 evidence of important activity post 20 Ma (deforming the Abanico and Farellones Formations deposits), and even
539 showing Quaternary activity (Rauld 2002; Armijo *et al.* 2008).

540 Further north, in the High Andes between 28°45' S and 30°30' S in the Norte Chico region of Chile, Early
541 Oligocene to Late Miocene volcanic deposits have been designated as the Doña Ana Group (Martin *et al.* 1997),
542 which consists of the Tilito (27-23 Ma) and Escabroso (21.5 to 17.5 Ma) Formations (Maksaev *et al.* 1984;
543 Mpodozis & Cornejo 1988; Kay *et al.* 1988; Kay *et al.* 1991; Bissig *et al.* 2001; Litvak 2009).

544 The older parts of the Doña Ana Group (Kay & Abbruzzi 1996) were probably deposited in an extensional
545 basin subsequently inverted in Miocene times. The Doña Ana Group is partially coeval with the Abanico Formation
546 further south (see Charrier *et al.*, 2005, 2007). New studies show evidence of an extensional period in the Valle del
547 Cura region located in the eastern Andean flank of the Pampean Flat Slab segment during the Oligocene. This
548 corresponds to the intra-arc basin volcanic deposits of the Tilito Formation. This extensional basin affected the
549 region between 29° and 30° S (Winocur 2010; Winocur & Ramos 2008, 2012; Winocur *et al.*, this volume).

550 In this region, there is a series of sedimentary deposits of the Jurassic age named the Lautaro Formation
551 (Segerstrom 1959) and Cuartitos Unit (Martin *et al.* 1995), affected by normal faults formed in Late Triassic to Early
552 Jurassic times (Winocur 2010). Some of these faults are preserved with a normal displacement recorded by a
553 synsedimentary extensional structural setting (Fig. 12b). These normal structures, with mainly N-S strike, are almost
554 completely preserved in this region after the Miocene compression. The structural cross section (Fig. 14) shows the
555 palinspastic restoration in Jurassic times at 29°30' S in the Norte Chico Region (Fig. 14c). Some of the normal faults
556 that affected the Cuartitos Unit in Jurassic times are preserved in the structural cross section (Fig. 14b). Some
557 Jurassic normal faults were inverted in Miocene times, but there are also new faults created under compression in
558 this period (Fig. 14b).

559 The N-S strike of normal structures preserved in the Type I model is consistent with the N-S orientation of
560 normal faults of Jurassic age preserved in the 29° to 30° S region (Winocur 2010). In the latter, one further notes that
561 inverted Oligocene normal faults are concentrated in the eastern region, with preserved Jurassic normal faults to the
562 west (Winocur 2010), similarly to what is observed in our and other analogue models (Bonini *et al.* 2012) where new
563 inverse structures are concentrated near the mobile wall and inverted normal faults in the distal zone, away from the
564 backstop.

565 **Concluding remarks**

566 The Type I model, reproducing differential extension and subsequent homogeneous compression, shows
567 similar patterns to those of the natural field examples exposed here. In this model, compressive structures with uplift
568 concentrated on a narrow area developed on the sector with smaller amounts of previous extension. In the region
569 with greater extension, the compressive deformation was accommodated between the boundaries of the extensional
570 basin, occupying a wider area, with consequent lower rising structures and topography. Furthermore, in the Type I
571 model, these latitudinal difference of uplift between the north and south zones played an important role in the
572 obliquity of compressive structures. This is because in the wider basin zone shortening is concentrated within it,
573 while to the north the structure turn its strike to accomodated more uplift close to the boundaries of the narrow basin.

574 Our Type I model shows that NNW-trending structures are generated in the region of smaller basin width
575 (north), which is consistent with the orientantion of structures in the eastern sector of the Abanico basin at ~ 32°-33°
576 S, were the NNW-oriented out-of-sequence structures of the La Ramada fold and thrust belt, affecting the Abanico

577 and Farellones Formations, do not involve the basement and do not correspond to a preferential orientation of the
578 inverted normal faults that controlled the Abanico basin.

579 The model shows that NNW-trending structures are generated in the narrower basin region to the north,
580 which is consistent with a ~10 km wide area of active depocenters during the Oligocene-Early Miocene at ~ 32°10'
581 S, compared to the region south of 33° S, where the basin would have been over 50 km wide. This results suggest that
582 the curvature of the La Ramada fold and thrust belt may be influenced by a stronger and narrower uplifting north of
583 33° S, compared to smaller and wider uplift south of 33° S.

584 In the Type II model with equal basin width and subsequent superimposed differential compression, the
585 basin did not control the strike of the compressive structures. Conversely, regional structure is controlled by the
586 rotation during the shortening phase, which generates the greatest amount of folds and faults and greater uplift in the
587 most compressed area. Thus, the Type II model can explain the development of oblique structures, but it needs an
588 important oroclinal rotation, which is not consistent with geological observations of the studied region.

589 The experimental models developed show that the control exerted by the width of a preexisting basin, which
590 was subsequently reversed, has important implications in the resulting structural pattern, and should be considered
591 when interpreting the geological evolution of an inverted natural basin.

592 **Acknowledgements**

593 Funding for this project was provided by “Ayuda para estadias cortas de investigación”, Vicerrectoria de
594 asuntos académicos, Departamento de postgrado y posítulo de la Universidad de Chile. We also acknowledge
595 funding from Agencia de Promoción Científica and from Consejo Nacional de Investigaciones Científicas
596 (CONICET, Argentina), and LaMoGe (Universidad de Buenos Aires, UBA), and the colleagues and investigators
597 working there, for their generous contributions and valuable discussions regarding this research. The assistance of
598 the Laboratorio de Modelamiento Analógico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, of the IGCP-
599 586Y Unesco Project, and of L. Giambiagi (IANIGLA, Argentina) and L. Pinto (Universidad de Chile), for their
600 collaboration in this contribution is gratefully acknowledged. We also acknowledge the valuable ideas of T. Nalpas
601 (Université de Rennes) and C. Jara (Universidad de Chile) to generate the experimental device and conduct the first
602 test that led to the present study. This article is a contribution to FONDECYT Project 1120272. Extension, inversion
603 and propagation: Key tectonic styles on the development of the Andean Cordillera of Central Chile-Argentina (32°-
604 36° S).

605 **References**

606 Agostini, A., Bonini, M, Corti, G., Sani, F & Mazzarini, F. 2011. Fault architecture in the Main Ethiopian
607 Rift and comparison with experimental models: Implications for rift evolution and Nubia–Somalia kinematics. *Earth
608 and Planetary Science Letters*, 301 : 479–492. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.11.024

- 609 Aguirre, L. 1960. Geología de Los Andes de Chile Central. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, 9.
- 610 Alvarez, P.P, Benoit, S.. & Ottone, E.G. 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras
611 unidades mesozoicas de la Alta Cordillera Principal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
612 *Revista de la Asociación Geológica Argentina* ,50: 123–142.
- 613 Amilibia, A., Sabat, F., McClay, K.R., Munoz, J., Roca, E. & Chong, G. 2008. The role of inherited
614 tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the
615 Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30 : 1520–1539. DOI: 10.1016/j.jsg.2008.08.005
- 616 Armijo, R., Rauld, R, Thiele, R, Vargas, G., Campos, J, Lacassin, R. & Kausel, E. 2008. An Andean mega-
617 thrust synthetic to subduction? The San Ramón fault and associated seismic hazard for Santiago (Chile). In *4th*
618 *Alexander von Humboldt International Conference*. Santiago de Chile, p. 164.
- 619 Armijo, R., Rauld, R, Thiele, R, Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R. & Kausel, E. 2010. The West Andean
620 Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29 : 1–34. DOI:
621 10.1029/2008TC002427
- 622 Bissig, T., Clark, A. H., Lee, J. K. W., and Heather, K.B. The Cenozoic History of Volcanism and
623 Hydrothermal Alteration in the Central Andean Flat-Slab Region: New 40 Ar- 39 Ar Constraints from the El Indio-
624 Pascua Au (-Ag, Cu) Belt, 29°20'–30°30' S. *International Geology Review*, 43 : 312–340. DOI:
625 10.1080/00206810109465016
- 626 Bonini, M, Souriot, T., Boccaletti, M. & Brun, J.P. 1997. Successive orthogonal and oblique extension
627 episodes in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift. *Tectonics*, 16 : 347. DOI:
628 10.1029/96TC03935
- 629 Bonini, M, Sani, F & Antonielli, B. 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal
630 faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, 522-523 : 55–88. DOI:
631 10.1016/j.tecto.2011.11.014
- 632 Brun, J.P. & Tron, V. 1993. Development of the North Viking Graben: inferences from laboratory
633 modelling. *Sedimentary Geology*, 86 : 31–51. DOI: 10.1016/0037-0738(93)90132-O
- 634 Brun, J.P. & Nalpas, T. 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, 15 : 677–687. DOI:
635 10.1029/95TC03853
- 636 Buchanan, P.G. & McClay, K.R. 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems.
637 *Tectonophysics* 188 : 97–115. DOI: 10.1016/0040-1951(91)90317-L
- 638 Buchanan, P.G. & McClay, K.R. 1992. Experiments on basin inversion above reactivated domino faults.
639 *Marine and Petroleum Geology*, 9 : 486–500. DOI: 10.1016/0264-8172(92)90061-I
- 640 Burbank, D.W., Vergés, J., Muñoz, J.-A. & Bentham, P. 1992. Coeval hindward- and forward-imbricating
641 thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geological Society of*
642 *America Bulletin* 104 : 3–17. DOI: 10.1130/0016-7606(1992)104<0003:CHAFIT>2.3.CO;2
- 643 Calassou, S., Larroque, C. & Malavieille, J. 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: An
644 experimental study. *Tectonophysics* 221 : 325–344. DOI: 10.1016/0040-1951(93)90165-G
- 645 Carey, S.. 1958. The tectonic approach to continental drift. In *Continental Drift: A Symposium*. Hobart,
646 Tasmania: Geology Department, University of Tasmania, 177–355.

- 647 Cegarra, M. & Ramos, V. A. 1996. La Fala Plegada y Corrida del Aconcagua. In Ramos, V.A. (ed)
648 *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación,
649 Dirección Nacional del Servicio Geológico, 387–422.
- 650 Charrier, R. 1973. Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of the meridional andes.
651 *Earth and Planetary Science Letters*, 20 : 242–249. DOI: 10.1016/0012-821X(73)90164-7
- 652 Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J, Gans, P., Kay, S.M, Muñoz, N., Wyss, A.. & Zurita, E. 2002.
653 Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern
654 Central Andes, Chile (33°–36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15 : 117–139. DOI:
655 10.1016/S0895-9811(02)00009-3
- 656 Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D, Elgueta, S., Flynn, John J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M.,
657 Thiele, Ricardo & Wyss, A. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic
658 inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und*
659 *Paläontologie Abh*, 236 : 43–77.
- 660 Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M.. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in
661 Chile. In Moreno. W. & Gibbons, T. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, Special Publication, 21–
662 116.
- 663 Charrier, R., Farías, M. & MaksaeV, V 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante
664 el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y
665 Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65,5 – 35.
- 666 Cooper, M. & Williams, G.D. 1989. Inversion tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*,
667 42 : i–vi. DOI: 10.1006/jare.1999.0574
- 668 Cooper, M.A., Williams, G.D., De Graciansky, P.C., Murphy, R.W., Needham, T., De Paor, D., Stoneley,
669 R., Todd, S.P., Turner, J. P. & Ziegler, P. A. 1989. Inversion tectonics -- a discussion. *Geological Society, London,*
670 *Special Publications*, 44 : 335–347. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.18
- 671 Corrado, S., Di Bucci, D., Naso, G. & Faccenna, C 1998. Influence of palaeogeography on thrust system
672 geometries: an analogue modelling approach for the Abruzzi–Molise (Italy) case history. *Tectonophysics*, 296 : 437–
673 453. DOI: 10.1016/S0040-1951(98)00147-4
- 674 Corti, G. 2003. Transition from continental break-up to punctiform seafloor spreading: How fast, symmetric
675 and magmatic. *Geophysical Research Letters*, 30 : 1–4. DOI: 10.1029/2003GL017374
- 676 Cotton, J.T. & Koyi, H.A. 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments:
677 Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin* 112
678 : 351–363. DOI: 10.1130/0016-7606(2000)112<351:MOTFAD>2.0.CO;2
- 679 Coward, M.P. 1994. Inversion tectonics. In Hancock, P. L. (ed) *Continental Deformation*. Pergamon Press ,
680 Oxford, 289–304.
- 681 Coward, M.P., Gillcrist, R. & Trudgill, B. 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the
682 Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 56 : 93–112. DOI:
683 10.1144/GSL.SP.1991.056.01.07
- 684 Cristallini, E.O. 1996. La faja plegada y corrida de la Ramada. In *Geología de la región del Aconcagua,*
685 *provincias de San Juan y Mendoza*. In Ramos, V.A. (ed) *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San*
686 *Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, 349–385.

- 687 Cristallini, E.O. & Cangini, A. 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcfin, Alta
688 Cordillera de San Juan. *In XII Congreso Geológico Argentino*. Buenos Aires, 85–92.
- 689 Cristallini, E.O., Mosquera, A. & Ramos, V. A 1994. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Revista*
690 *de la Asociación Geológica Argentina*, 49 : 165–183.
- 691 Cristallini, E.O. & Ramos, V. A 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and
692 thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL). *Tectonophysics*, 317 : 205–235.
693 DOI: 10.1016/S0040-1951(99)00276-0
- 694 Dauteuil, O. & Brun, J.P. 1996. Deformation partitioning in a slow spreading ridge undergoing oblique
695 extension: Mohns Ridge, Norwegian Sea. *Tectonics*, 15 : 870. DOI: 10.1029/95TC03682
- 696 Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T. & Fabre, R. 2002. Analogue modelling of fault
697 reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology*, 24 : 1741–
698 1752. DOI: 10.1016/S0191-8141(01)00129-8
- 699 Elliott, D. 1976. The motion of thrust sheets. *Journal of Geophysical Research*, 81 : 949. DOI:
700 10.1029/JB081i005p00949
- 701 Faccenna, C, Nalpas, T., Brun, J.P., Davy, P. & Bosi, V. 1995. The influence of pre-existing thrust faults on
702 normal fault geometry in nature and in experiments. *Journal of Structural Geology*, 17 : 1139–1149. DOI:
703 10.1016/0191-8141(95)00008-2
- 704 Farías, M. 2007. *Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el*
705 *Neógeno*. Ph.D. Thesis, Universidad de Chile, Santiago, Chile
- 706 Farías, M., Comte, D, Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. & Fock, A. 2010. Crustal-
707 scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean
708 mountain building. *Tectonics*, 29 : TC3006. DOI: 10.1029/2009TC002480
- 709 Fock, A. 2005. *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre*
710 *los 33° y los 34°S*. M.Sc. (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 179 p. Santiago
- 711 Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Maksaev, Víctor, Fanning, C.M. & Alvarez, R. 2005. Deformation and
712 uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34° S. *In* IRD. (ed) *International Symposium on Andean*
713 *Geodynamics*. Barcelona, 273–276.
- 714 Fock, A., Charrier, R., Maksaev, Víctor & Farias, M. 2006. Neogene exhumation and uplift of the Andean
715 Main Cordillera from apatite fission tracks between 33°30' and 34°00' S. *In Backbone of the Americas-Patagonia to*
716 *Alaska*. Geological Society of America Meeting, ed. Mendoza, p. 102.
- 717 Gartrell, a., Hudson, C. & Evans, B. 2005. The influence of basement faults during extension and oblique
718 inversion of the Makassar Straits rift system: Insights from analog models. *American Association of Petroleum*
719 *Geologists Bulletin* , 89 : 495–506. DOI: 10.1306/12010404018
- 720 Ghiglione, M.C. & Cristallini, E.O. 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous
721 time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology*, 35 : 13. DOI: 10.1130/G22770A.1
- 722 Giambiagi, L.B & Ramos, V.A 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat
723 and normal subduction (33°30'–33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 : 101–
724 116. DOI: 10.1016/S0895-9811(02)00008-1

- 725 Giambiagi, L.B, Alvarez, P.P., Godoy, E. & Ramos, V.A 2003. The control of pre-existing extensional
726 structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes.
727 *Tectonophysics*, 369 : 1–19. DOI: 10.1016/S0040-1951(03)00171-9
- 728 Giambiagi, L. B., Ramos, V.A, Godoy, E., Alvarez, P. P. & Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and
729 tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 22 : n/a–n/a. DOI:
730 10.1029/2001TC001354
- 731 Giambiagi, L.B, Alvarez, P.P, Bechis, F. & Tunik, M.A. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-
732 jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista*
733 *de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 662–671.
- 734 Giambiagi, L.B, Ghiglione, M., Cristallini, E.O. & Bottesi, G. 2009a. Kinematic models of basement/cover
735 interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31 :
736 1443–1457. DOI: 10.1016/j.jsg.2009.10.006.
- 737 Giambiagi, L., Ghiglione, M.C., Cristallini, E.O. y Bottesi, G., 2009b. Características estructurales del
738 sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°s): distribución del acortamiento e influencia de
739 estructuras previas. RAGA, Vol. 65 (1), 140 - 153.
- 740 Gillcrist, R., Coward, M.P., Trudgill, B., Pecher, A. & Mugnier, J.L. 1989. Structural inversion in the
741 external French Alps. *Geological Society, London, Special Publication,s* 44 : 354–354. DOI:
742 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.22
- 743 Godoy, E. 2011. Structural setting and diachronism in the Central Andean Eocene to Miocene volcano-
744 tectonic basins. In Salfity, J.A. & Marquillas, R.A. (eds) *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina..* Salta:
745 Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta, 155–167.
- 746 Godoy, E. 2012. Sobre el variable marco geotectónico de las formaciones Abanico y Farellones y sus
747 equivalentes al ser de los 35°LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69, 570–577.
- 748 Gonzalez, O. & Vergara, M 1962. Reconocimiento Geológico de la cordillera de los Andes entre los
749 paralelos 35° y 38° S. *Universidad de Chile, Instituto de Geología*, .Publicacion 24.
- 750 Hubbert, M.K. 1937. Theory of scaled models as applied to the study of geological structures. *Geological*
751 *Society of America Bulletin*, 48 : 1459–1519.
- 752 Hubbert, M.K. 1951. The Mechanical Basis for Certain Familiar Geologic Structures. *Geological Society of*
753 *America Bulletin*, 62 : 355.
- 754 Huyghe, P. & Mugnier, J.-L. 1992. The influence of depth on reactivation in normal faulting. *Journal of*
755 *Structural Geology*, 14 : 991–998. DOI: 10.1016/0191-8141(92)90030-Z
- 756 Jackson, J. & McKenzie, D. 1983. The geometrical evolution of normal fault systems. *Journal of Structural*
757 *Geology*, 5 : 471–482. DOI: 10.1016/0191-8141(83)90053-6
- 758 Jara, P., Piquer, J., Pinto, L & Arriagada, C. 2009. Perfiles estructurales de la Cordillera Principal de Chile
759 Central: resultados preliminares. *In Congreso Geológico Chileno, No. 12, S9-038: 4 p. Santiago.*
- 760 Jara, P. & Charrier, R. In press. Nuevos antecedentes geocronológicos y estratigráficos para el Cenozoico de
761 la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S. Implicancias paleogeográficas y estructurales. *Andean*
762 *Geology. Online.*

- 763 Kay, S.M, MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. & Gordillo, C.E. 1988. Tertiary andean
764 magmatism in Chile and Argentina between 28° S and 33° S: Correlation of magmatic chemistry with a changing
765 Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 : 21–38. DOI: 10.1016/0895-9811(88)90013-2
- 766 Kay, S.M, Mpodozis, C, Ramos, V. A & Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid–late Tertiary
767 magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33
768 S). In Harmon, R.S. & Rapela, C. W. (eds) *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of
769 America. Boulder, Colorado, 113–138. DOI: 10.1130/SPE265-p113
- 770 Kay, S.M. & Abbruzzi, J.M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central
771 Andean “flat-slab” between 30° S and 32° S. *Tectonophysics*, 259 : 15–28. DOI: 10.1016/0040-1951(96)00032-7
- 772 Van Keken, P.E., Spiers, C.J., Van den Berg, A. P. & Muzyert, E.J. 1993. The effective viscosity of
773 rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics* ,225 :
774 457–476. DOI: 10.1016/0040-1951(93)90310-G
- 775 Keller, J.V.A. & McClay, K.R. 1995. 3D sandbox models of positive inversion. *Geological Society,*
776 *London, Special Publications*, 88 : 137–146. DOI: 10.1144/GSL.SP.1995.088.01.09
- 777 Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago,
778 O’Higgins, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas* 8 : 95.
- 779 Knott, S.D., Beach, A., Welbon, A. I. & Brockbank, P.J. 1995. Basin inversion in the Gulf of Suez:
780 implications for exploration and development in failed rifts. *Geological Society, London, Special Publications*, 88 :
781 59–81. DOI: 10.1144/GSL.SP.1995.088.01.05
- 782 Konstantinovskaya, E.A., Harris, L.B., Poulin, J. & Ivanov, G.M. 2007. Transfer zones and fault
783 reactivation in inverted rift basins: Insights from physical modelling. *Tectonophysics*, 441 : 1–26. DOI:
784 10.1016/j.tecto.2007.06.002
- 785 Koopman, A., Speksnijder, A. & Horsfield, W.T. 1987. Sandbox model studies of inversion tectonics.
786 *Tectonophysics*, 137 : 379–388. DOI: 10.1016/0040-1951(87)90329-5
- 787 Krantz, R.W. 1991. Normal fault geometry and fault reactivation in tectonic inversion experiments.
788 *Geological Society, London, Special Publications*, 56 : 219–229. DOI: 10.1144/GSL.SP.1991.056.01.15
- 789 Likerman, J., Burlando, J.F., Cristallini, E.O. & Ghiglione, M.C. 2013. Along-strike structural variations in
790 the Southern Patagonian Andes: Insights from physical modeling. *Tectonophysics*, 590 : 106–120. DOI:
791 10.1016/j.tecto.2013.01.018
- 792 Litvak, V.D. 2009. El volcanismo Oligoceno superior – Mioceno inferior del Grupo Doña Ana en la Alta
793 Cordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64 : 201–213.
- 794 Maceda, R. & Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt,
795 Mendoza, Argentina. In Tankard, A., Suarez, R. & Welsink, H. (eds) *Petroleum basins of South America*. American
796 Association of Petroleum Geologists, 369–382.
- 797 Macedo, J. & Marshak, S. 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of*
798 *America Bulletin*, 111 : 1808–1822. DOI: 10.1130/0016-7606(1999)111<1808:COTGOF>2.3.CO;2
- 799 MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. & Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del
800 Cenozoico superior en la alta cordillera del Norte Chico (29-31 S): geología, alteración hidrotermal y mineralización.
801 *Andean Geology*, 11 : 11–51. DOI: 10.5027/andgeoV11n1-a02

- 802 Mandal, N. & Chattopadhyay, A. 1995. Modes of reverse reactivation of domino-type normal faults:
803 experimental and theoretical approach. *Journal of Structural Geology*, 17 : 1151–1163. DOI: 10.1016/0191-
804 8141(95)00015-6
- 805 Marshak, S. 2004. Salients, Recesses, Arcs, Oroclines, and Syntaxes — A Review of Ideas Concerning the
806 Formation of Map-view Curves in Fold-thrust Belts. In McClay, K.R. (ed) *Thrust Tectonics and Hydrocarbon*
807 *Systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, 131–156.
- 808 Martin, M., Clavero, J., Mpodozis, C & Cuitiño, L. 1995. *Estudio geológico de la Franja El Indio,*
809 *Cordillera de Coquimbo*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-95-6, 1: 1-238. Santiago,
810 Chile.
- 811 Martin, M., Kato, T. & Campos, A. 1997. Stratigraphic, structural, metamorphic and timing constraints for
812 the assembly of late Palaeozoic to Triassic rocks in the lake-district, Chile (40 S). *Proceedings VIII Congreso*
813 *Geológico Chileno*. Antofagasta, 154–158.
- 814 McClay, K. R. 1989. Analogue models of inversion tectonics. *Geological Society, London, Special*
815 *Publications*, 44 : 41–59. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.04
- 816 McClay, K. R., Insley, M.W. & Anderton, R. 1989. Inversion of the Kechika Trough, Northeastern British
817 Columbia, Canada. *Geological Society, London, Special Publications*, 44 : 235–257. DOI:
818 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.14
- 819 McClay, K. & Buchanan, P.G. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In McClay, K. R. (ed)
820 *Thrust tectonics*. Chapman and Hall, London, 93–104.
- 821 Mitra, S. 1993. Geometry and kinematic evolution of inversion structures. *American Association of*
822 *Petroleum Geologists Bulletin*, 77 : 1159–1191.
- 823 Mitra, S. & Islam, Q. 1994. Experimental (clay) models of inversion structures. *Tectonophysics*, 230 : 211–
824 222. DOI: 10.1016/0040-1951(94)90136-8
- 825 Mosquera, A. 1990. *Estudio geológico del extremo sur de la cordillera del Medio y Valle del río*
826 *Mercedario, provincia de San Juan*. M.Sc. (Unpublished), Universidad de Buenos Aires, Departamento de Geología.
827 Buenos Aires.
- 828 Mpodozis, C. & Cornejo, P. 1988. *Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo, scale 1:250000*. *Servicio*
829 *Nacional de Geología y Minería*, Chile.
- 830 Mpodozis, C, Brockway, H., Marquardt, C. & Perelló, J. 2009. Geocronología U/Pb y tectónica de la región
831 Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y
832 Argentina. In *XII Congreso Geológico Chileno*. Santiago de Chile.
- 833 Muñoz, C., Pinto, L., Charrier, R., Nalpas, T., in press. Miocene Abanico basin inversion, Central Chile
834 (33°–35°S): The importance of volcanic load and shortcut faults. *Andean Geology*.
- 835 Nalpas, T. & Brun, J.P. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*,
836 228 : 349–362. DOI: 10.1016/0040-1951(93)90348-N
- 837 Nalpas, T., Le Douaran, S., Brun, J.P., Unternehr, P. & Richert, J.P. 1995. Inversion of the Broad Fourteens
838 Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation. *Sedimentary Geology*, 95 : 237–250. DOI:
839 10.1016/0037-0738(94)00113-9
- 840 Panien, M., Schreurs, G. & Pfiffner, A 2005. Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence
841 of basin orientation and basin fill. *Journal of Structural Geology*, 27 : 433–445. DOI: 10.1016/j.jsg.2004.11.001

- 842 Pérez, D.J. 1995. *Estudio geológico del cordón del Espinacito y regiones adyacentes, provincia de San*
843 *Juan*. Ph.D. Thesis, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.
- 844 Pérez, D.J. 1996. Los depósitos sinorogénicos. In Ramos, V.A. (ed) *Geología de la región del Aconcagua,*
845 *provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio
846 Geológico, 317–341.
- 847 Pinto, L., Muñoz, C., Nalpas, T. & Charrier, R. 2010. Role of sedimentation during basin inversion in
848 analogue modelling. *Journal of Structural Geology*, 32 : 554–565. DOI: 10.1016/j.jsg.2010.03.001
- 849 Ramberg, H. 1981. Gravity, deformation and the earth's crust: in theory, experiments and geological
850 application. In Academic Press (London and New York), . 452.
- 851 Ramos, V. A, Cegarra, M. & Cristallini, E.O. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central
852 Argentina (30-36 S latitude). *Tectonophysics*, 259 : 185–200.
- 853 Ramos, V. A. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and
854 Neuquén (35°–39° S latitude). In Kay, S.M. & Ramos, V.A. (eds) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and*
855 *magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America Special
856 Paper, 1–17. DOI: 10.1130/2006.2407
- 857 Ranalli, G. 2000. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics* 30 : 3–
858 15. DOI: 10.1016/S0264-3707(99)00024-1
- 859 Rauld, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano: Santiago oriente entre el río Mapocho y
860 Quebrada de Macul. Departamento de Geología. Thesis, Universidad de Chile, Santiago.
- 861 Rauld, R. 2011. *Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente*
862 *cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S)*. Ph.D. Thesis, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- 863 Reiter, K., Kukowski, N. & Ratschbacher, L. 2011. The interaction of two indenters in analogue
864 experiments and implications for curved fold-and-thrust belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 302 : 132–146.
865 DOI: 10.1016/j.epsl.2010.12.002
- 866 Rivera, O. & Yañez, G. 2007. Geotectonic Evolution of the Central Chile Oligo- Miocene Volcanic Arc, 33-
867 34° S: Towards a Multidisciplinary Re-interpretation of the Inherited Lithospheric Structures. In *GEOSUR,*
868 *Abstracts. Santiago. Chile*. Santiago de Chile, 138.
- 869 Sandiford, M., Hansen, D.L. & McLaren, S.N. 2006. Lower crustal rheological expression in inverted
870 basins. *Geological Society, London, Special Publication,s* 253 : 271–283. DOI: 10.1144/GSL.SP.2006.253.01.14
- 871 Scisciani, V. 2009. Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic
872 foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). *Journal of Structural Geology*, 31 : 1276–
873 1294. DOI: 10.1016/j.jsg.2009.02.004
- 874 Segerstrom, K. 1959. Cuadrángulo Los Loros: provincia de Atacama. *Instituto de Investigaciones*
875 *Geológicas* 33.
- 876 Sibson, R.H. 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology* 7 : 751–754. DOI:
877 10.1016/0191-8141(85)90150-6
- 878 Soto, R., Casas, A.M., Storti, F. & Faccenna, C. 2002. Role of lateral thickness variations on the
879 development of oblique structures at the Western end of the South Pyrenean Central Unit. *Tectonophysics*, 350 :
880 215–235. DOI: 10.1016/S0040-1951(02)00116-6

- 881 Soto, R., Casas-Sainz, A.M. & Pueyo, E.L. 2006. Along-strike variation of orogenic wedges associated with
882 vertical axis rotations. *Journal of Geophysical Research* 111 : B10402. DOI: 10.1029/2005JB004201
- 883 Thiele, R. 1980. *Hoja Santiago. Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile, scale 1:250.000. Instituto*
884 *de Investigaciones Geológicas.*
- 885 Thomas, W. 1990. Controls on locations of transverse zones in thrust belts. *Ecologiae Geologicae Helvetiae*
886 83, 727–744.
- 887 Turner, J.P & Williams, G.. 2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science*
888 *Reviews* 65 : 277–304. DOI: 10.1016/j.earscirev.2003.10.002
- 889 Del Ventisette, C., Montanari, D, Sani, F & Bonini, M 2006. Basin inversion and fault reactivation in
890 laboratory experiments. *Journal of Structural Geology*, 28, 2067–2083. DOI: 10.1016/j.jsg.2006.07.012
- 891 Vergara, M & Drake, R.E. 1979. Eventos magmáticos-plutónicos en Los Andes de Chile Central. In *II*
892 *Congreso Geológico Chileno.* F19–F30.
- 893 Vergés, J. & Muñoz, J.A. 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bulletin de la Société*
894 *Géologique de Franc*, VI, 265–271.
- 895 Weijermars, R. 1986. Finite strain of laminar flows can be visualized in SGM36-polymer.
896 *Naturwissenschaften* 73 : 33–34. DOI: 10.1007/BF01168803
- 897 Weijermars, R., Jackson, M.P.A. & Vendeville, B. 1993. Rheological and tectonic modeling of salt
898 provinces. *Tectonophysics*, 217, 143–174. DOI: 10.1016/0040-1951(93)90208-2
- 899 Weijermars, R & Schmeling, H. 1986. Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without
900 inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity).
901 *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43 : 316–330. DOI: 10.1016/0031-9201(86)90021-X
- 902 Winocur, D. & Ramos, V.A 2008. Geología y Estructura del sector norte de la Alta Cordillera de la
903 provincia de San Juan. In *XVII Congreso Geológico Argentino.* Jujuy, 166–167.
- 904 Winocur, D.. 2010. *Geología y estructura del Valle del Cura y el sector central del Norte Chico, provincia*
905 *de San Juan y IV Región de Coquimbo, Argentina y Chile.* Ph.D. Thesis, Universidad de Buenos Aires, Buenos
906 Aires, Argentina.
- 907 Winocur, D.. & Ramos, V. A 2012. Oligocene Extensional Tectonics at the Main Andes, Valle del Cura
908 Basin, San Juan Province, Argentina. In *XIII Congreso Geológico Chileno.* Antofagasta, 253–255.
- 909 Winocur, D. A.; Litvak, V. y Ramos, V.A. In press. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle
910 del Cura basin, Main Andes of Argentina and Chile: Evidence for generalized extension. En Sepúlveda, S.,
911 Giambiagi, L., Pinto, L., Moreiras, S., Tunik, M., Hoke, G. and Farías, M. (Editors), *Geodynamic Processes in the*
912 *Andes of Central Chile and Argentina, Geological Society of London, Special Publications.*
- 913 Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Fantin, J., Valcarce, G., Bottesi, G & Varade, R. 2008. Oblique half-
914 graben inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New
915 insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, 30 : 839–853. DOI: 10.1016/j.jsg.2008.03.007
- 916 Yamada, Y. & McClay, K. R. 2003. Application of geometric models to inverted listric fault systems in
917 sandbox experiments. Paper 2: insights for possible along strike migration of material during 3D hanging wall
918 deformation. *Journal of Structural Geology*, 25, 1331–1336. DOI: 10.1016/S0191-8141(02)00160-8

919 Zapata, T.R. 1990. *Estudio geológico de la cordillera Casa de Piedra y del cordón Valle Hermoso.*
 920 (Unpublished), Universidad de Buenos Aires. Departamento de Geología. Buenos Aires.

921

922

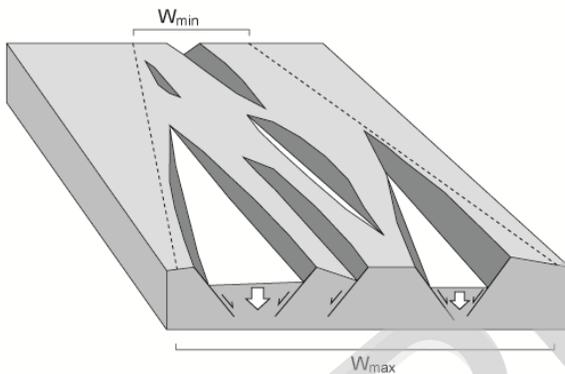
923

924

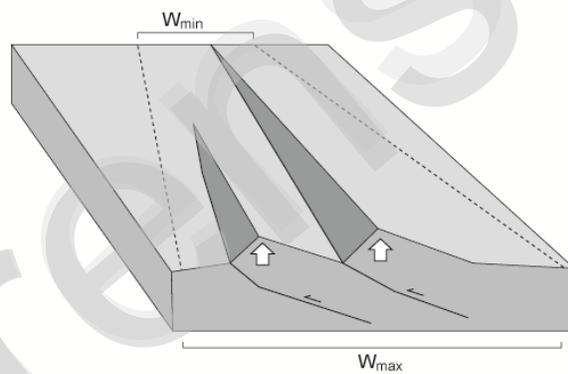
Figure Captions

925

(a) Conceptual differential extensional model



(b) Conceptual differential compressional model

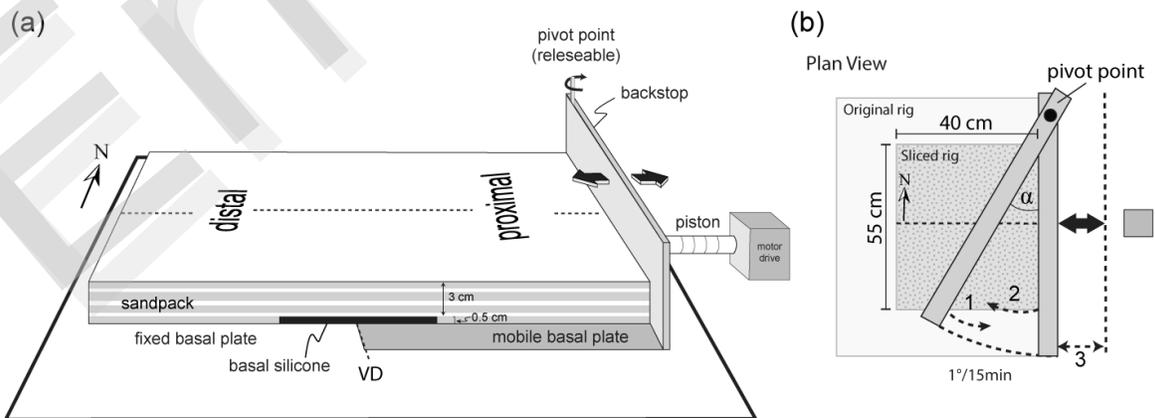


926

927 **Fig. 1:** Conceptual models of (a) differential extension and (b) differential compression. The vergence of structures is schematic
 928 and only referential. In both conceptual models there are no pre-deformation structures. The white arrows show the subsided
 929 (down) and uplifted (up) zones. The dotted line area corresponds to the main deformation limits interpreted: W_{min} and W_{max}
 930 indicate the minimal and maximal width, respectively.

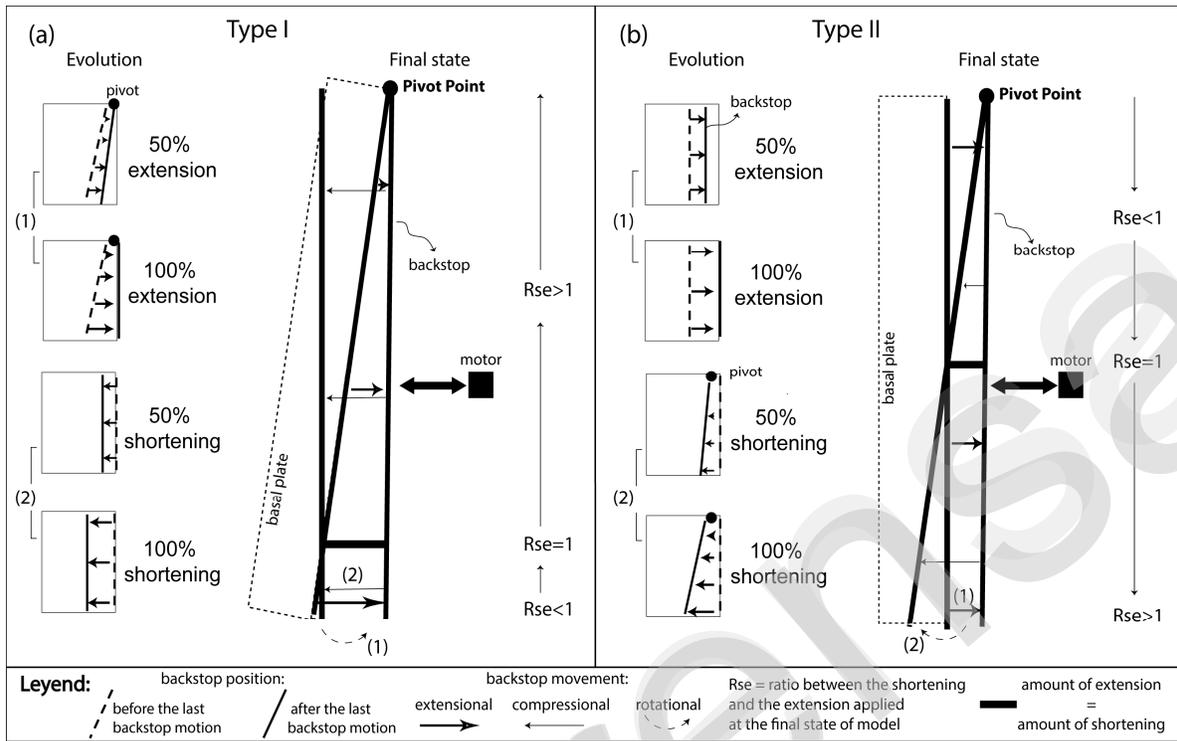
931

932



933

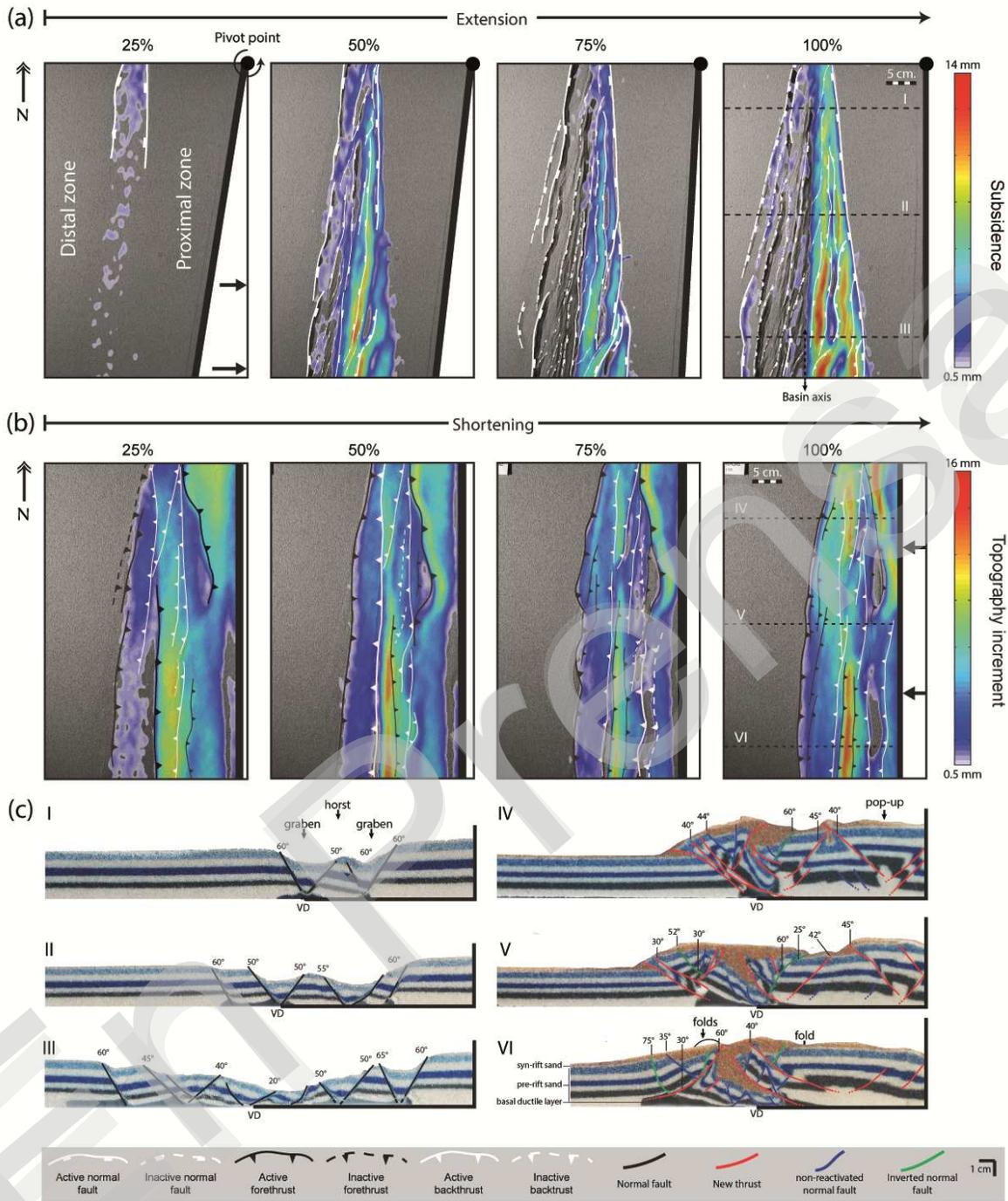
934 **Fig. 2:** (a) Model set-up and zones for the description of models: proximal and distal are related to the distance to the backstop;
 935 (b) plan view and different movements applied to the backstop: α , angle of backstop rotation; 1, differential extensional
 936 movement applying rotating backstop; 2, differential compressional movement applying rotating backstop; 3. homogeneous
 937 (orthogonal) movement of backstop by releasing the pivot.



939

940
941
942

Fig. 3: Movement of the backstop schemes and percent extension and shortening during the evolution of the models: (a) Type I and (b) Type II, at different stages.



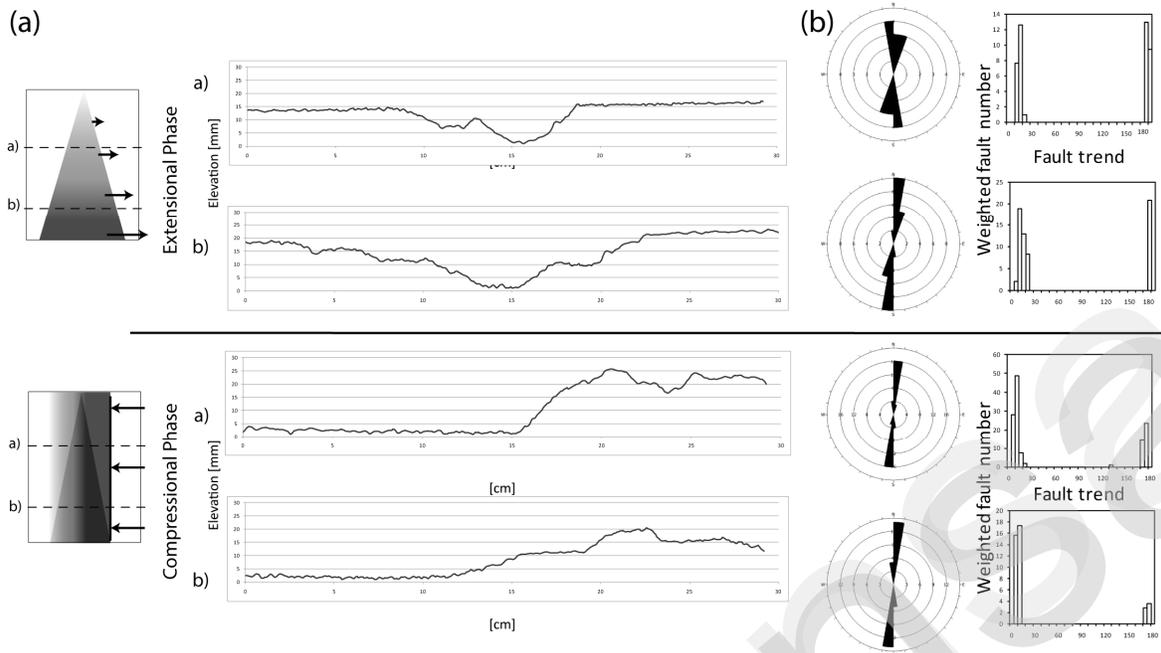
943

944

Fig. 4: Type I model evolution. (a) Extensional phase: active subsidence at different extension percentages; (b) Compressional phase: active topography increment at different shortening percentages; (c) I, II, III: profiles of the final result after differential extension; IV, V, VI: profiles of the final result after homogeneous shortening.

946

947



948

949

Fig. 5: (a) Topography of the final stages of the Type I model in the northern and southern zones; (b) Rose diagram and weighted fault number trend for the Type I model extensive and compressive end stage.

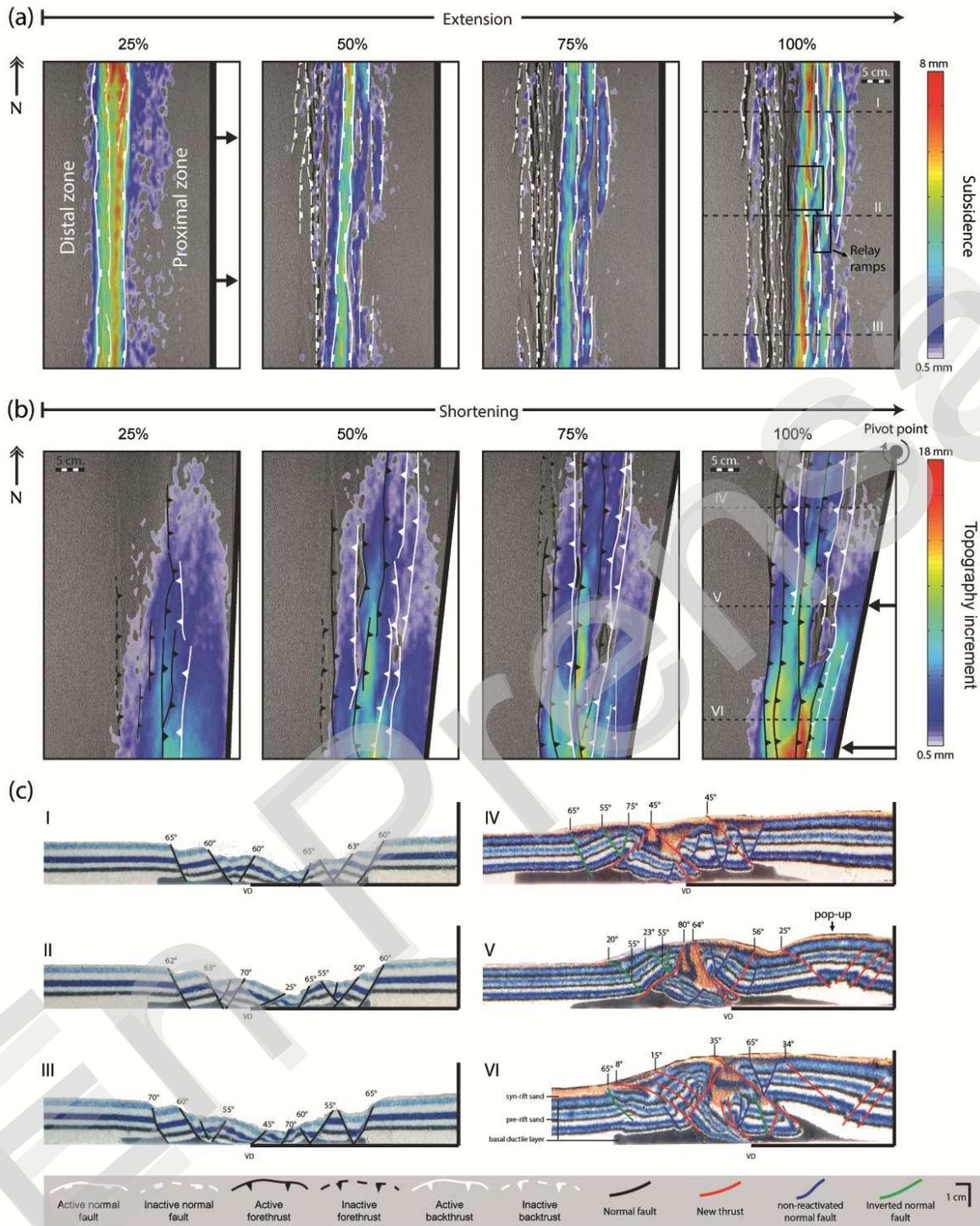
951

952

953

954

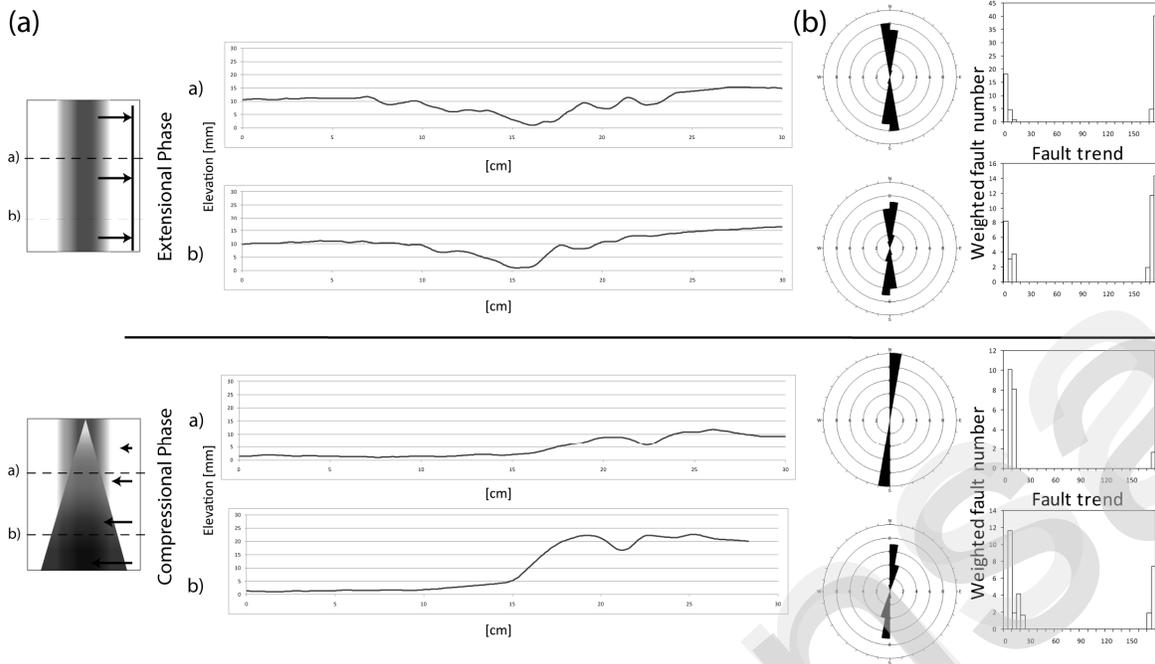
955



956

957 **Fig. 6:** Type II model evolution. (a) Extensional phase: active subsidence at different extension percentages; (b) Compressional
 958 phase: active topography increment at different shortening percentages; (c) I, II, III: profiles of the final result after homogeneous
 959 extension; IV, V, VI: profiles of the final result after differential shortening.
 960

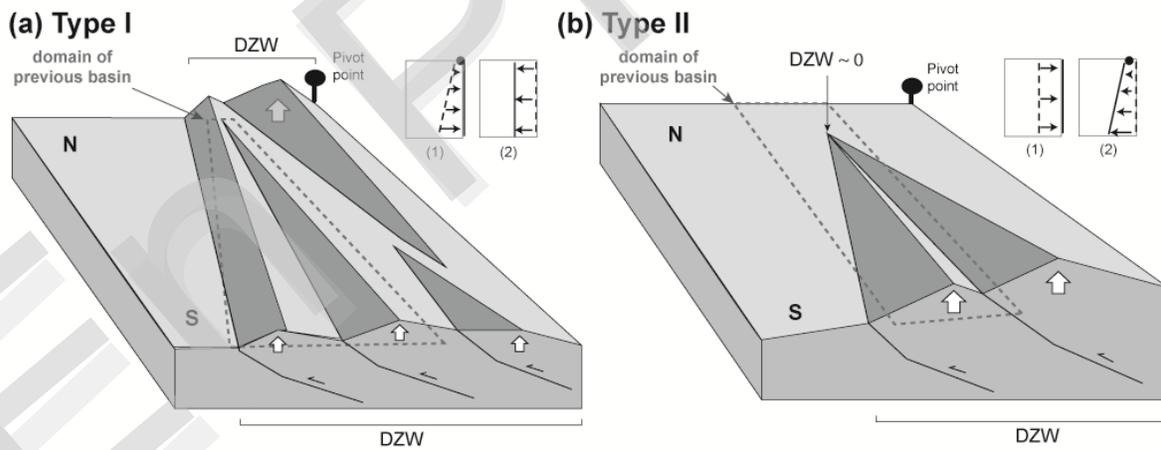
961



962

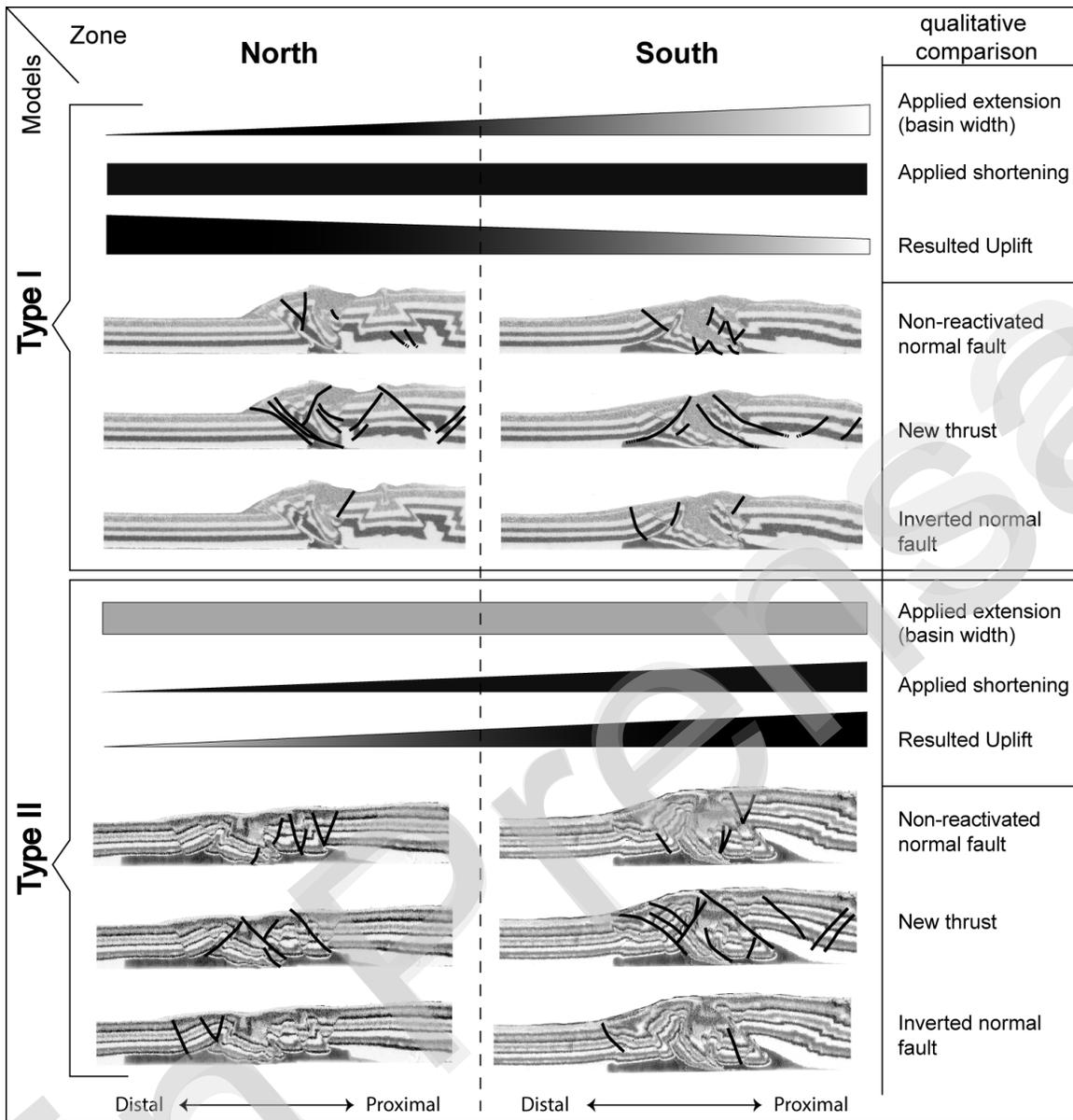
963 **Fig. 7:** (a) Topography of the final stages of the Type I model in the northern and southern zones. (b) Rose diagram and weighted
 964 fault number trend for the Type I model extensive and compressive end stages.
 965

966



967

968 **Fig. 8:** Conceptual models of main features of the final results of: (a) Type I model and (b) Type II model. The vergence of
 969 structures is schematic and only referential. The white arrows show the uplifted zones. DZW: Deformational Zone Width during
 970 compression. (1) and (2) correspond to the extensional and compressional phases respectively.
 971



972

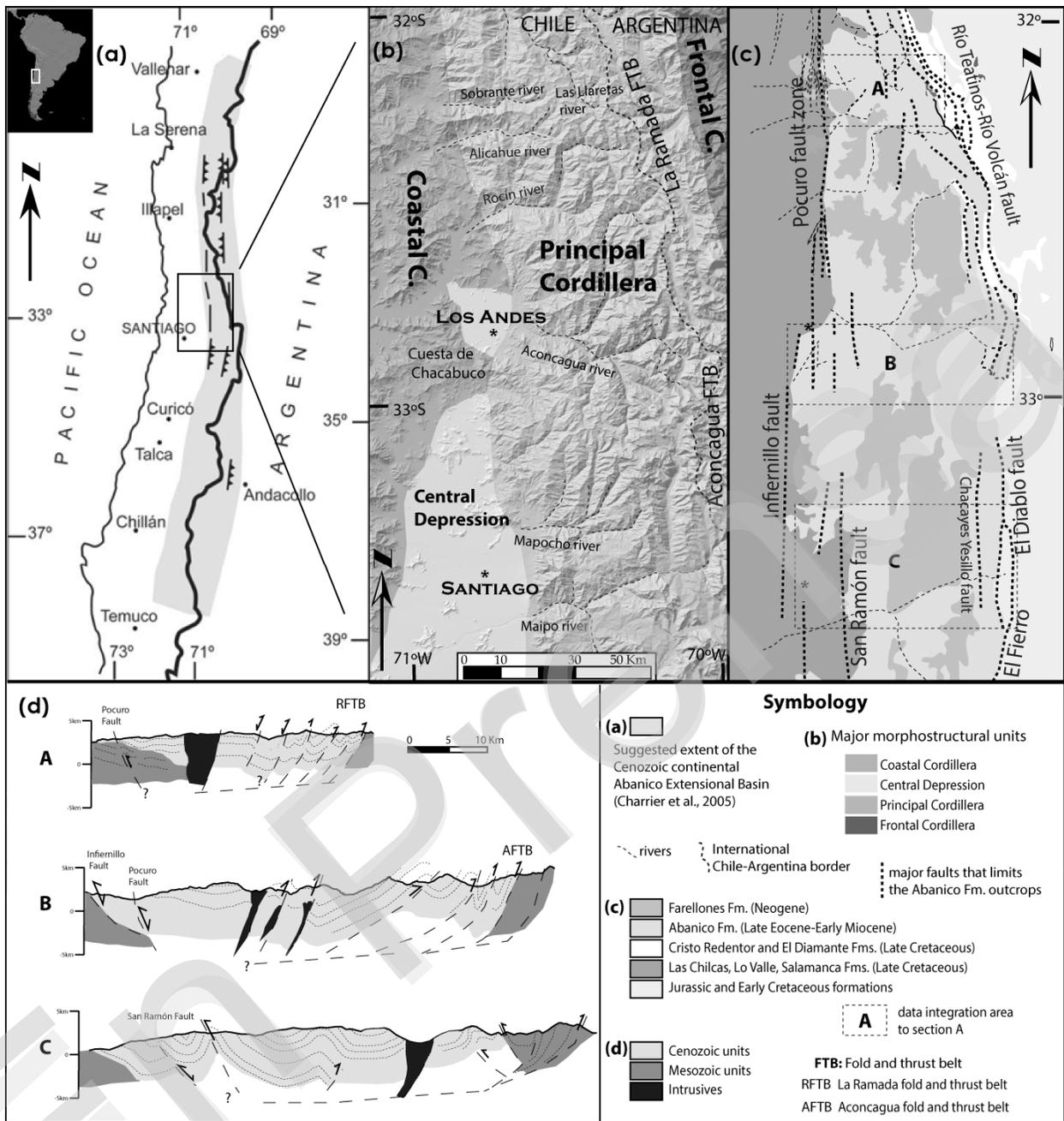
973

974

975

976

Fig. 9: Comparative chart of the main observed features in the final state in the northern and southern zones of the developed Type I and Type II models.



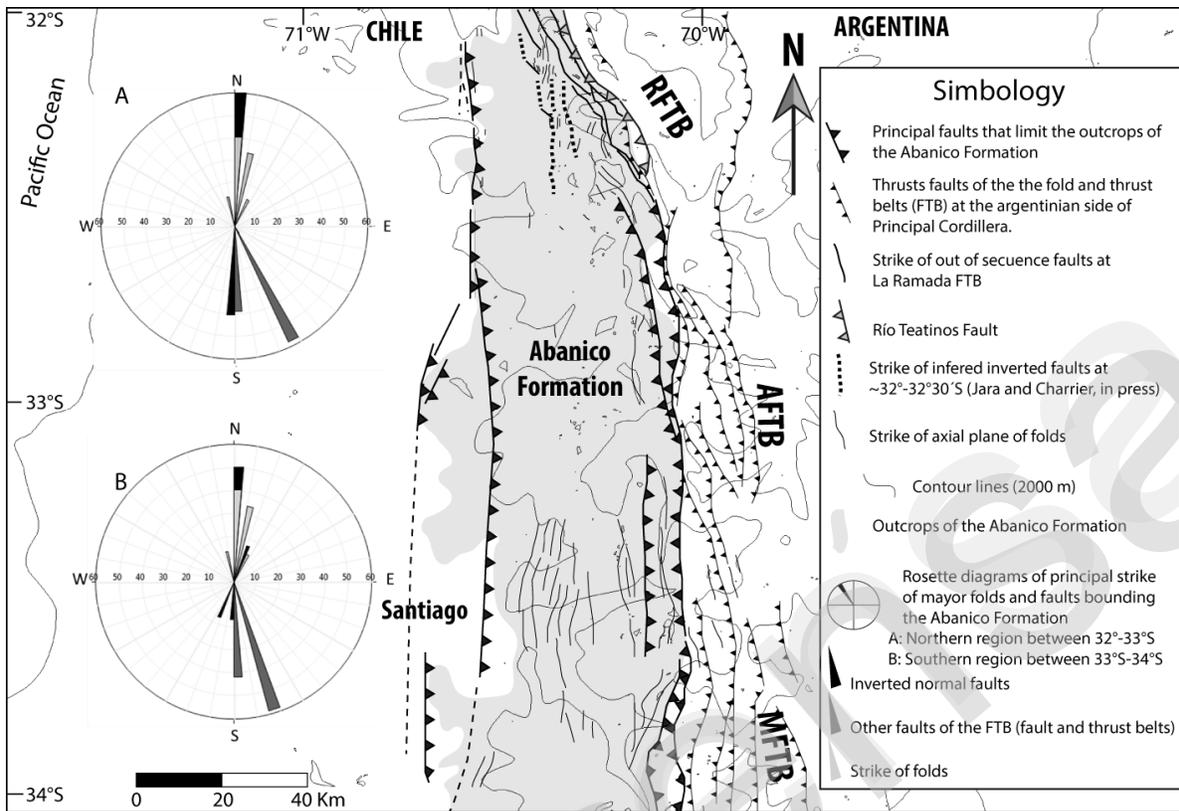
977

978 **Fig. 10:** (a) Tentative suggested extent of the Cenozoic continental Abanico Extensional basin along the Principal Cordillera
 979 (Charrier *et al.*, 2005); (b) Major morphostructural units and localities at ~ 32°-34° S; (c) Simplified geological map and major
 980 structures that limit the Abanico Formation outcrops; (d) Schematic sections of deformed units of the Principal Cordillera in
 981 central Chile between ~ 32° and 34° S.
 982

983

984

985



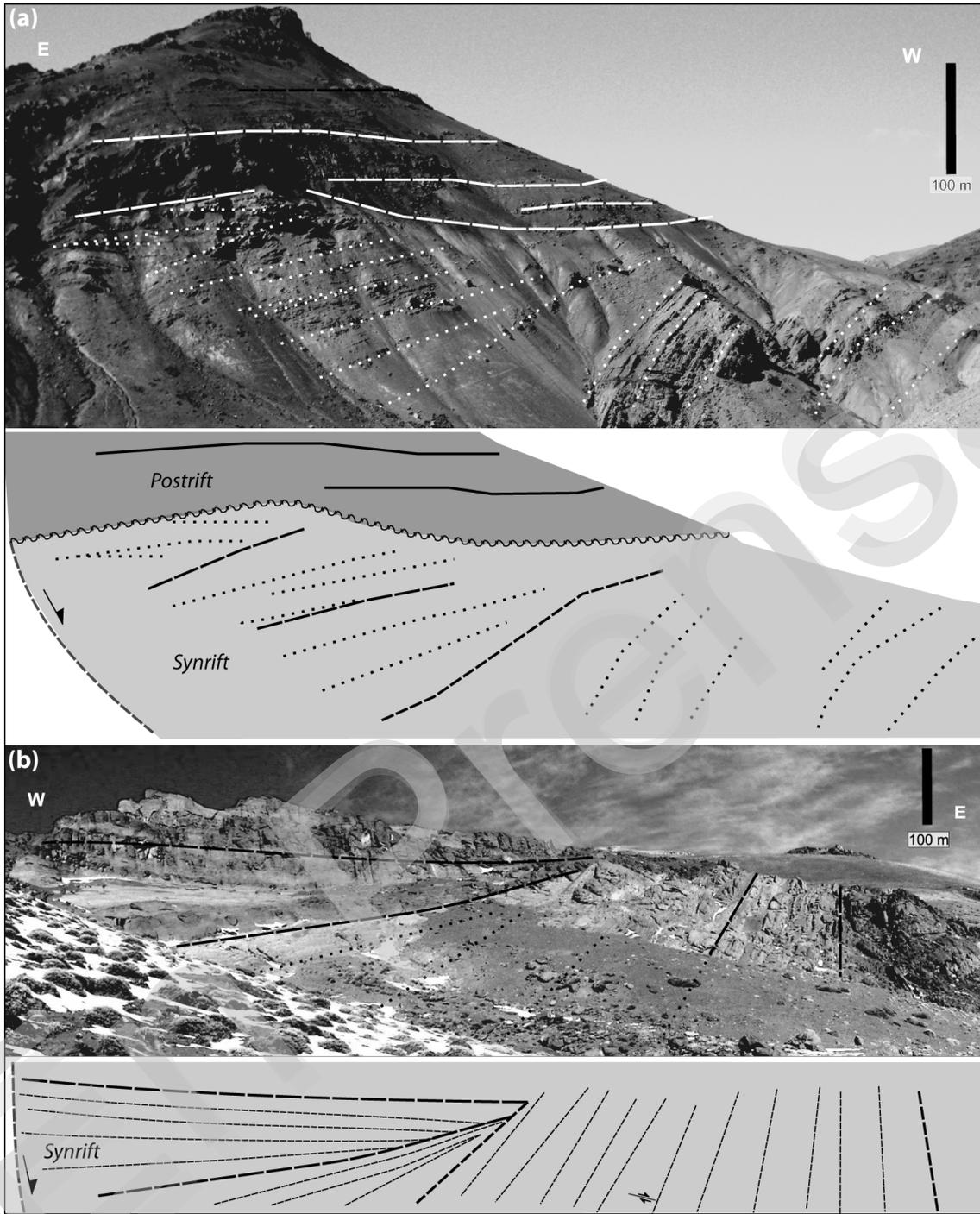
986

987 **Fig. 11:** Abanico Formation outcrops and major structure trends along the Principal Cordillera between ~ 32° and 34° S.
 988

989

990

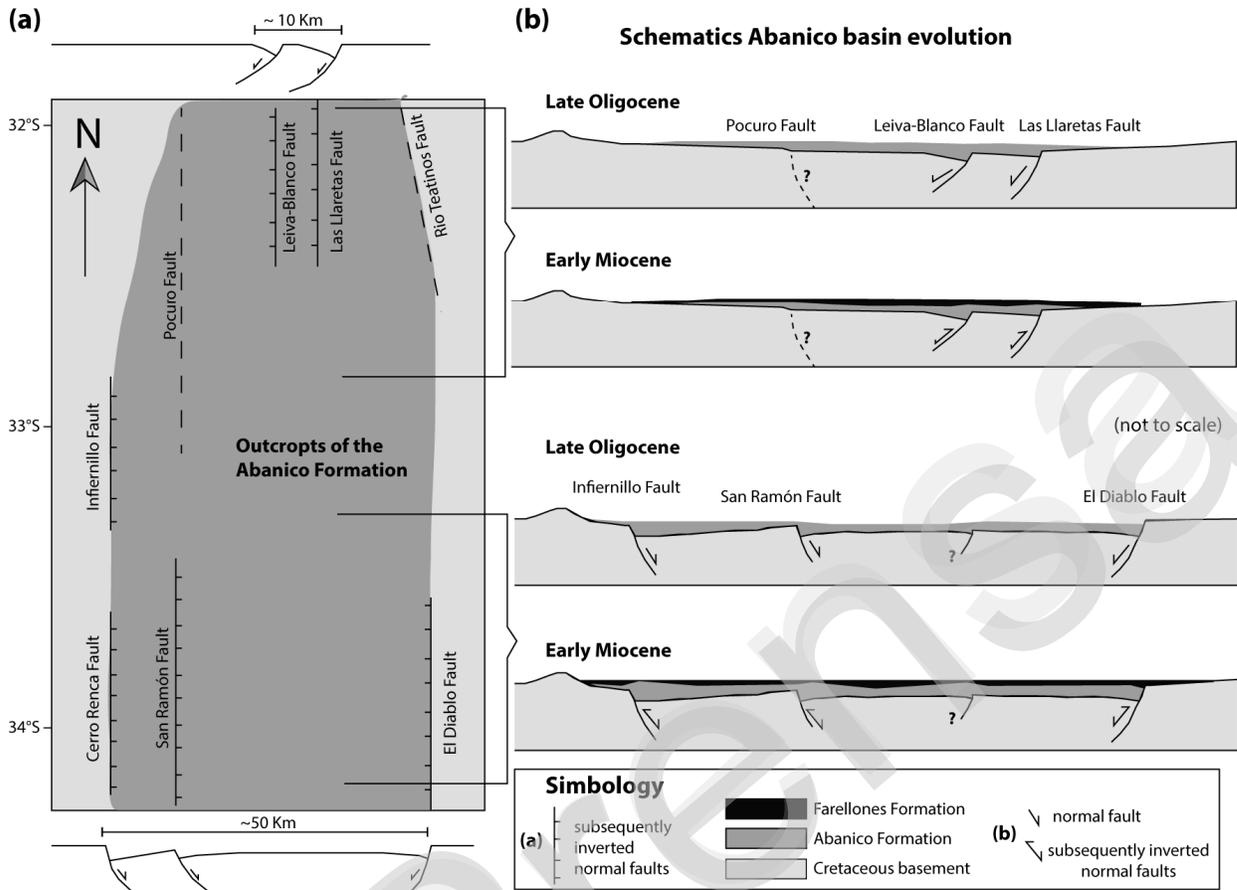
991



992

993
994
995

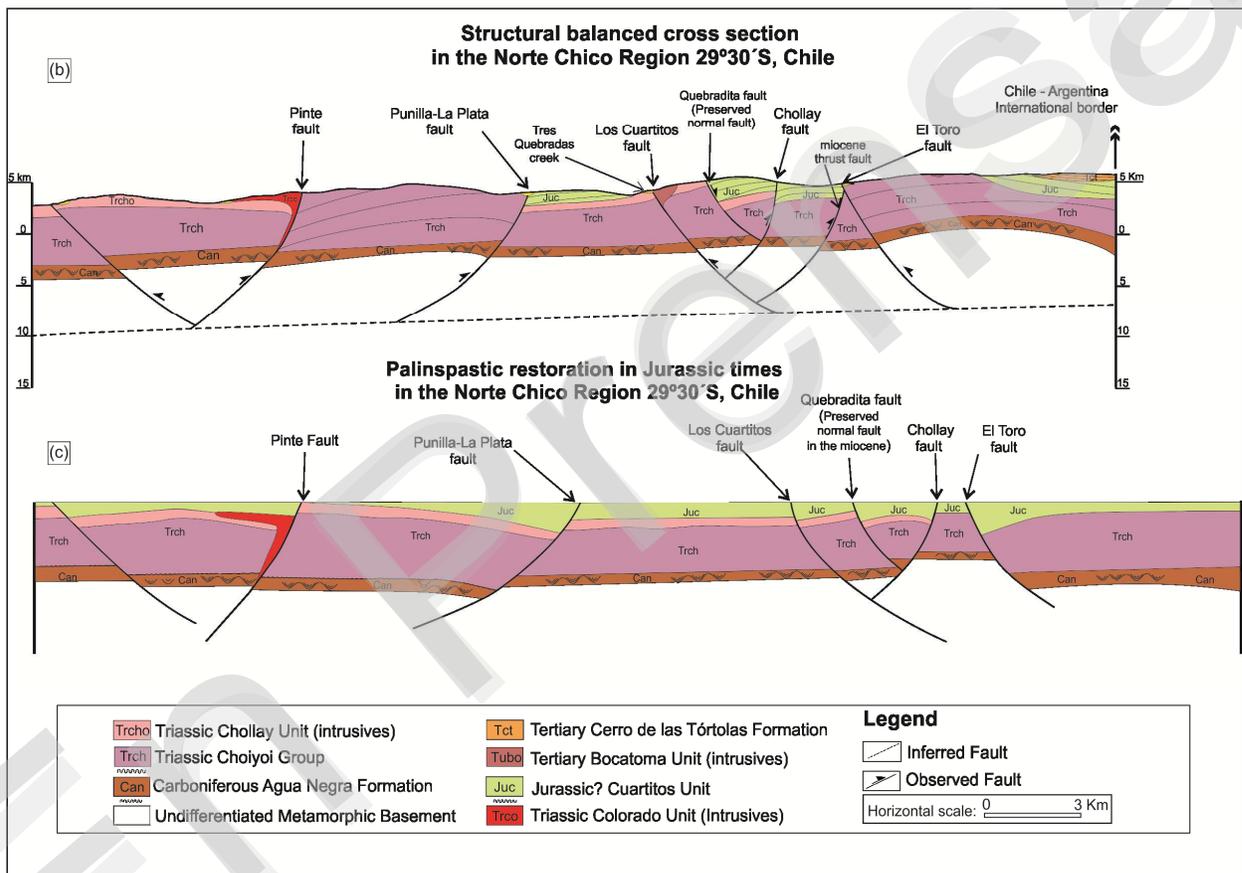
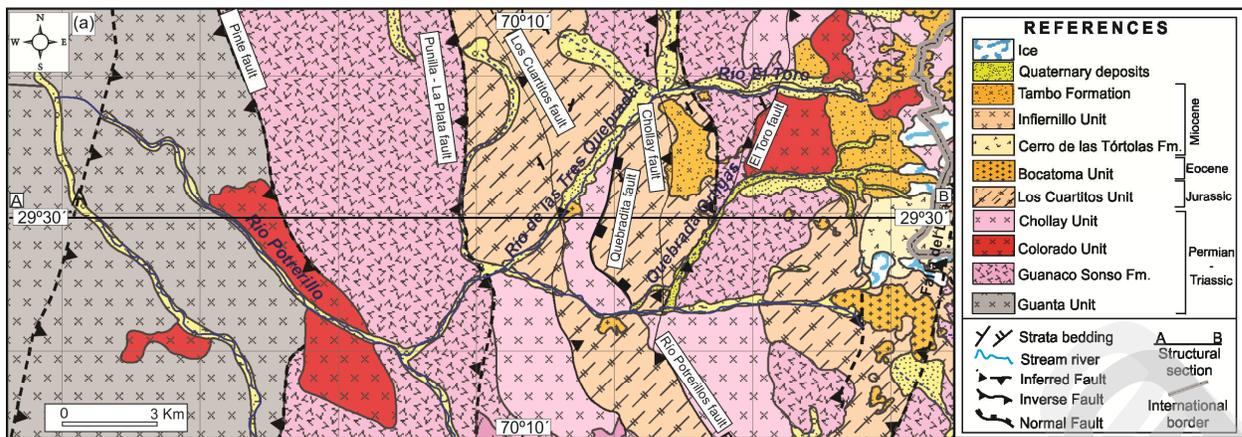
Fig. 12: Normal faulting affecting: (a) Early Miocene deposits at Las Llaretas; (b) the Cuartitos Unit at Tres Quebradas Creek.



996
997
998
999
1000
1001
1002

Fig. 13: (a) Schematic Abanico Formation outcrops and major structures that limit them in the Principal Cordillera between ~ 32° and 34° S. We interpret the width of the basin where the deposits of the Abanico Formation accumulated; (b) Schematic of the Abanico basin evolution between Late Oligocene and Early Miocene at two generalized sections between 32°-33° S and 33°-34° S.

1003



1004

1005
 1006
 1007
 1008
 1009
 1010
 1011
 1012
 1013
 1014
 1015
 1016
 1017
 1018
 1019

Fig. 14: (a) Geological map at ~ 29°30' S; (b) Structural balanced cross section; (c) Palinspastic restoration in the Norte Chico Region 29°30' S, Chile.

Table 1: Type I and Type II models scaling parameters in both extensional and compressional phases.

| | λ (m) | g (m/s ²) | ρ (kg/m ³) | μ (Pa s) | V (m/s) | σ (Pa) | ε (s ⁻¹) |
|-----------------|---------------|-------------------------|-----------------------------|-----------------------|----------------------|--------------------|----------------------------------|
| Nature | 1000 | 9.81 | 2300 | 1.8×10^{21} | 5×10^{-13} | 2.2×10^7 | 10^{-14} |
| Model | 0.01 | 9.81 | 1400 | 5×10^4 | 1.1×10^{-5} | 1.4×10^2 | 2.2×10^{-3} |
| Model/nature(*) | 10^{-5} | 1 | 0.6 | 2.7×10^{-17} | 2.2×10^7 | 6×10^{-6} | 2.2×10^{11} |

1020
1021

1022

1023

1024

1025

En Prensă

VI DISCUSION GENERAL

La zona de estudio corresponde a una región controversial en cuanto a la geocronología de los depósitos que la componen, así como, y en consecuencia, en cuanto a la evolución que ha dado forma a las características estructurales que pueden ser observadas hoy en día.

En base a las asociaciones de facies reconocidas en la región de estudio y los nuevos datos geocronológicos presentados en el artículo adjunto en el capítulo IV.2 de este texto, es posible realizar una buena asignación cronológica de las rocas de la región, y con ello precisar la edad de los eventos de deformación que las afectan (ver Cap. IV.3.2).

En base al grado de deformación y la estratigrafía de la región, la zona se subdividió en dos sectores: un sector occidental, cercano a la zona de Falla Pocuro, y un sector oriental, que corresponde a la Cordillera Principal oriental, hasta el límite fronterizo con Argentina.

El sector occidental se caracteriza, en general, por una deformación leve (capas subhorizontales o inclinadas menos de 10°) de los niveles superiores (oligocenos-miocenos) atribuidos a las formaciones Abanico y Farellones, y la presencia de rocas del Cretácico Superior de la Formación Salamanca, deformadas en la parte baja de los valles, subyaciendo discordantemente a las unidades más jóvenes.

Las rocas oligocenas a miocenas de las formaciones Abanico y Farellones, expuestas en la región inmediatamente al este de la zona de Falla Pocuro hasta el límite internacional Chile-Argentina, se caracterizan en general por una intensidad de la deformación (plegamiento y fallamiento), creciente hacia el oriente. Esto genera que en la región occidental, donde la deformación es menor, ambas formaciones se encuentren pseudoconcordantes, lo que no permite una fácil diferenciación sin otros métodos de estudio (Ej.: geoquímica), ya que la litología de ambas es muy similar en esta zona proximal al volcanismo que les dio origen.

Las facies distales de la Formación Abanico (unidad *Estratos del Pañuelo*), reconocidas en el sector oriental, presentan evidencias de haberse acumulado mientras las estructuras extensionales que limitaban algunos depocentros o subcuencas se encontraban activas, en otras palabras, que corresponderían a secuencias de *synrift*. Entre estas evidencias de deformación sincrónica con la sedimentación se encuentran los diques clásticos y pliegues *synsedimentarios* o *slumps* en el bloque colgante, la presencia de discordancias angulares y progresivas, con ángulos de manteo elevados y relación del tipo *onlap*, discordancias angulares entre esta secuencia y las secuencias de *postrift*, y variaciones laterales de facies y espesores de los depósitos de *synrift* (ver Cap. IV). Todo esto sumado a las orientaciones anómalas de las estructuras que controlan la

deformación de esos depósitos, o están asociadas a las evidencias anteriores. La deformación compresiva posterior habría invertido algunas de estas estructuras. Una de estas fallas normales es la falla “Las LLaretas” (Cap. IV), de orientación ~NS, en la cual se han alojado cuerpos intrusivos miocenos. Dataciones U/Pb en circón de esta secuencia de *synrift* indican una edad de ~21 y ~22 Ma para la actividad normal de esta falla. La compresión posterior (inversión) en este sector habría generado retrocorrimientos y *shortcuts*, que deforman toda la secuencia de *synrift* extensional, y procesos compresivos posteriores, fallas inversas de vergencia oriental, que deforman la secuencia anterior y también el *postrift* (Fm. Farellones), representado por las facies volcánicas datadas en 18 Ma.

Si bien dentro de los alcances de este estudio no se considera una medición sistemática de la orientación de las estructuras subsidiarias a la deformación, la presencia de diques clásticos y *slump* (Reineck y Singh, 1975; Hiscott, 1979; Rowe et al., 2002; Jolly y Lonergan, 2002) en estratos detríticos, sellados en discordancia por niveles volcánicos de 18 Ma, sugieren que estos niveles no se encontraban completamente consolidados al momento de deformarse, hace ~21 Ma. Esto limita aun más el período de actividad de estas estructuras, y confirma que las rocas ahí expuestas no son más antiguas que la deformación que las afecta.

Las rocas de la unidad volcánica, que forman el pliegue sinclinal a casi 4000 m s.n.m., despegadas sobre la unidad clástica que forma el anticlinal *chevrón* del cerro El Pañuelo (ver Cap. IV), aparecen hacia el sur ~1 km más abajo (i.e. a ~3000 m s.n.m.), y de estas rocas se obtuvo una edad de 18 +/- 0.3 Ma en circón. Esto indica que el plegamiento intenso que levanta al menos 1 km las rocas de esta unidad, se encuentra limitado al menos por esta edad, i.e., la deformación que causa los despegues hacia el oriente en el sector del río Blanco es posterior a 18 Ma, pero causa mayor alzamiento hacia el norte.

La estructura de pliegue *chevrón* en el bloque colgante de la falla “Las Lletas”, y la deformación intensa en sus limbos, se interpreta como producida por la inversión de la estructuras extensionales que habrían producido *backthrusts*, los que han sido documentados para responder a la deformación asociada a fallas de alto ángulo (Bonini, 2000). Modelos análogos en arena, con acortamiento producido contra rampas de diferente ángulo preexistente, muestran que a mayor ángulo la estructura anticlinal formada es de menor longitud de onda y con volcamiento de capas en el limbo dorsal producto de *backthrust* (Bonini, 2000).

Del estudio estratigráfico, estructural, geocronológico, y las discusiones desarrolladas en base a las nuevas contribuciones de este trabajo, es posible reconocer los eventos de deformación que durante el Cenozoico han afectado a la región comprendida entre 32° y 33°S, en la Cordillera Principal de Chile central, entre los límites de la Falla Pucuro por el oeste, y el límite fronterizo con Argentina por el este (ver Cap. IV.3.2 y FIG. 4. 36)

Se reconoció que en la zona de Falla Pocuro, la actividad principal se desarrolla entre el Paleoceno y el Eoceno, con posibles reactivaciones más jóvenes hacia el sur de $\sim 32^{\circ}30' S$. Se reconoce además, que el alzamiento generado en este período, entre 32° y $33^{\circ}S$ en esta zona, es mayor hacia el norte de la región, dado que afloran niveles sucesivamente más antiguos hacia el norte. Por otra parte, los niveles miocenos se disponen discordantes, a ambos lados de la zona de falla, sobre rocas del Cretácico Superior, limitando la actividad principal de la Falla Pocuro para antes del Mioceno.

Entre el Oligoceno superior y Mioceno inferior, al sur de $33^{\circ}S$, los depósitos de la cuenca extensional de Abanico se habrían acumulado en una amplia cuenca de más de 50 km de ancho, en un ambiente de volcanismo de intraarco; mientras que al norte, en la región de estudio (32° a $32^{\circ}30' S$), los depósitos acumulados en depocentros controlados por fallas normales de rumbo $\sim NS$, se limitan a una angosta zona de menos de 10 km de ancho en el sector oriental.

La inversión de la cuenca de Abanico en el Mioceno inferior, en la región norte de este estudio habría generado la inversión de algunas de las fallas normales anteriores y generado nuevas fallas inversas, las cuales habrían alzado la Cordillera Principal oriental, en las cercanías del límite entre Chile y Argentina; evento además reconocido en los depósitos sinorogénicos de la cuenca de Manantiales en Argentina.

En el Mioceno medio, la propagación de la deformación hacia el oriente, reactiva fallas profundas que dan origen al alzamiento del basamento triásico de la FPC de la Ramada. Al mismo tiempo, se estaba generando el volcanismo asociado a la Formación Farellones, cuyos depósitos volcánicos y volcanoclásticos se depositan discordantes sobre los niveles deformados más antiguos; incluidos entre éstos, los depósitos distales deformados de la Formación Abanico. Ya que la deformación se encuentra concentrada principalmente en el sector oriental de la Cordillera Principal y en la Cordillera Frontal en Argentina; en la zona occidental de la región, los depósitos de la Formación Farellones se depositan pseudoconcordantes a la Formación Abanico, en esta zona levemente deformada, y discordantes sobre a la Formación Salamanca deformada en las cercanías de la Falla Pocuro. El acortamiento producido mediante las fallas profundas y de alto ángulo de basamento de la FPC de La Ramada, se detiene, y la deformación se propaga hacia el oeste, activando fallas fuera de secuencia que deforman a los depósitos de las formaciones Abanico y Farellones, durante el Mioceno medio. Estas fallas presentan un rumbo general NNW, al igual que las estructuras invertidas de basamento; sin embargo, estas últimas tienen un despegue basal a una profundidad de más de ~ 20 km, mientras que las fallas fuera de secuencia, se habrían generado desde un despegue somero, generando fallas inversas de bajo ángulo y pliegues por propagación de falla de vergencia oriental.

Los estudios de interferencia de estructuras (Cristallini, 1996), muestran que la deformación en la región de la FPC de La Ramada fue generada en tres etapas (Pérez, 1995; Cristallini, 1996), entre ~ 20 Ma (Pérez, 1995) y ~ 10 Ma (Cristallini y Cangini, 1993; Cristallini et al., 1995; Pérez, 1995). La utilización de niveles de despegue

profundos para las estructuras de basamento, intermedios para las deformaciones relacionadas a los niveles por despegue en la Formación Auquenco, y poco profundos para los despegues de las estructuras fuera de secuencia, genera que existan diferencias en la cantidad de acortamiento en las diferentes unidades afectadas por las distintas etapas de deformación, por lo que el acortamiento será mayor en los niveles superiores (Cristallini, 1996). Las últimas estructuras en formarse son los corrimientos fuera de secuencia y algunas reactivaciones menores de fallas de basamento; en esta etapa de deformación se habría producido un acortamiento mínimo de 9 km (Cristallini, 1996).

La interferencia de estructuras de rumbo NS y NNW en la zona de estudio (FIG. 6.1) , lleva a cuestionarnos el origen y la cronología en la evolución para ambos set principales de estructuras mayores y su relación con la deformación fuera de secuencia de la FPC de La Ramada y la de la Cordillera Principal en Chile.

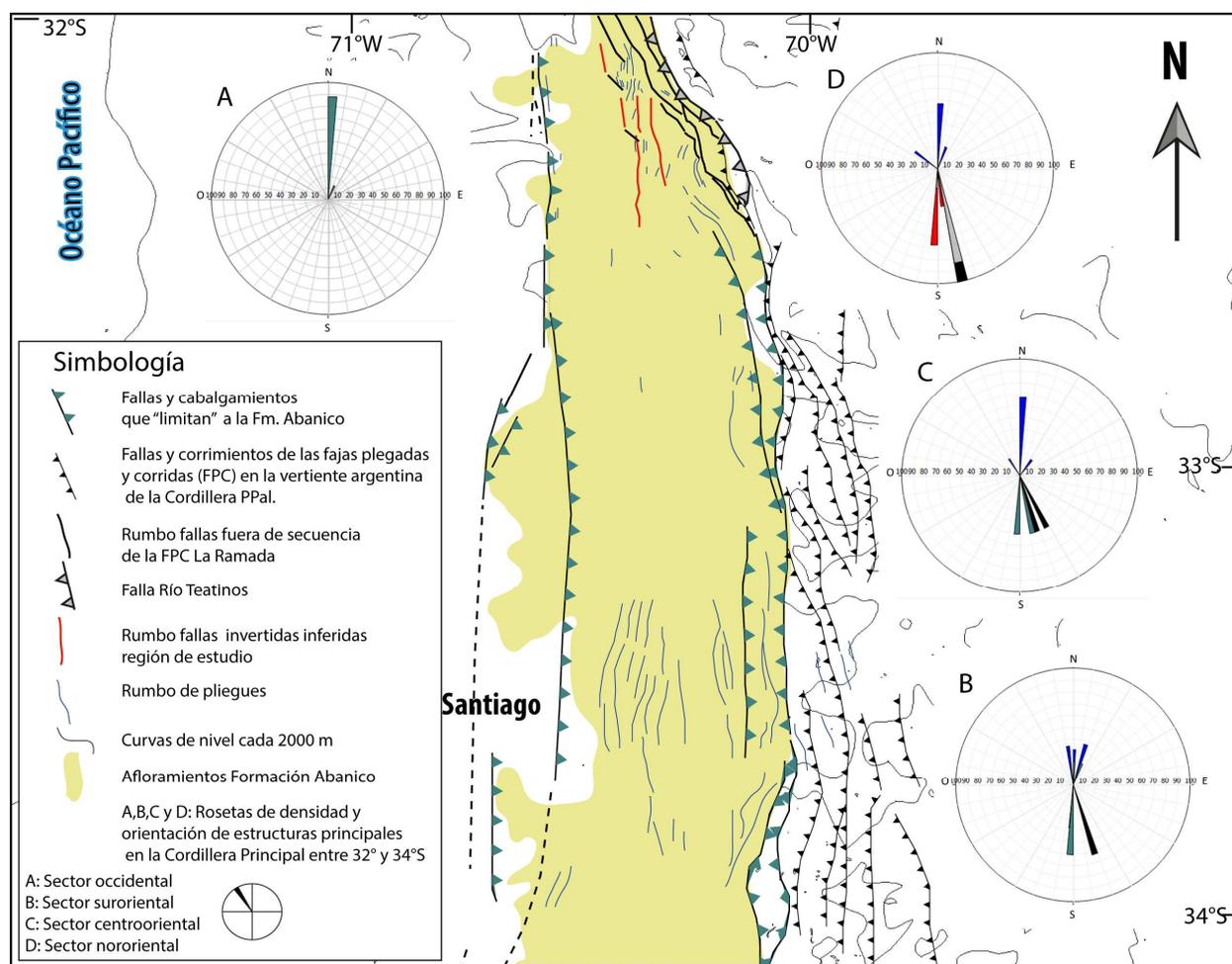


FIGURA 6.1: Mapa de afloramientos de la Formación Abanico entre 32° y 34°S y estructuras principales (fallas y pliegues) de la Cordillera Principal (compilado de Sernageomin, 2003; Rivano et al., 1993; Fock, 2006; Farías, 2007; Rauld, 2011 y este trabajo).

Los modelos análogos presentados en este estudio, muestran que en general, en un proceso de inversión tectónica positiva de una cuenca, la deformación se concentra en el interior de ésta cuando la cantidad de extensión fue mayor o igual a la cantidad de acortamiento generado, mientras que si la cuenca es angosta, una cantidad de acortamiento igual que en el caso anterior, generará deformación tanto en el interior como en el exterior de la cuenca. En el caso de que la cuenca a invertir sea progresivamente más angosta en una región respecto de otra, generará que las estructuras se desplacen en la dirección de la zona donde acomodan igual cantidad de acortamiento en una región más angosta, respecto la zona de cuenca ancha, donde ese acortamiento se concentrará en la región ocupada por la cuenca, y por lo tanto, ocupará una región de mayor amplitud. Esto produce que algunas estructuras (fallas y pliegues) presenten una traza oblicua y buzamiento de sus ejes, respondiendo al acomodo de mayor alzamiento en una región, respecto de mayor cantidad de estructuras y menor alzamiento, en la otra.

La aplicación de estos resultados, en la región donde afloran los depósitos de la Formación Abanico, sugiere una alternativa a la hipótesis del control estructural de las fallas de basamento oblicuas en dirección NNW, para las estructuras NNW de las fallas fuera de secuencia a 32°S. El mayor acortamiento en una región más angosta al norte respecto de una región más ancha al sur, produce mayor alzamiento en el norte, generando estructuras oblicuas de rumbo NNW. Por otra parte, las fallas normales invertidas mantienen el rumbo original NS en toda la región, lo que descarta un proceso de rotación para la generación de esta oblicuidad. A lo anterior se suma, además, que varias de las estructuras observadas en la región norte de este estudio presentan buzamiento al sur, lo que también podría explicarse por un mayor alzamiento hacia el norte de la región.

Por otra parte, el modelo analógico de inversión de una cuenca con diferencia de ancho inicial, muestra que la falla de orientación ~NS en el interior de la cuenca, presenta diferencias latitudinales: la actividad de esta estructura se mantiene durante todo el desarrollo compresivo solo en la zona externa en el sector de mayor ancho de cuenca, lo que en el ejemplo natural (cuenca de Abanico), puede ser correlacionado con la actividad de la zona de Falla Pocuro-San Ramón, en la cual se observa que la zona sur (Falla San Ramón al sur de 33°S), presenta actividad más joven, respecto de la zona norte (Falla Pocuro), para la cual su edad se limita a períodos pre-Mioceno medio-superior, con activaciones menores post miocenas.

Respecto de los modelos analógicos en que se genera una cuenca de igual ancho latitudinal, posteriormente invertida mediante compresión mayor en una región respecto de otra, observamos que la deformación se concentra en el interior de la cuenca y en una zona cercana a la región más comprimida; sin embargo, las trazas de falla activas en todo período, son principalmente las que se ubican al interior de la cuenca, y las que colindan con la zona más deformada; pero ambas mantienen en general un rumbo NS asociado a las fallas normales previas, o rotan para ubicarse perpendiculares en relación a la dirección de máximo acortamiento. Lo anterior no explica la generación de estructuras oblicuas sin procesos importantes de rotación oroclinal, lo que no es

congruente con la información geológica de la región; por lo que se puede descartar el factor de mayor acortamiento para la generación de una región más angosta de deformación y la oblicuidad del límite oriental de afloramientos oligo-miocenos a $\sim 32^{\circ}\text{S}$. Lo anterior no implica que no hayan existido períodos de deformación en donde la cantidad de acortamiento sea mayor al norte que al sur; de hecho, no está considerado en el modelo el estudio de la sobreimposición de una deformación mayor debido a un acoplamiento mayor en esta región de subducción subhorizontal; y dado que nos encontramos en el límite sur de esta zona, un cambio transicional en las cantidades de acortamiento de norte a sur, tampoco se descarta.

Es importante destacar que los resultados de este estudio se presentan como un aporte para la posterior consideración y evaluación del factor aquí presentado; sin embargo, no se descarta que otros factores no estudiados en este trabajo (sedimentación, erosión, no uso de silicón basal, cambio en los espesores estratigráficos considerados, entre otros), tengan igual o mayor implicancia en los resultados. En este sentido, el montaje seleccionado en este estudio podría tener implicancias en los resultados, ya que el no uso de silicón basal en el caso de compresión diferencial, mostró que es posible generar estructuras oblicuas enraizadas en la discontinuidad de velocidad (DV) sin generar importantes rotaciones de las zonas altas y externas del modelo. Por otra parte, la etapa de compresión en los modelos, con uso de DV tiende a generar mayor reutilización de estructuras previas, dado que suele ubicarse en la zona donde éstas tienen su despegue basal.

No fue posible resolver en este estudio la profundidad de los niveles de despegue para las distintas etapas de deformación, por lo que el análisis está basado en secciones balanceadas realizadas por otros autores. Se consideró que, en ausencia de nuevos datos (Ej.: perfiles sísmicos u otros), los trabajos realizados por los autores previos pueden ser considerados consistentes para este análisis. Sin embargo hay que considerar que estudios posteriores podrían aportar con nueva información, lo que podría generar cambios en los porcentajes de acortamiento presentados para la región.

Otro problema que no podemos resolver, sin expandir el estudio hacia el territorio argentino de la Cordillera Principal, es el límite oriental de todos los afloramientos cenozoicos, en particular de la cuenca de Abanico. En base a los antecedentes expuestos, se reconoció que al menos parte de los afloramientos de la Formación Juncal en Argentina es en realidad de edad Oligoceno-Mioceno, pero no podemos extender esta correlación a todos los afloramientos de esta formación, pues autores previos reconocieron en algunos afloramientos la presencia de niveles marinos cretácicos. Del mismo modo, es necesario un análisis mayor, y el estudio de los niveles cretácicos en territorio argentino, con el fin de interpretar la paleogeografía de ese período en base a los nuevos espesores y anchos de afloramientos que podrían reconocerse.

Si bien se pudo reconocer la presencia y estratigrafía de gran parte de los afloramientos oligo-miocenos de la Cordillera Principal a la latitud de este estudio, no es clara la disposición de éstos hacia el norte de 32°S , y si hubo o no control estructural extensional

en el depósito de éstos; excepto hacia el nororiente, donde se han registrado eventos extensionales (Winocur et al., 2013) para el Oligoceno- Mioceno inferior, durante el depósito de La Formación Valle del Cura y parte inferior del Grupo Doña Ana (Litvak, 2009; Winocur et al., 2013) a 29°-30°S en territorio Argentino. Esto lleva a cuestionarnos la geometría y extensión areal de los depocentros oligo-miocenos, y se propone una paleogeografía conformada por subcuencas “desplazadas” y probablemente relacionadas mediante zonas de transferencia o rampas de relevo; lo que explicaría además el angostamiento de éstas hacia algunas regiones, como lo interpretado para la región de este estudio.

VII CONCLUSIONES

-Las rocas que afloran en la Cordillera Principal de Chile central, entre 32° y 33°S, entre la zona de Falla Pocuro y el límite fronterizo con Argentina, son asignadas al Cretácico Superior y el Cenozoico.

-La zona de Falla Pocuro afecta principalmente a las rocas cretácicas (Fm. Salamanca), en el sector norte de esta región, mientras que las unidades miocenas (Fm. Abanico y Farellones) cubren la zona por ambos lados de la zona de falla con deformación menor, “sellando” la deformación y limitando la actividad principal de ésta.

-Las unidades miocenas reconocidas se pueden distribuir en 3 asociaciones de facies con litologías de predominio volcánico hacia el oeste y predominio clástico hacia el este; sin embargo, las unidades más volcánicas cubren una región mayor generando discordancias angulares en el sector oriental sobreyaciendo a las unidades más detríticas.

-La presencia de la unidad esencialmente volcánica en el sector occidental con leves discordancias locales, sumado a la similitud litológica y la falta de niveles guías, produce dificultades en la separación entre las formaciones Abanico y Farellones.

-El sector oriental se caracteriza por la presencia de dos principales orientaciones de deformación: NS y NNW. La orientación NS corresponde a una orientación preferencial de reactivación de fallas normales del Oligoceno-Mioceno inferior, mientras que la orientación NNW corresponde a una orientación asociada a la deformación fuera de secuencia de la Faja Plegada y Corrida (FPC) de La Ramada.

-La zona donde afloran los niveles oligocenos-miocenos en esta región (~32°) tiene un ancho de ~30 km, mientras que al sur de 33°S estos depósitos ocupan una región de más de ~50 km de ancho en algunos sectores. Por otra parte, el ancho de la cuenca oligo-miocena al sur de 33°S tiene un ancho similar a la región donde se depositaron las rocas de la Formación Abanico (~50 km), mientras que hacia el norte (32°S) la cuenca habría tenido un ancho de no más de 10 km, donde se habrían depositado las secuencias distales de ésta formación.

-El modelamiento analógico de una cuenca de ancho variable y su posterior inversión tectónica, muestra que el ancho previo de la cuenca juega un rol importante a considerar para estudios de la arquitectura de una región posteriormente invertida.

-El plegamiento asociado a estructuras de orientación NS presenta un buzamiento general al sur, lo que es congruente con la generación de estructuras que absorben mayor acortamiento por alzamiento en un ancho menor de deformación en esa región, comparado con una zona que absorbe el acortamiento en una región más ancha.

-La orientación NNW de las fallas fuera de secuencia de la FPC de La Ramada, puede estar asociada a este efecto de alzamiento “angosto”, dado que el acortamiento de los niveles más incompetentes que rellenaron la cuenca de Abanico, se concentra en una región más angosta que al sur de 33°S , generando un “desplazamiento” hacia el NW de las trazas de las fallas fuera de secuencia en la Cordillera Principal oriental.

-La zona de Falla Pocuro presenta actividad principal pre-Oligoceno, deformando intensamente rocas de la Formación Salamanca (Cretácico Superior). Al norte de $32^{\circ}15'\text{S}$ no se reconoció actividad importante de esta zona de falla post-Oligoceno; donde se observa que las formaciones Abanico y Farellones se presentan pseudoconcordantes entre sí, y discordantes sobre el cretácico deformado.

-La orientación NS de la zona de Falla Pocuro muestra una relación congruente con la estructuración extensional del borde occidental de la cuenca de Abanico; sin embargo, a esta latitud, el ancho de cuenca menor podría explicar la menor reactivación compresiva de esta estructura en el mioceno, comparado con estructuras NS de la cuenca de Abanico al sur de 33°S .

-Se propone el ancho de la cuenca preexistente como un factor a considerar en futuros estudios de inversión tectónica positiva, dado que puede influenciar el estilo y geometría de la deformación en las etapas posteriores.

Referencias

- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 pp.
- Aguirre, L., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, C. A., Rivano, S., Thiele, R., Tidy, E., Vergara, M. y Vicente, J.-C., 1974. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°- 35°S) of the Southern Andes: Pacific. *Geology*, 8, 1-38.
- Aguirre, L., Robinson, D., Bevins, R. E., Morata, D., Vergara, M., Fonseca, E. y Carrasco, J., 2000. A low-grade metamorphic model for the Miocene volcanic sequences in the Andes of central Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43, 83-93.
- Allemand, P., Brun, J.P., Davy, P., Van Den Driessche, J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *B. Soc. Géol. Fr.* 3, 445e451.
- Allemand, P., Brun, J.P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics* 188 (1e2), 63e69.
- Allmendinger, R., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, Vol. 17, N° 4, p. 640-656.
- Álvarez, P.P, Benoit, S. y Ottone, E.G. 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Alta Cordillera Principal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* ,50: 123-142.
- Álvarez, P.P., 1996. Los depósitos triásicos y jurásicos de la Alta cordillera de San Juan. En Ramos et al. (1996). *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. *Anales* 24 (5): 59-137, Buenos Aires.
- Álvarez, P. y Ramos, V.A., 1999. The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32° SL). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 17-31.
- Amilibia, A., McClay, K.R., Sàbat, F., Muñoz, J.A., Roca, E., 2005. Analogue modeling of inverted oblique rift systems. *Geologica Acta* 3 (3): 251-271.
- Arias, L., 1984. Geología y perspectivas económicas del área comprendida entre los ríos Rocín e Hidalgo, Provincia de San Felipe de Aconcagua. Memoria de título, Universidad de Chile. 104p.
- Armijo R., Rauld R., Thiele R., Vargas G., Campos J., Lacassin R. y Kausel E., 2009. The West Andean Thrust (WAT), the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago (Chile). *Tectonics* 29(2): TC2007. 34p. doi:10.1029/2008TC002427
- Armijo, R., Rauld, R. Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R. y Kausel, E., 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago, Chile, *Tectonics*, 29, TC2007, 2010.1029/2008TC002427.
- Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R. y Vicente, J.-C. 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 15(1/2), 11-72.

- Badley, M.E., Price, J.D., Backshall, L.C., 1989. Inversion, reactivated faults and related structures: seismic examples from the southern North Sea. In: Inversion Tectonics. Cooper, M. A., and Williams, G. D, eds., Geological Society of London Special Publication, 44, 201-219.
- Bally, A.W., 1984. Tectogenèse et sismique réflexion. Bulletin de la Societe Geologique de France 26, 279–285.
- Barazangi, M. y B.L. Isacks, 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 606- 692, Boulder.
- Bonini, M., Sokoutis, D., Mulugeta, G., Katrivanos, E., 2000. Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *Journal of Structural Geology* 22, 1165–1179.
- Bonini, M., Federico Sani, F., Antonielli, B., 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics* 522–523. 55–88. doi:10.1016/j.tecto.2011.11.014
- Benoit, S.V. 1992. Estudio geológico del Triásico y Jurásico de la ladera occidental del cordón del Espinacito. Universidad de Buenos Aires, Trabajo final de Licenciatura, 143 pp., Buenos Aires (inédito).
- Berg, K. y Breitzkreuz, C. 1983. Mesozoische Plutone in der nordchilenischen Küstenkordillere: Petrogenese, Geochronologie, Geochemie und Geodynamik mentelbetonter Magmatite. *Geotektonische Forschungen*, 66, 107.
- Berg, K., Breitzkreuz, C., Damm, K.-W., Pichowiak, S. y Zeil, W. 1983. The North Chilean Coast Range – an example for the development of an active continental margin. *Geologische Rundschau*, 72, 715–731.
- Brace, W.F. y Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* 85: 6248-6252.
- Brooks, B.A., Sandvol, E., y Ross, A. 2000. Fold style inversion: Placing probabilistic constraints on the predicted shape of blind thrust faults. *Journal of Geophysical Research* 105: 13281-13302.
- Brun, J.P., Sokoutis, D., Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology* 22, 319e322.
- Brun, J.P. y Nalpas, T., 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics* 15: 677- 687.
- Buchanan, P.G. y McClay, K.R., 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. In: Cobbold, P.R. (Ed.), *Experimental and Numerical Modelling of Continental Deformation: Tectonophysics*, 188, pp. 97–115.
- Buchanan, P., McClay, K.R., 1992. Experiments on basin inversion above reactivated domino fault. *Mar. Petrol. Geol.* 9, 486e500.
- Butler, R.W.H., 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. En M.A. Cooper y G.D. Williams (Eds.): *Inversion Tectonics. Geological Society Special Publication* 44: 105-122.
- Byerlee, J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics* 116, 615–626.
- Cahill, T. e Isacks, B., 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97(B12):17503-17529

- Campbell, D., 2005. Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 113 p.
- Cecioni, G. y Westermann, G. E. G. 1968. The Triassic–Jurassic marine transition of coastal central Chile. *Pacific Geology*, 1, 41–75.
- Cegarra, M. y Ramos, V.A, 1996. La Fala Plegada y Corrida del Aconcagua. En: Ramos, V.A. (ed.) Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Anales 24, 387-422.
- Cembrano, J., Zentilli, M. and Yáñez, G. 2003. Nuevas edades de trazas de fisión para Chile Central (30–34S): Implicancias en la exhumación y alzamiento de los Andes desde el Cretácico. 10th Chilean Geological Congress, Concepción, Chile, Abstract.
- Chamberlin., R. T., 1910. the Appalachian folds of central Pennsylvania. *J. Geol.* 18:228 251.
- Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 1189-1198.
- Charrier, R. y Vicente, J.-C. 1972. Liminary and geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine Chilean Andes. *Solid Earth Problems Conference, Upper Mantle Project, Buenos Aires, 1970, 2, 451–470.*
- Charrier, R., 1973. Geología de las Provincias O'Higgins y Colchagua. Instituto de Investigación de Recursos Naturales (IREN), Santiago, Publication 7.
- Charrier, R. y Malumián, N. 1975. Orogénesis y epeirogénesis en la region austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30(2), 193–207.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 26, 1–47.*
- Charrier, R., 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinean – Chilean Andes (32–35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zbl. Geol. Paläontol., Stuttgart* 1, 344-355.
- Charrier, R., 1984. Areas subsidentes en el borde occidental de la cuenca tras-arco jurásico-cretácica. Cordillera Principal Chilena entre 34° y 34°30´S. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II:107-124, Buenos Aires, Argentina.
- Charrier, R. y Muñoz, N. 1994. Jurassic–Cretaceous paleogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°–24°S and 34°–35°S latitude: A comparative analysis. In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Heidelberg, 233–242.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M.C. y Novacek, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, N° 2, p. 1-30.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., y Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile, (33°–36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117–139.

- Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, E.; Flynn, J.; Iturra, I.; Muñoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R. y Wyss, A., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236(1-2): 43-77.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in: *Geology of Chile, Chapter 3* (Moreno, T. & Gibbons, W., editors), The Geological Society, London, Special Publication, 21-116.
- Charrier, R., Hérail, G., Pinto L., García, M., Riquelme, R., Farías M., y Muñoz, N., 2013. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution, *Int. J. Earth Sci.*, doi:10.1007/s00531-012-0801-4. [online] Available from: <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s00531-012-0801-4> (Accessed 20 August 2012)
- Cobbold, P.R. y Castro, L., 1999. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics* 301, 1 –19.
- Coira, B., Davidson, C., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Special Issue, 18, 303–332.
- Cooper, M. A., Williams, G. D., 1989. Inversion tectonics. Geological Society of London Special Publication, 44, 376 p.
- Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez, C. 2003. The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°–27°S). *Proceedings 10th Congreso Geológico Chileno*, Concepción.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D., 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Sci. Rev.* 63, 169e247.
- Corvalán, J. 1965a. Geología General. In: *Geografía Económica de Chile*. Corporación de Fomento a la Producción, Santiago, 35–82.
- Corvalán, J. 1965b. Desarrollo de una plataforma durante el Triásico. In: RUIZ et al. (eds) *Geología y Yacimientos Metalíferos de Chile*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 34–40.
- Corvalán, J. 1976. El Triásico y Jurásico de Vichuquén-Tilicura y de Hualañé, Provincia de Curicó: Implicancias paleogeográficas y paleontológicas. *Actas 1er Congreso Geológico Chileno*, Santiago, 1, A138-A154.
- Corvalán, J. y Vergara, M. 1980. Presencia de fósiles marinos en las calizas de Polpaico. *Implicaciones paleoecológicas y paleogeográficas*. *Revista Geológica de Chile*, 10, 75–83.
- Coward, M. P., Gillerist, R., Trudgill, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. In: *The geometry of normal faults*. Roberts Alan, M., Yielding, G., and Freeman, B., eds., Geological Society Special Publications, 56, 93-112, London, United Kingdom.
- Cristallini, E.O. y Cangini, A., 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcán, Alta cordillera de San Juan. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas III: 85-92, Buenos Aires.
- Cristallini, E.O., Kay, S.M. y Ramos, V.A., 1994. Geoquímica de las volcanitas cretácicas y terciarias aflorantes en el límite argentino-chileno a los 32° de latitud sur. *VII Congreso Geológico Chileno*, Actas II: 1311-1315, Concepción

- Cristallini, E., Álvarez, P., Pérez, D. y Ramos, V., 1995. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, revista* 49 (1-2) (1994):165-183. Buenos Aires, Argentina.
- Cristallini, E., 1996a. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. Tesis Doctoral. Departamento de Ciencias geológicas. Universidad de Buenos Aires. Argentina.
- Cristallini, E., 1996b. La Faja Plegada y Corrida de la Ramada. En: Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, *Anales* 24, 349–386.
- Cristallini, E., Álvarez, P., Pérez, D. y Ramos, V., 1996. Carta Geológica de la región de La Ramada. Escala 1:100.000. Servicio Geológico Nacional, Argentina.
- Cristallini, E., 1998, 2000. Introducción a las fajas plegadas y Corridas. Inédito. Curso teórico-práctico. Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. (online <http://aviris.gl.fcen.uba.ar/Bibliografia/>)
- Cristallini, E.O. y Allmendinger, R.W., 2002. Backlimb trishear: a kinematic model for curved folds developed over angular fault bends. *Journal of Structural Geology*, 24 (2): 289-295.
- Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural Geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Canad. Petroleum Geol. Bull.* 18, 332-406.
- Dahlen, F.A., 1984. Non-cohesive critical Coulomb wedges: an exact solution. *Journal of Geophysical Research*, 89(B12): 10125-10133.
- Davis, D., Suppe, J. y Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88(B2): 1153-172.
- Davy, P. y Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188: 1-25.
- DeCelles, P.G. y Mitra, G., 1995. History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming, *Geological Society of America Bulletin*, 107: 454-462.
- Del Ventisette, Ch., Montarani, D., Sani, F., Bonini, M., 2006. Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. In: Tavnarnelli, E., Butler, R., Grasso, M. (Eds.), *Tectonic Inversion Processes and Structural Inheritance in Mountain Belts*. *J. Struct. Geol.* 28 (11), 2067e2083. doi:10.1016/j.jsg.2006.07.012.
- De Paor, D. y Einsenstadt, G., 1987. Stratigraphic and structural consequences of fault reversal: An example from the Franklinian Basin, Ellesmere Island. *Geology*, v. 15; no. 10; p. 948-949.
- Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T., Fabre, R., 2002. Analogue modeling of fault reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology* 24: 1741-1752.
- Ellis, P.G. y McClay K.R., 1987. Analogue models of extensional fault geometry. In: *Continental Extensional Tectonics*. Coward, M. P et al., eds, Geological Society of London Special Publication, 28, 109-125.

- Escobar, F., 1976. Paleontología y biostratigrafía del Triásico superior y Jurásico inferior (Hettangiano-Sinemuriano) en el área de Curepto, Provincia de Talca. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Erslev, E., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, v 19, p.617-620.
- Faccenna, C., Nalpas, T., Brun, J.P., Davy, P., 1995. The influence of pre-existing thrust faults on normal fault geometry in nature and in experiments. *Journal of Structural Geology* 17: 1139– 1149.
- Fariás, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Ph.D. Thesis, Universidad de Chile, Santiago, Chile
- Fariás, M.; Comte, D.; Charrier, R.; Martinod, J.; David, C.; Tassara, A.; Tapia, F. y Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, Vol. 29, TC3006.
- Fleuty, M.J. 1964. The description of folds. *Geological Association of London Proceeding*, V.75, p. 461-492.
- Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Fock, A., Charrier, R. Fariás, M., Maksaev, V., Fanning, M. y Álvarez, P. 2005. Exhumation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Barcelona, Spain, Extended Abstracts, 273–276
- Fock, A., Charrier, R., Fariás, M., Muñoz, M., 2006a. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 6, 48e55.
- Fock, A., Charrier, R., Maksaev, V., Fariás, M., Álvarez, P., 2006b. Evolución cenozoica de los Andes de Chile Central (33°-34°S). *XI Congreso Geológico Chileno vol II*, 205e208.
- Frutos, J. 1981. Andean tectonics as a consequence of sea-floor spreading. *Tectonophysics*, 72, T21-T32.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L. y Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile* 29(2): 207-225.
- Gana, P. y Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas 40Ar/39Ar y K–Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°–33°30pS). *Revista Geológica de Chile*, 24, 145–163.
- Gansser, A. 1973. Theories and facts on the Andes. *Journal of the Geological Society, London*, 129, 93–131.
- Gartrell, A., Hudson, C., Evans, B., 2005. The influence of basement faults during extension and oblique inversion of the Makassar Straits rift system: insights from analog models. *AAPG Bulletin* 89, 495–506.
- Gerth, H. 1955. *Der Geologische Bau der siidamerikanischen KordiUere*. Borntraeger, Berlin.
- Giambiagi, L., 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics* 369, 1–19.
- Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Álvarez, P. y Orts, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34°S. *Tectonics*, 22, 15-1–15-18.

- Giambiagi, L.B, Alvarez, P.P, Bechis, F. y Tunik, M.A., 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 662–671.
- Gibbs, A. D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 5, 153-160.
- Gibbs, A.D., 1987. Basin development, examples from the United Kingdom and comments on hydrocarbon prospectivity. *Tectonophysics*, 133,189-198.
- Gillcrist, G. M. ,Coward, M y Mugner, J.-L., 1987. Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodynamica Acta (Paris)*, 1, 5–34.
- Godoy, E., 1988. Y Klohn tenía razón: La Formación Colimapu recupera sus miembros basales. *Proceedings 5th Congreso Geológico Chileno, Santiago*, 3, H101–H120.
- Godoy, E. y Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°–34°: nuevos datos en la Cordillera Principal. *Proceedings 7th Congreso Geológico Chileno, Concepción*, 2, 1344–1348.
- Godoy, E., Navarro, M. y Rivera, O., 1996. Zonas triangulares en el borde occidental de la Cordillera Principal (32°30'-34°30'), Chile: una solución a la paradoja Abanico-Farellones. In XIII Congreso Geológico Argentino, y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, vol. 2, 373-381.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306, 217-236.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°, I: Hoja Chos-Malal. *Revista Geológica Argentina*, 1, 177–208.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E.R. 2000. Geodynamics of fl at subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin: *Tectonics*, v. 19, p. 814–833, doi:10.1029/1999TC001152.
- Gutscher, M.A., 2002. Andean subduction and their effect on the thermal structure and interpolate coupling, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 3–10.
- Hall, J., 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relationship with granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 7: 79-108.
- Hartley, A. J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J. y Jolley, E. J., 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28, 331–334
- Hatcher, R., 1995. *Structural Geology: principles, concepts and problems*. 525p. Prentice Hall
- Hayward, A.B. y Graham, R.H., 1989. Some geometrical characteristics of inversion. En M.A Cooper y G.D. Williams (Eds.): *Inversion Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 44: 17-39.
- Hervé, F., Thiele, R. y Parada, M. A., 1976. Observaciones geológicas en el Triásico de Chile central entre las latitudes de 35°30p y 40°00pS. *Actas 1er Congreso Geológico Chileno, Santiago*, 2, 43–52.
- Hiscott, R. N., 1979. Clastic sills and dikes associated with deep-water sandstones, Tourelle Formation, Ordovician, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1-10.
- Horton, B.K., 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, 18(6): 1292-1304.

- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scaled models as applied to the study of geological structures. *Geological Society of America Bulletin* 48: 1459-1520.
- Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 62: 355-372.
- Husson, L. y Sempere, T., 2003. Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow. *Geophysical Research Letters*, 128, 341-355.
- Isacks, B.L., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W. y Ramos, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la Placa de Nazca subductada. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas III: 587-606, Buenos Aires.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211-3231.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1976. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman Hall, London. 585 pp.
- Jara, P., Piquer, J., Pinto, L., Arriagada C., Charrier, R. y Rivera, O., 2009a. Perfiles estructurales de la Cordillera Principal de Chile Central: resultados preliminares. XII Congreso Geológico Chileno, Sesión 9-038, 4 pp., Santiago.
- Jara, P., Charrier, R., Farías, M. y Arriagada, C., 2009b. Geometric reconstruction and trishear model of folding: a case study in the western Principal Cordillera, Central Chile (34°15'S - 34°30'S). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 29: 413-418.
- Jara, P., y Charrier, R., 2011. Perfil estructural en la Alta Cordillera de Chile central a 32°15'S, 2011. Actas XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Patagonia, Argentina.
- Jolly, R.J.H. y Lonergan L, 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions, *Journal of the Geological Society*, Vol:159, ISSN:0016-7649, Pages:605-617
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A. and Ando, C. J. 1983a. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 341-361.
- Jordan, T. E., Reynolds, III, J. H. and Erikson, J. P. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16-33°30'S. In: Ruddiman, W. (ed.) *Tectonic Uplift and Climate Change*. Plenum Press, New York, 41-61.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20, 308-324.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Palaeozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17, 324-328
- Kay, S. M., Godoy, E. y Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central-Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 67-88.
- Kley, J., Monaldi, C. R. and Salfity, J. A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301, 75-94.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95 p.

- Koopman, A., Speksnijder, A., Horsfield, W.T., 1987. Sandbox model studies of inversion tectonics. In: Ziegler, P.A. (Ed.), *Compressional Intra-plate Deformations in the Alpine Foreland: Tectonophysics*, 137, pp. 379–388.
- Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixture. *Tectonophysics* 188, 203–207.
- Larson, R. L., 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19, 963–966.
- Levi, B. y Aguirre, L., 1981. Ensisalic spreading-subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 138, 75–81.
- Levi, B. y Nyström, J.O., 1982. Spreading subsidence and subduction in central Chile: a preliminary geochemical test in Mesozoic Paleogene rocks. III Congreso Geológico Chileno. Actas I(B): 2836, Concepción, Chile.
- Likerman, J., Burlando, J.F., Cristallini, E.O. y Ghiglione, M.C., 2013. Along-strike structural variations in the Southern Patagonian Andes: Insights from physical modeling. *Tectonophysics*, 590 : 106–120. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.01.018
- Litvak, V.D., 2009. El volcanismo Oligoceno superior – Mioceno inferior del Grupo Doña Ana en la Alta Cordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64 : 201–213.
- LLambías, E. J. y Sato, A. M., 1990. El Batolito de Colangüil (29–31°S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17, 89–108.
- LLambías, E. J., Kleiman, L. E. y Salvarredi, J. A., 1993. El magmatismo gondwánico. In: RAMOS, V. A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Proceedings of 12th Congreso Geológico Argentino and 2nd Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza, Relatorio, 53–64.
- LLambías, E. J., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. 1. El magmatismo gondwánico durante el Palaeozoico Superior-Triásico. *Geología Argentina, Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales*, Buenos Aires, 29(14), 349–363.
- LLambías, E. J., 2001. Complejos magmáticos triásicos al norte de los 40°S. In: ARTABE, A. E., MOREL, E. M. & ZAMUNER, A. B. (eds) *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plara, Argentina, 55–68.
- Lowell, J.D., 1974. Plate tectonics and foreland basement deformation. *Geology* 2, 275–278.
- 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., Zentilli, M., Munizaga, F. y Charrier, R., 2003. Denudación/alzamiento del Mioceno Superior – Plioceno Inferior de la Cordillera de Chile Central (33°-35°S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Sesión Temática 1.
- Maksaev, V., Munizaga, F., Zentilli, M. y Charrier, R., 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33–35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. *Andean Geology* 36 (2): 153–171.
- Malumián, N. y Ramos, V.A. 1984. Magmatic intervals, transgression–regression cycles and oceanic events in the Cretaceous–Tertiary of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 228–237.

- Maceda, R. y Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. In Tankard, A., Suarez, R. & Welsink, H. (eds) Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, 369–382.
- Martínez-Pardo, R., Gallego, A. y Martínez-Guzmán, R., 1994. Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago Basin, central Chile. *Revista Geológica de Chile*, 21, 173–187.
- McClay, K.R., 1989. Analogue models of inversion tectonics. In: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics*. Special Publication 44. Geological Society, London, pp. 41e59.
- McClay, K.R., 1990. Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems. In: *Continental Extensional Tectonics*. Reutter, E. H., Knipe, R. J, eds., Geological Society of London Special Publication, 54, 445-454.
- McClay, K.R., 1995. The geometries and kinematics of the inverted fault Systems: a review of analogue model studies. In: *Basin Inversion*. Buchanan, J. G., and Buchanan, P. G, eds., Geological Society of London Special Publication, 88, 97-118.
- McClay, K.R., White, M.J., 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Mar. Petrol. Geol.* 12 (2), 137e151.
- McClay, K.R., 1999. *Tectonic regimes and fault systems: structural geology for petroleum exploration*. Short Course. Professor of Royal Holloway, University of London.
- Medwedeff, D.A. y Suppe, J., 1997. Multibend fault-bend folding. *Journal of Structural Geology*. 19 (3-4): 279-292.
- Mitra, S., 1993. Geometric and kinematic evolution of inversion structures. *AAPG Bulletin*, 77, 1159-1191.
- Morley, C.K., 1986. A classification of thrust fronts. *American Association of Petroleum Geologists*. 70: 12-25.
- Moscoso, R., Padilla, H. y Rivano, S., 1982. Hoja Los Andes, Región de Valparaíso. Servicio nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°52, 67p.
- Mosquera, A., 1990. Estudio geológico del extremo sur de la cordillera del Medio y Valle del río Mercedario, provincia de San Juan. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura (inédito), 94 pp., Buenos Aires.
- Mosquera, A. y Zapata, T., 1991. Análisis e interpretación estructural de las cordilleras casa de Piedra y del Medio, sur de la Cordillera Principal sanjuanina, Argentina. VI° Congreso geológico Chileno. Actas: 742-746, Viña del Mar, Chile.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas, M.T. y Reinemund, J.A. (Ed.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources*: 59-90. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series 11, Houston
- Mpodozis, C. y Kay, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28–31°S). *Revista Geológica de Chile*, 17, 153–180.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481 - 497.

- Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C. y Perelló, J., 2009. Geocronología U/Pb y tectónica de la región Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina. XII Congreso Geológico Chileno. Santiago, Chile. Actas Digitales.
- Munizaga, F. y Vicente, J.C., 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo mioceno en los Andes del Aconcagua (La. 32-33° S): Datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, 16, 3-21.
- Muñoz Cristi, J. 1960. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la zona central del país. *Revista Minerale*s, Santiago, 69, 28-46.
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J.O., Féraud, G. y Demant, A., 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50pS). *Revista Geológica de Chile*, 33(1), 109-140.
- Mussini, M., 1989. Estudio geológico de la región del Cristo Redentor de Los Andes, Límite Argentino-chileno. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura (inédito), Buenos Aires.
- Nalpas, T. & Brun, J.P. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, 228 : 349-362. DOI: 10.1016/0040-1951(93)90348-N
- Nalpas, T., 1996. Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de subsurface et modélisation analogique. Ph.D. thesis, Géosciences Rennes, Université de Rennes, France, 245 pp. ISBN: 2-905532-70 X.
- Nalpas, T., Le Douran, S., Brun, J.P., Untrnehr, P., Richert, J.P., 1995. Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation. *Sedimentary Geology* 95, 237-250.
- Nasi, C. y Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del río Maipo, entre Melipilla y Laguna de aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile* 16, 81-99.
- Niemeyer, H., 2008. *Geología Estructural*. RiL Editores. Primera edición, 292p. ISBN: 9789562845939
- Nur, A. y Ben-Avraham, Z. 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. *Geological Society of America Memoir*, 154, 729-740.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D. y Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). *Geological Society of America, Bulletin* 115(12), 1523-1537.
- Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G. y Fornari, G., 2007. Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'-24°S): geochemistry and petrogenesis. *Revista Geológica de Chile* 34(2): 209-232.
- Padilla, H., 1981. Contribución a la Geología y Petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 33°45' S y 33°S. Memoria de título. Universidad de Chile, 329p.
- Panien, M., Schreurs, G., Pfiffner, A., 2005. Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence of basin orientation and basin fill. *Journal of Structural Geology* 27(3): 433- 445.
- Parada, M. A., Rivano, S., Sepúlveda, P. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 249-260.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, N° 3, p. 233-284.

- Pérez, D.J., 1995. Estudio geológico del cordón del Espinacito y regiones adyacentes, provincia de San Juan. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral (inédita), 262 pp., Buenos Aires.
- Pérez, D.J. y Ramos, V.A., 1996. Los depósitos sinorogénicos. En: Ramos, V.A. (ed.) Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Anales 24, 387-422.
- Pilger, R. H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes. Geological Society of America, Bulletin, 92, 448-456.
- Pilger, R. H. 1983. Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. In: CABRÉ, R. (ed.) Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs, AGU, Washington, DC, Geodynamics Series, 9, 113-125.
- Pilger, R. H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. Journal of the Geological Society of London, 141, 793-802.
- Pinto, L., Muñoz, C., Nalpas, T., Charrier, R., 2010. Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling. Journal of Structural Geology 32, 554-565.
- Piracés, R. 1976. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la Cuesta Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile. Proceedings 1st Congreso Geológico Chileno, Santiago, 1, A65-A82.
- Piracés, R. 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, región de Aconcagua. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Poblet, J., 2004. Geometría y Cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos. Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo, 24: 127-146.
- Ramberg, H., 1981. Gravity, Deformation and the Earth's Crust. Academic Press, London: 452 pp.
- Ramos, V.A., 1988. The Tectonics of Central Andes: 30° to 33°S latitude. En S. Clark y D. Burchfiel (eds). Processes in Continental Lithospheric Deformation. Geological Society of America. Special Paper 218:31-54.
- Ramos, V.A. y Cingolani, C., 1989. La granodiorita Matienzo, intrusivo mioceno de la Alta cordillera de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 43(3) (1988): 404-408, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Rivano, S., Aguirre-Urreta, M.B., Godoy, E. y Lo Forte, G.L., 1990. El Mesozoico del cordón del Límite entre Portezuelo Navarro y Monos de Agua (Chile-Argentina). XI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 43-46, San Juan.
- Ramos, V.A. y S.M. Kay, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En R.S. Harmon y C.W. Rapela (eds.) Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91, Boulder.
- Ramos, V. A. y Kay, S. M., 1992. Southern Patagonia plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collision. Tectonophysics, 205, 261-282.
- Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca IX(31): 2-9, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Aguirre-Urreta, M.B., 1992. El Neocomiano de los Andes Centrales de Argentina y Chile. III Congreso geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas Simposios 4: 75-79, Salamanca.

- Ramos, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°–33°S latitude). In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, 249–261.
- Ramos, V.A., 1996. Evolución Tectónica de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza. En: Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, *Anales* 24, 447–460.
- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Cegarra, M., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F. y Pérez, D., 1996. *Geología de la región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Argentina. Subsecretaría de la Nación, *Anales* 24, 510 pp.
- Ramos, V.A., 1999. El Segmento de Subducción Subhorizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos. *Acta Geológica Hispánica*, v. 32 . no 7, p. 5-16
- Ramos, V.A., Cristallini, E. y Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 59–78.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W. (eds.) *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, Geological Society of America, *Memoir* 204: 31-65.
- Rauld, R., Vargas, G., Armijo, R., Ormeño, A., Valderas, C. y Campos, J., 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. En: *Actas XI Congreso Geológico Chileno (CD-ROM)*, Antofagasta, Chile.
- Rauld, R., 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis para el grado de Doctor en Ciencias mención Geología. Departamento de Geología Universidad de Chile. Santiago, 311 p.
- Rebolledo, S. y Charrier, R. 1994. Evolución del basamento Palaeozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31–32°S). *Revista Geológica de Chile*, 21(1), 55–69.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1975. *Depositional Sedimentary Environments*. Berlin, Springer-Verlag. 439p.
- Reutter, K.-J. 2001. Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 37(1/2), 5–37.
- Rich, J. L., 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. *A.A.P.G. Bull.*, 18, 1584-1596.
- Rivano, S. y Sepúlveda, P., 1985. Las calizas de la Formación Huentelauquén: Depósitos de aguas templadas a frías en el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior. *Revista Geológica de Chile*, 25–26, 29–38.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M. y Puig, A., 1985. Geocronología de las rocas intrusivas entre los 31°–32° L.S., Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24, 63–74.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Puig, A. y Hervé, M., 1986. Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27, p. 27-32.
- Rivano, S., E. Godoy, M. Vergara y R. Villaroel, 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34°S). *Revista Geológica de Chile* 17(2): 205-214, Santiago.

- Rivano, S. y Sepúlveda, P., 1991. Hoja Illapel. Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 69, 1–132.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. y Espiñeira, D., 1993. Mapa Geológico de las Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 73
- Rivera, O. y Cembrano, J., 2000. Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas oligo-miocénicas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00'-34°30'S). IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, vol. 2, 631-636.
- Rivera, O. y Yañez, G., 2007. Geotectonic Evolution of the Central Chile Oligo- Miocene Volcanic Arc, 33-34° S: Towards a Multidisciplinary Re-interpretation of the Inherited Lithospheric Structures. In Geosur, Abstracts. Santiago. Chile. Santiago de Chile, 138.
- Rodríguez, M.P., Charrier, R., Brichau, S., Carretier, S., De Parseval, P, Farías, M. y Ketcham, R.A. Thermochronometric constraints on the development of the Andean topographic front in north central Chile (28.5-32°S). 2013 Submitted, Tectonics.
- Roeder, D., 1973. Subduction and Orogeny. *J. Geophys Res.*, 78(23). 5005-5024.
- Rolleri, E. O. y Criado Roqué, P., 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. *Proceedings 3rd Jornadas Geológicas Argentinas*, 1, 1–76.
- Rowe, C.A., Mustard, P. S., Mahoney, J.B., Katnick, D.C., 2002. Oriented clastic dike swarms as indicators of paleoslope? An example from the upper Cretaceous Nanaimo Group, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 192-200.
- Russo, R.M. y Silver, P.G., 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology* 24:51 1-14
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P., Paquereau, T., 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: The role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics* 226:97-112.
- Schiller, W. 1912. La alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de San Juan. *Anales del Ministerio de Agricultura, Dirección de Minas, Geología é Hidrología*, Buenos Aires, Tomo VII, 5.
- Schilsche, R., Olsen, P., 1990. Quantitative filling model for continental extensional basins with applications to Early Mesozoic rifts of Eastern North America. *Journal of Geology*, 98, 135-155.
- Schilsche, R., 1990. Half-graben basin filling models: New constraints on continental extensional basin development. *Basin Research*, 3, 123-141.
- Scisciani, V., 2009. Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). *Journal of Structural Geology* 31, 1276–1294.
- Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'- 33°30'S, 70°30'- 70°45'O), Chile Central. *Estratigrafía y Geoquímica*. Tesis Doctoral, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, 154 pp.
- Sellés, D., 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, vol. 1, 555-558.

SERNAGEOMIN. 2002. Mapa Geológico de Chile, escala 1: 1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Sibson, R.H., 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. In: Basin Inversion. J. G. Buchanan, and P. G. Buchanan, eds., Geological Society Special Publication, 88, 3 19.

Silver, P.G., Russo, R.M. y Lithgow-Berteloni, C., 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science*, 279: 60-63.

Sobolev, S.V. y Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology*, 33: 617-620.

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

Spichiger, S., 1993. Geología y estilo estructural de un perfil de los Andes chilenos a 35° de L. S, con énfasis en la Cordillera de la Costa, VII Región. Thesis, Departamento de Geología, University of Chile.

Steinmann, G., 1929. *Geologie von Peru*. Kart Winter, Heidelberg.

Stipanovic, P.N., 2001. Antecedentes geológicos y paleontológicos. In: Artabe, A.E., Morel, E.M. & Zamuner, A.B. (eds) *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plata, Argentina, 1–21.

Suárez, M. y Bell, M., 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°–29°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 6, 109–121.

Suppe, J., 1983. Geometric and kinematic of fault-bend folding. *American Journal of Science*, Vol. 283, P.684-721.

Suppe, J., 1985. *Principles of Structural geology*. Prentice hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

Suppe, J. y Medwedeff, D., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.* 83/3:409-454.

Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S. y Hackney, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *J. Geophys. Res.*, 111 (B9): pp. B09404.

Thiele, R., 1965. El Triásico-Jurásico del Departamento de Curepto en la Provincia de Talca. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Publicación 28.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.

Thiele, R. y Morel, R. 1981. Tectónica triásico-jurásica en la Cordillera de la Costa, al Norte y Sur del río Mataquito (34°45p–35°15pS), Chile. *Revista Geológica de Chile*, 13–14, 49–61.

Thomas, H., 1958. Geología de la cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 2: 1-80, Santiago.

Thomas, W.A. y Astini, R.A., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 67–79.

Tron, V. y Brun, J.P., 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* 188, 71e84.

- Tunik, M y Álvarez, P., 2008. Análisis y edad de la sección calcárea de la Formación Las Chilcas (Chile) y sus implicancias para la correlación con unidades de Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* v. 63 n. 3, Buenos Aires.
- Turner, J. P., Williams, G.A. ,2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews*, 65, 277-304.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M., 2007. *Structural Geology*. Freeman and Co.: 736 pp. New York.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18: 172-190, São Paulo.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic extensión and the formation of Argentine sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists. Memoir* 46: 599-614. Tulsa.
- Van Hunen, J., van den Berg, A.P., and Vlaar, N.J., 2004, Various mechanisms to induce present-day shallow fl at subduction and implications for the younger Earth: A numerical parameter study: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 146, p. 179–194, doi: 10.1016/j.pepi.2003.07.027
- Vergara, M. y Drake, R., 1978. Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. *Revista Comunicaciones*, Vol. 23, p. 1-11.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R. y Drake, R., 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30pS–34°35pS). *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 199–209.
- Vergara, M., Rivano, S. y Anex, P., 1993. Características geoquímicas de las rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres, cordillera Principal (31°-32°S). *Estudio Preliminar. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 4: 166-170, Buenos aires
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. y Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological. Society of America Bulletin*, 107, 1427–1440.
- Vergara, M., Morata, D., Villarroel, R., Nyström, J. y Aguirre, L., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rock from “Cerro El Abanico”, Santiago Andean Cordillera (33°30’ S, 70° 30’ – 70° 25’ W). *Proceedings Fourth ISAG, Göttingen (Germany)*, p. 785-788.
- Vicente, J.C., 1972. Aperçu sur l'organization et l'evolution des Andes argentino-chiliennes centrales au paralléle de Aconcagua. *XXIV International Geological Congress, Section 3*: 42-436, Ottawa.
- Vicente, J.C., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, C. y Rivano, S., 1973. La orogénesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. *V Congreso Geológico Argentino*, Actas V: 81-98, Buenos Aires.
- Vicente, J.C., 1976. Exemple de “Volcanisme inicial euliminaire”: les complexes albitophyriques néotriassiques et mesojurassiques du secteur côtier des Andes méridionales centrales (32° a 33° L. Sud). In: González, O. (ed.) *Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior*, Nápoles, 267–329.
- Volkheimer, W., M.O. Manceñido y S.E. Damborenea, 1978. La formación Los Patos (nov.form), Jurásico inferior de la alta cordillera de la provincia de San Juan (República Argentina), en su localidad tipo (río de los Patos Sur). *Asociación Geológica Argentina, Revista* 32(4): 300-311, Buenos Aires.

- Weaver, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, Memoir 1: 1-469, Seattle.
- Weijermars, R., Jackson, M.P.A., Vendeville, B., 1993. Rheological and tectonics modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, Vol. 217, p. 143-174.
- White, N.J., Jackson, J.A. y McKenzie, D.P., 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in the hanging walls. *Journal of Structural Geology*. 8 (8): 897-909.
- Williams, G.D., Powell, C.M., Cooper, M. A., 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: *Inversion tectonics*. Cooper, M. A., and Williams, G. D, eds., Geological Society (London) Special Publication 44, 44, 3-15.
- Willingshofer, E. y Sokoutis, D., 2009. Decoupling along plate boundaries: Key variable controlling the mode of deformation and the geometry of collision mountain belts, *Geology*, 37 (1) 39-42;
- Winocur, D. y Ramos, V.A., 2008. Geología y Estructura del sector norte de la Alta Cordillera de la provincia de San Juan. 17º Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 166-167, Jujuy.
- Winocur D., 2010. Geología y estructura del Valle del Cura y el sector central del Norte Chico, provincia de San Juan y IV Región de Coquimbo, Argentina y Chile. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires. (inédito) 354 p. Buenos Aires.
- Winocur, D. y Ramos, V.A., 2012. Oligocene Extensional Tectonics at the Main Andes. Valle del Cura Basin, San Juan Province, Argentina. XIII Congreso Geológico Chileno, Actas p.250-252. Antofagasta, Chile.
- Winocur D, Litvak, V.D., y Ramos, V.A., 2013 (En prensa), Magmatic and Tectonic Evolution of the Oligocene Valle del Cura Basin, Main Andes of Argentina and Chile: Evidence for Generalized Extension, Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina, Geological Society, London.
- Xiao, H., y Suppe, J., 1992. Origin of rollover: *AAPG Bulletin*, v. 76, p. 509-525.
- Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Zamora, G. y Varadé, R., 2007. Sistema compresivo sobreimpuesto a un rift oblicuo: aplicaciones en la faja plegada y corrida de Malargüe, Sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (I), 124-138.
- Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Fantín, J., Valcarce, G.Z., Bottesi, G. y Varadé, R., 2008. Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology* 30, 839-853.
- Yagupsky, D.L., 2009. Metodología para el estudio de sistemas compresivos y de sus controles estructurales. Tesis Doctoral, Inédito, versión digital: www.digital.bl.fcen.uba.ar. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Yamada, Y. y McClay, K.R., 2003a. Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. *Journal of Structural Geology* 25, 1551-1560.
- Yamada, Y. y McClay, K.R., 2003b. Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 2: insights for possible along strike migration of material during 3D hanging wall deformation. *Journal of Structural Geology* 25, 1331-1336.

Yamada, Y. y McClay, K.R., 2004. Analog modeling of inversion thrust structures. Experiments of 3D inversion structures above listric fault systems. In: McClay, K.R. (Ed), Thrust Tectonics and Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82, 276–302.

Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., y Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernandez-Maipo major tectonic transition of the Nazca- Andean subduction system at 33–34°S: Geodynamic evidence and implications, *J. S. Am. Earth Sci.*, 15, 23– 38.

Yañez, G. y Cembrano, J., 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 109, 6325–6345.

Yañez, G. A., Ranero, C. R., Von Huene, R. y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°– 34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6325–6345

Zehnder, A.T. y Allmendinger, R.W., 2000. Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology* 22.1009±1014

Zonenshayn, L. P., Savostin, L. A. y Sedov, A.P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. *Geotectonics*, 18, 181–195.

Zurita, E., 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico=Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 156 p.

ANEXOS

A Tabla de correlaciones cronoestratigráficas

(Compilado en base a las referencias que se presentan en ésta)

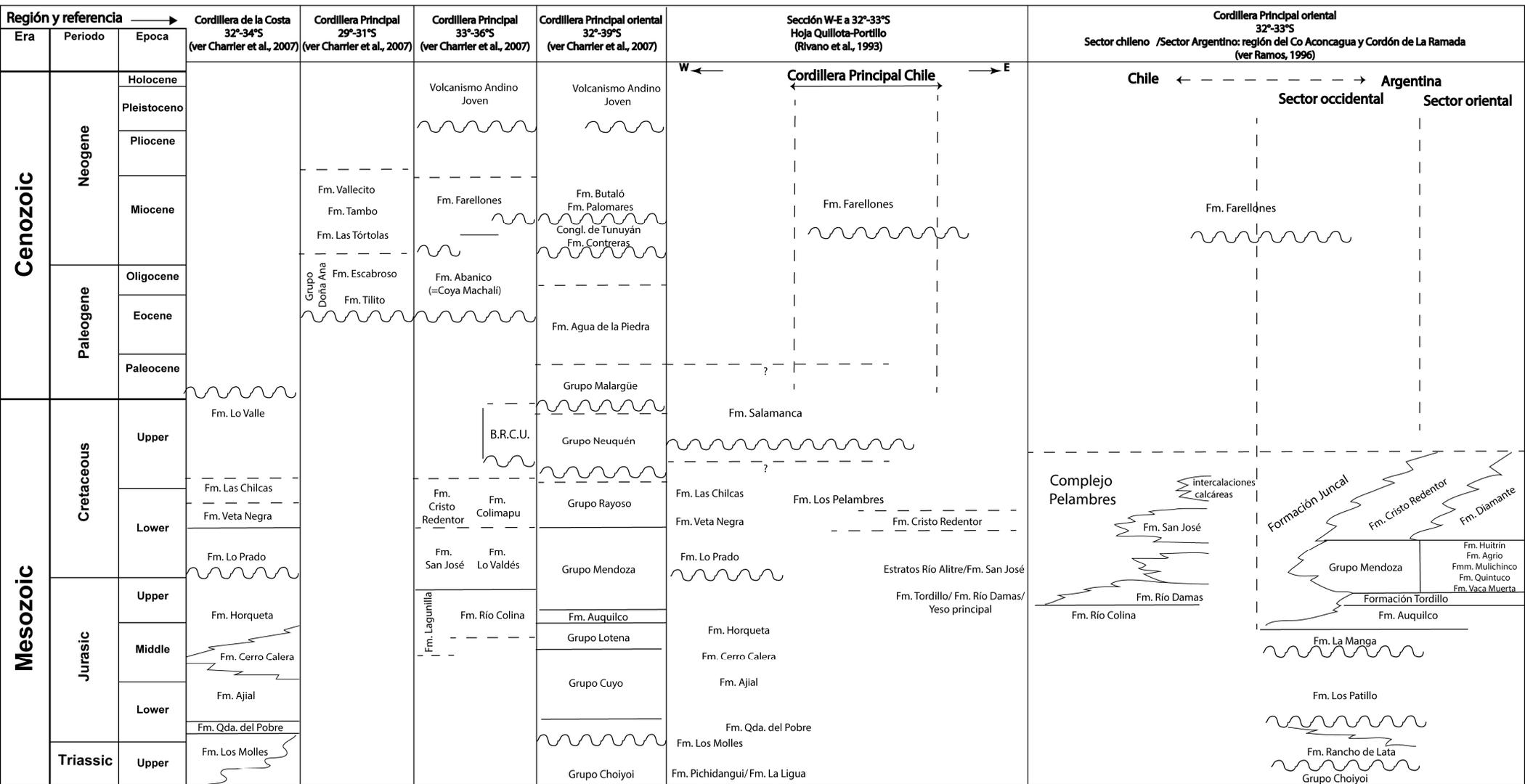
B Trabajos relacionados a esta tesis

(Presentaciones a congresos citados en el texto)

C Descripción de cortes transparentes.

ANEXO A

Tabla de correlaciones cronoestratigráficas



ANEXO B

Presentaciones relacionadas a esta tesis.

Jara, P., Piquer, J., Pinto, L., Arriagada C., Charrier, R. y Rivera, O., 2009a. Perfiles estructurales de la Cordillera Principal de Chile Central: resultados preliminares. XII Congreso Geológico Chileno, Sesión 9-038, 4 pp., Santiago.

Jara, P., Charrier, R., Farías, M. y Arriagada, C., 2009b. Geometric reconstruction and trishear model of folding: a case study in the western Principal Cordillera, Central Chile (34°15'S – 34°30'S). Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 29: 413-418.

Jara, P., y Charrier, R., 2011. Perfil estructural en la Alta Cordillera de, Chile central a 32°15'S, 2011. Actas XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Patagonia, Argentina.



Perfiles estructurales de la Cordillera Principal de Chile Central: resultados preliminares

Jara, P.¹, Piquer, J.², Pinto, L.¹, Arriagada C.¹, Charrier, R.¹, Rivera, O.²

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

(2) Exploraciones Mineras Andinas S.A., Apoquindo 4775, oficina 602, Santiago, Chile

pajara@ing.uchile.cl

Introducción

En el marco del proyecto Anillo ACT-18 se ha realizado una recopilación y homogenización de la información geológica disponible en la Cordillera de los Andes entre los *ca.* 31°30' y 35°00' (Fig. 1) con la cual se han construido una serie de perfiles estructurales E-W entre la Depresión Central y la frontera chileno-argentina, con el objetivo de entender el control de las estructuras mayores en la evolución de esta parte del orógeno, y el rol que tienen las mismas en el ascenso de cuerpos intrusivos y el emplazamiento de sistemas hidrotermales del período Mio-Plioceno.

La historia geológica del Eoceno al Mioceno de este segmento andino está caracterizada por actividad volcánica coetánea con el desarrollo de una cuenca extensional (Cuenca de Abanico) y su posterior inversión tectónica, actividad magmática sin y post-inversión, alzamiento andino, conformación geomorfológica, horizontalización de la placa, y la colisión de la dorsal de Juan Fernández ([1-5]).

Descripción de Perfiles Estructurales

Los perfiles se han localizado a aproximadamente la latitud de ocho valles fluviales de Chile central y corresponden a: 1) Estero Cenicero, 2) Río Choapa-Alicahue, 3) Río Rocín, 4) Río Aconcagua, 5) Río Maipo, 6) Río Cachapoal, 7) Río Tinguiririca y 8) Río Teno. Estos perfiles se han construido en base a la recopilación de información geológica pública, trabajos inéditos de Codelco GCEX-EMSA y trabajos de terreno realizados en el marco del proyecto Anillo ACT-18. Dicha información sirvió para elaborar un mapa geológico compilado de la zona de estudio, del cual se tomaron los datos que fueron traspasados a las secciones. La figura 2 muestra un esquema de cinco de estos perfiles (Río Alicahue, Río Rocín, Río Aconcagua, Río Maipo y Río Teno) que



XII Congreso Geológico Chileno
Santiago, 22-26 Noviembre, 2009



permite comparar la deformación en los segmentos norte, central y sur de la zona de estudio (Fig. 1).

Los perfiles construidos permiten visualizar las diferencias en los estilos deformacionales a distintas latitudes de la zona a estudiar, el quiebre de continuidad de las estructuras mayores, su control sobre la acumulación de secuencias volcano-sedimentarias neógenas y su posterior deformación, y sobre el ascenso y emplazamiento de cuerpos intrusivos.

Estas secciones se han construido mediante el método kink en base a datos de superficie, por lo que se considera que la interpretación estructural de estos datos es confiable hasta una profundidad cercana a 5km, profundidad dada también por esta reconstrucción; por esto, los perfiles que aquí se presentan (Fig.2), corresponden a una etapa preliminar en el desarrollo de secciones que posteriormente deben ser complementadas con datos que permitan interpretar el estilo de deformación a profundidades mayores, para así realizar el balanceo estructural de éstas y comprender como estas estructuras han controlado la evolución de la Cordillera Principal Andina.

Discusión

Destaca el notorio cambio N-S en el ancho (dirección E-W) que ocupan las unidades Cenozoicas (Fig. 2); éste disminuye hacia el norte, lo que podría corresponder a un ancho de cuenca menor en el momento de depósito de estas unidades o de un angostamiento posterior debido a un mayor acortamiento y erosión a esas latitudes. En las cinco secciones presentadas se observa que el límite occidental del segmento de la Cordillera Principal muestra un predominio de fallas inversas de vergencia oeste y pliegues suaves de longitud de onda mayor a lo que se observa en el sector oriental, donde predominan estructuras de vergencia al este. Se observa además que las fallas inversas de vergencia este ubicadas en el sector central de la Formación Abanico producen deformación de las unidades volcánicas y controlan fuertemente la ubicación de complejos intrusivos del Mio-Plioceno. Destaca asimismo el quiebre en la dirección de las estructuras inversas entre perfiles contiguos, tanto del margen occidental como oriental de la cuenca volcanotectónica. Trabajos previos [6] explican este quiebre como producto de una segmentación original de la cuenca, dividida en subcuencas limitadas por estructuras oblicuas al margen y/o como resultado de una deformación controlada en parte por heterogeneidades del basamento bajo la cuenca. La segmentación de la Cuenca Abanico a través de estructuras oblicuas NW y NE, que actúan inflectando y desplazando las escamas de falla inversa que invierten la cuenca, ha sido propuesta como un elemento de primer orden en la evolución del arco volcánico Oligo-Mioceno [6].

Las actividades a corto plazo contemplan unir la interpretación estructural con datos geofísicos (AMT, sísmica, gravimetría, etc.) con el fin de elaborar un modelo tridimensional que relacione los procesos de acumulación volcano-sedimentaria,



XII Congreso Geológico Chileno
Santiago, 22-26 Noviembre, 2009

deformación sintectónica y post-tectónica y el emplazamiento de intrusivos mineralizadores.

Referencias

- [1] Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *J. S. Am. Earth Sci.*, vol. 15 (1), 117-139.
- [2] Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A.R., 2005. The Abanico extensional basin: regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, vol. 236, 43-77.
- [3] Fock, A., Charrier, R., Maksaev, V., Fariás, M., Alvarez, P., 2006b. Evolución cenozoica de los Andes de Chile Central (33°-34°S). XI Congreso Geológico Chileno, vol. II, pp. 205-208.
- [4] Fariás, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Cáceres, and D. Comte(2008), Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S), *Tectonics*, vol. 27, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.
- [5] Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *J. S. Am. Earth Sci.*, vol. 15, p. 23-38.
- [6] Rivera, O. & Yáñez, G. (2007). Geotectonic Evolution of the Central Chile Oligo-Miocene Volcanic Arc, 33-34°S: Towards a Multidisciplinary Re-interpretation of the Inherited Lithospheric Structures. GEOSUR 2007, Congreso Internacional sobre Geología y Geofísica del Hemisferio Sur, Santiago, Chile. Libro de Resúmenes, p. 138.



XII Congreso Geológico Chileno
Santiago, 22-26 Noviembre, 2009

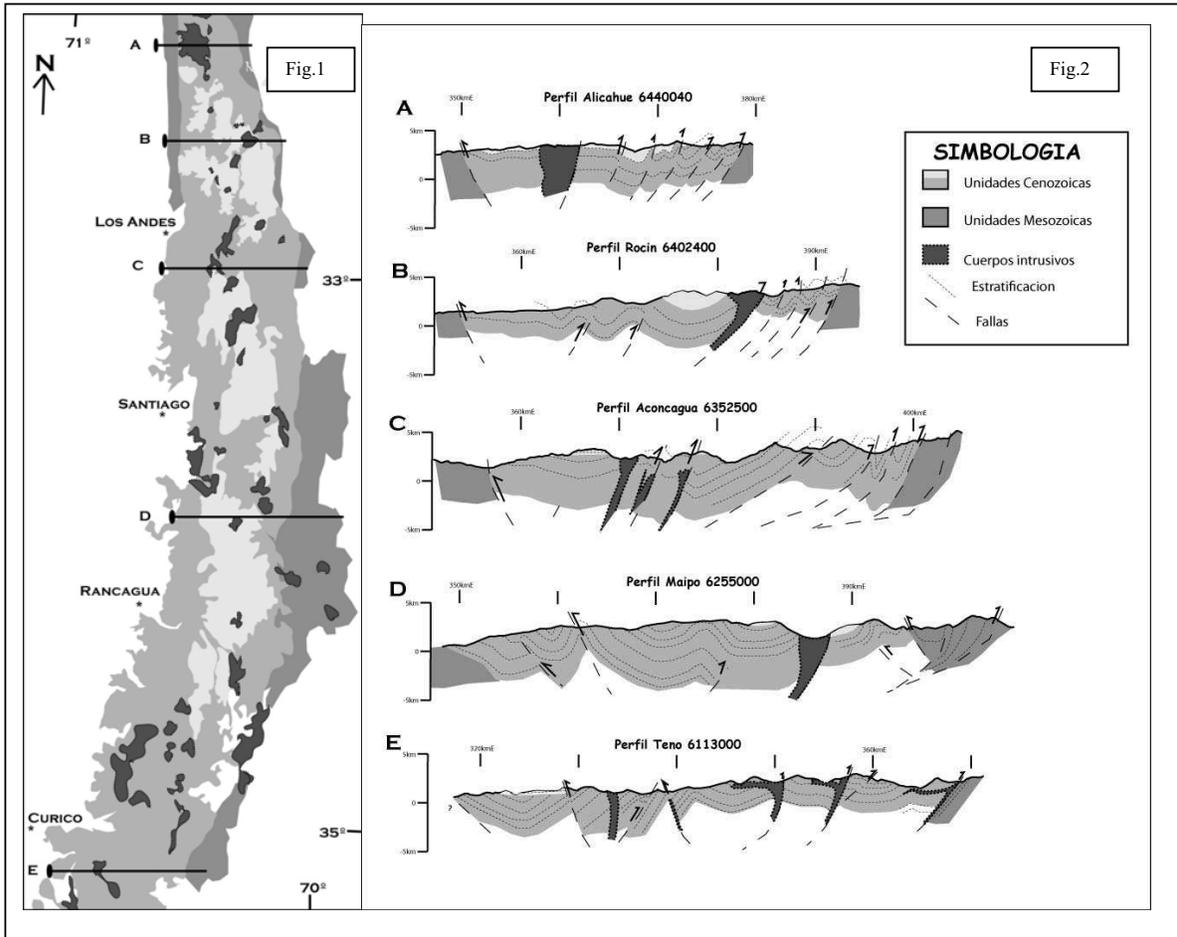


Fig. 1: Ubicación de Perfiles.
Fig. 2: Perfiles Estructurales Simplificados A-E.



Geometric reconstruction and trishear model of folding: a case study in the western Principal Cordillera, Central Chile (34°15'S – 34°30'S)

P. JARA^{1*}, R. CHARRIER¹, M. FARÍAS^{1, 2} AND C. ARRIAGADA¹

¹*Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.*

²*Departamento de Geofísica, FCFM, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.*

**e-mail: pajara@ing.uchile.cl*

Abstract: The western Principal Cordillera consists of thick volcanic successions accumulated in an extensional basin and deformed in Early Neogene times during tectonic inversion of the basin. In the study region, key-layers are lacking and, for this reason, geometrical reconstructions are difficult. The main structure is a N-S-oriented syncline bounded by faults. Reconstructions using the fault-propagation fold and trishear models indicate that this structure is controlled by faults, a western (WF, cut-off angle ~40-60°) and an eastern fault (EF, cut-off angle ~20°). WF, the most important one, is interpreted as an inverted normal fault associated with basin inversion, whereas EF is interpreted as a short-cut related to WF. Shortening is 2-3 km (~30%).

Keywords: Andes, Central Chile, Principal Cordillera, Cenozoic, structural analysis.

Structural models and balanced cross-sections in the Southern Central Andes have been mostly constructed in regions where shortening was accommodated in predominantly sedimentary successions, generally in the back arc. Such successions contain easily recognizable layers, which facilitate structural mapping and geometrical reconstructions. Because of the lack of key layers it has been difficult to construct reliable balanced cross-sections and structural models in the monotonous, predominantly volcanic Cenozoic rocks in the fore arc. In this contribution, we present a structural model based on six W-E-oriented cross-sections across a broad syncline with a very tight fault-bounded core, which is located in the western Principal Cordillera in Central Chile. This structure records the last major compressive tectonic event in this region.

Geological and structural setting

The Principal Cordillera in Central Chile and Central-Western Argentina (33°S-35°S) consists of Cenozoic and Mesozoic units, intruded by several Miocene-Pliocene plutonic bodies. The stratified Cenozoic units correspond to the Abanico and the Farellones formations. The Late Eocene to Late Oligocene-Early Miocene Abanico formation consists of a 3000 m thick volcanic and volcano-clastic succession with minor sedimentary intercalations deposited in an extensional basin. The Early-Middle Miocene, 3000 m thick Farellones formation, consists predominantly of volcanic deposits formed during inversion of the basin. Mesozoic sequences correspond to marine and continental sedimentary deposits exposed on the easternmost part of the Principal Cordillera in

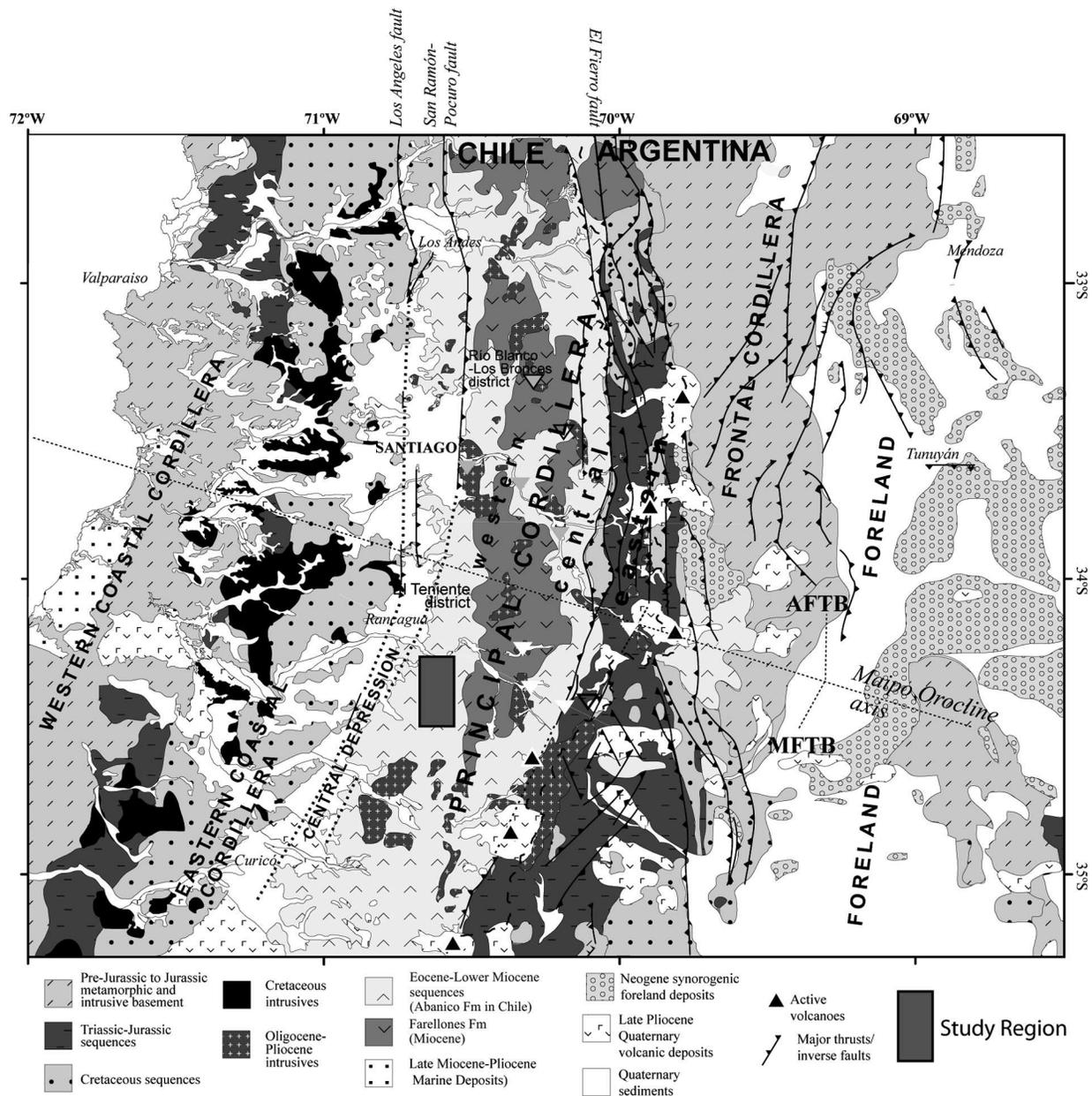


Figure 1. Simplified geological map of Central Chile and Western-Central Argentina. Compiled by Farias *et al.* (2008).

Chile and extending eastwards on the Argentinean flank of the Cordillera (Fig. 1). Deformation of the Cenozoic succession is mainly concentrated in the Abanico formation, while the Farellones formation is generally mildly folded.

Structural features in the study region

The study region, located in the western Principal Cordillera between 34°15'S – 34°30'S, is characterized by an intense contractive deformation affecting the Cenozoic sequence. The structural features

observed in the Cenozoic units have been attributed to thick-skinned deformation related to basin inversion during the Miocene (Charrier *et al.*, 2002, 2005; Fock *et al.*, 2006).

The structural array consists of a 2 km-wavelength syncline (Co. Alto de Los Peñascos syncline, figure 2) with a very tight fault-bounded core. Layers on both sides of the faults dip in opposite directions. These layers and the flanks of the syncline suggest the presence of anticline crests “broken” by the movement of two reverse faults: a western (WF)

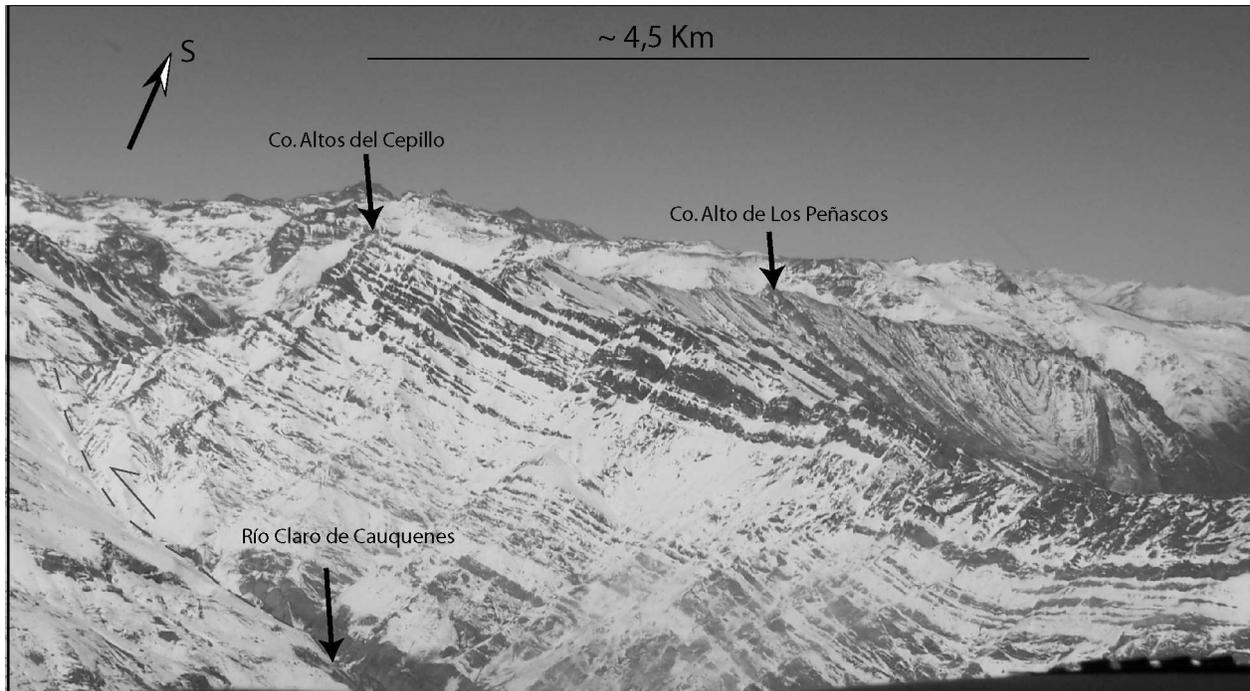


Figure 2. Features of the study region.

and an eastern (EF) fault. The width of the syncline decreases northward and disappears in the northern part of the study region. Here, because of the lower altitude it is possible to observe deeper portions of the studied structure, which consist only of an anticline that corresponds to the northward prolongation of the western “broken” anticline crest located west of the syncline.

Geometric reconstruction

We first considered the prolongation in depth of the surface structural data by the kink-band method (Fig. 3). The geometry obtained suggests that deformation occurred through fault-propagation folding. Therefore, and assuming that the faults that bound the Alto de los Peñascos syncline to the west (WF) and east (EF) are located along the crests of “broken” anticlines, the fault-propagation folding should have occurred with considerable displacement, transporting the anticlines along axial-plane faults in a similar way to the anticlinal breakthrough deformation mechanism (Suppe and Medwedeff, 1990) (Fig. 3).

Considering the dip of the layers on both sides of the western broken anticline, we obtained first the axial plane angle (γ in figure 3) of the anticline using the kink-method. This angle was considered to obtain the

cut-off angle of the associated fault (θ in figure 3), following the graphs for fault propagation folding given by Suppe and Medwedeff (1990). In a similar way, we obtained the cut-off angle for the fault controlling the eastern broken anticline. Field observations and the results of the geometrical reconstruction indicate an eastward vergency for the faults (WF and EF) controlling the two broken anticlines. The dip of WF (θ' in figure 3) determined with the geometrical reconstruction is close to 60°W , whereas the dip of EF is close to 20°W .

The vertical propagation of WF diminishes northward and increases southward. To the north, along the prolongation of this fault, a well developed (not “broken”) anticline is exposed. Here, the tip-line of the fault, determined by means of the kink-band reconstruction, is located at about 0-1 km beneath sea level (Fig. 3). To the south, because of the increase of deformation, the WF is exposed at the present day topographic surface. The resulting shortening is difficult to quantify because of the lack of key-horizons and because of the unknown total thickness involved in deformation or, alternatively, because of the unknown initial length of the deformed section. However, a minimum shortening of ~ 2 km next to Cerro Alto de Los Peñascos could be determined, which corresponds to ~ 20 - 30% of the initial length.

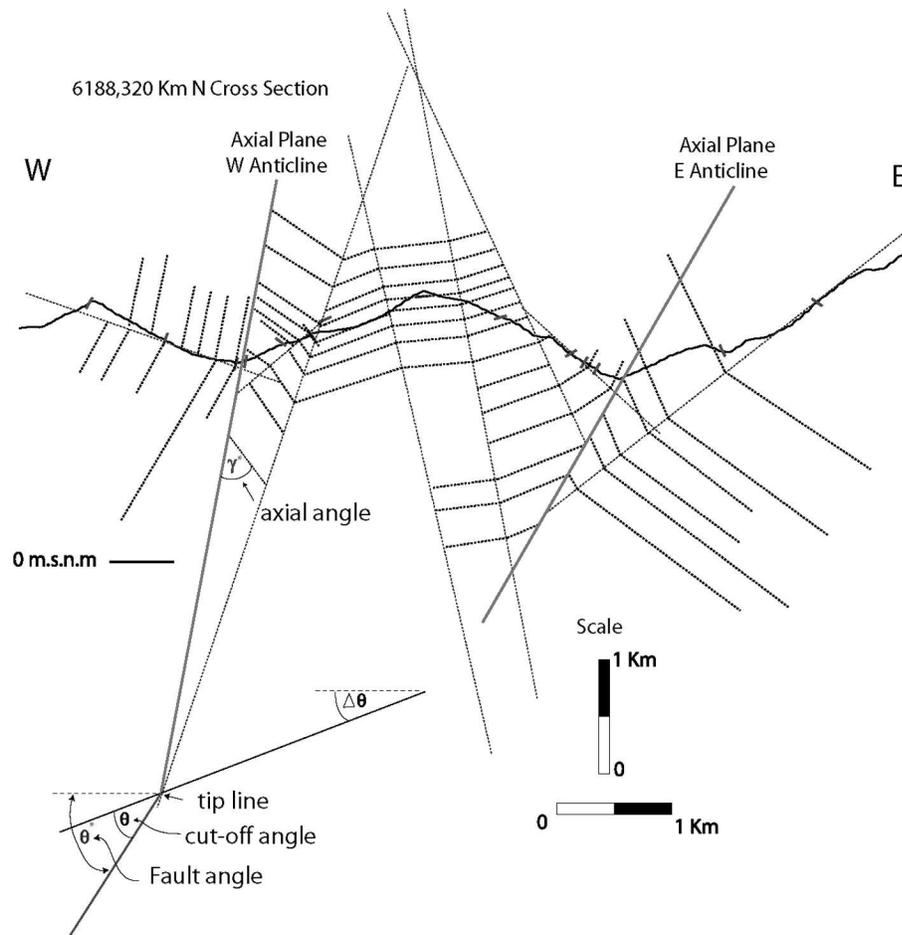


Figure 3. Geometric reconstruction of structure by kink-method and scheme of the fault angles calculated by the fault-propagation folding mechanism (θ').

Trishear model

On the basis of the information obtained in the field and with the geometrical reconstruction (θ' angles of the faults), we constructed a trishear model (see Erslev, 1991; Hardy and Ford, 1997; Zehnder and Allmendinger, 2000) with the TRISHEAR 4.5.4 Program (Allmendinger, 1997-2003). In this model, we varied the propagation, the slip and the trishear angle in order to obtain the best-fit parameters explaining the deformation caused by the WF. In doing this, we considered some trishear program restrictions to generate the best approximation of the resulting deformation as, for example, we can not produce deformation by moving the two faults at the same time; therefore we first produced deformation along WF and then superimposed the deformation along EF. On the other hand, the method does not allow the faults to break through the axial planes of the anticlines; for this reason we could not reproduce the final geometry observed in the field (particularly the subvertical dips measured in the axial plane zones).

After a comparative analysis of the models obtained by trishear modelling and the observed deformation, we consider that the best fit for WF was obtained with the model designed with a cut-off angle of 60° , a trishear angle of 30° , a slip of 150 pixels (1.5 km) and a P/S of 1. The deformation caused by EF on the previously obtained models was modelled with trishear angles of 30° , 45° and 60° , and with slips between 100 and 250 pixels (in intervals of 50 pixels), for a P/S of 0.5 and 1. Superimposing the deformation caused by EF, we ascertained that the geometry that best fitted the field observations corresponds to the model performed with: a trishear angle of 60° , a slip of 200 pixels (2 km) and a P/S of 0.5. Finally, we compared the geometries resulting from the geometric and the trishear reconstructions (Fig. 4). By doing this, we observed (considering the restrictions of the TRISHEAR program) that the field data match well with the trishear model and the dip of the axial planes determined with the geometric reconstruction (subvertical measured dips) fits very well with the location of the axial zones of the anticlines resulting from the trishear model. The total shortening of the deformed trishear section is 30% (~ 3 km), which is coherent

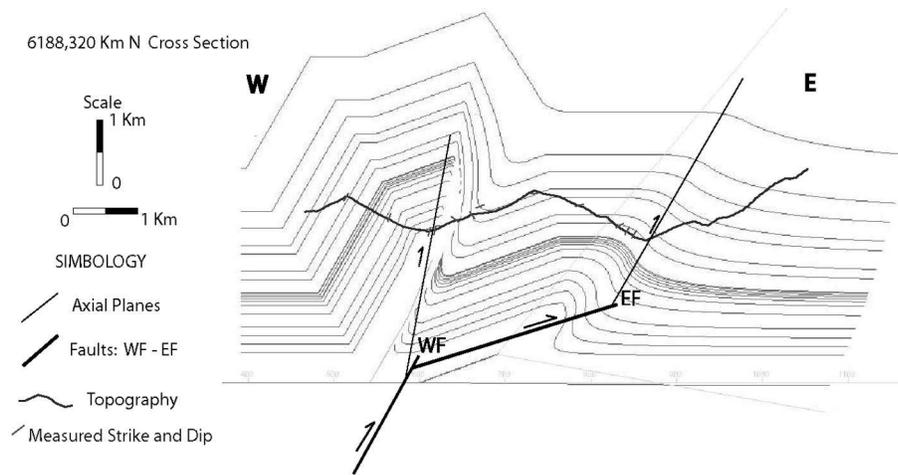


Figure 4. Trishear model result and geometric reconstruction (WF and EF).

with the shortening obtained with the geometric reconstruction.

Discussion and conclusions

The results of the geometric reconstruction and the trishear modelling suggest that folding in the study region would have been controlled, at least, by two E-vergent faults (a western, WF, and an eastern, EF). The most important one, the WF, has a high dip angle close to 60°W. Deformation of the Cenozoic deposits in the western Principal Cordillera has been interpreted as having been caused by inversion of pre-existent normal faults that participated in the development of a Late Eocene to Oligocene extensional (Abanico) basin

(Charrier *et al.*, 2002, 2005; Fock *et al.*, 2006; Farías, 2007). According to this and based on the high dip angle of WF, which is mechanically compatible with dips expected for inverted normal faults, we propose that WF would correspond to an inverted fault of the Abanico Basin. Based on the resulting geometric model, we interpret the EF (with a dip angle near 20°W) as a neo-formed short-cut, which would have facilitated the shortening accommodation. The estimated shortening using these models is about 30% (2-3 km for the study region). Considering that the upper levels of the Farellones formation remain regionally undeformed, such shortening would have been accommodated during the basin inversion stage in Late Oligocene to Early Miocene times. Absolute age deter-

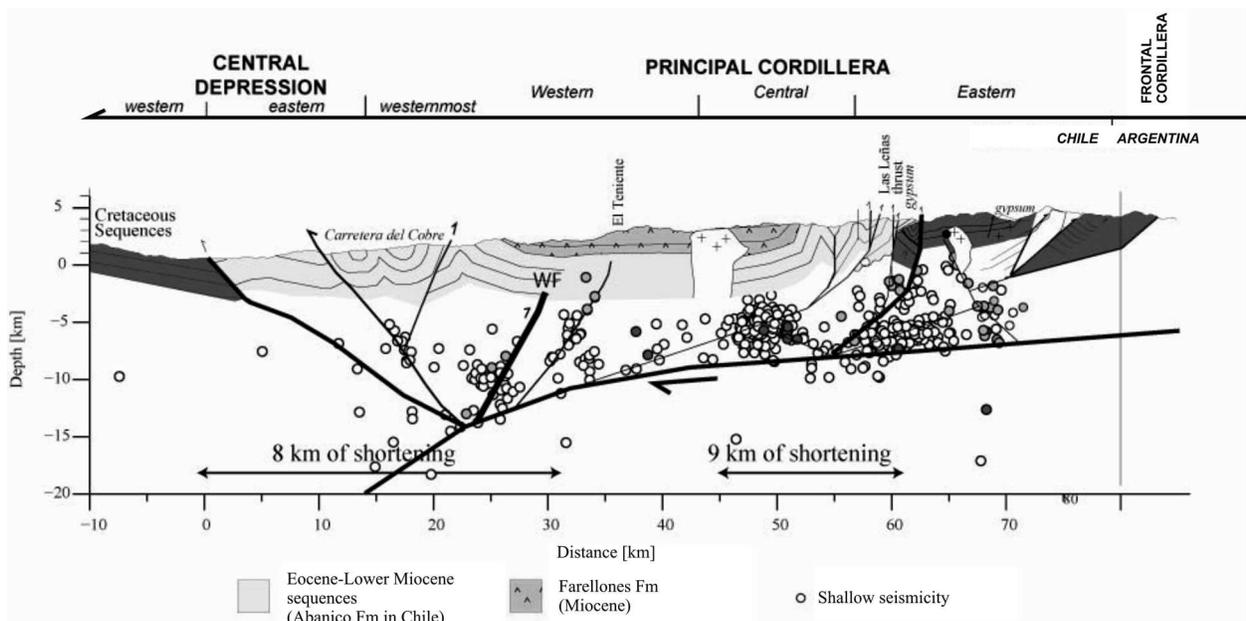


Figure 5. Structural cross section at 34°S. Modified after Farías *et al.* (2008).

minations would be necessary to establish the exact age of deformation in this region.

In the northern part of the study region, the WF is replaced along strike by a broad anticline. Considering the regional extent of these structures, it can be assumed that the WF corresponds to a segment along a major tectonic feature along the western flank of the Principal Cordillera. Indeed, 30 km north of the study region on the prolongation of this structure, another (or the same) fault marks the western boundary of the Farellones formation (WF in figure 5). According to Farías (2007), this E-vergent fault has a deep origin rooted in a crustal-scale ramp-flat décollement located at a depth of near 15-20 km beneath the western side of the Principal Cordillera connecting the subduction zone with the tectonic front of the

Andes in Argentine territory (Fig. 5). In this structural context, the WF would correspond to a pass-by thrust developed where the décollement passes from the ramp to the flat segment.

Finally, we wish to point out that the combined use of geometrical reconstructions and numerical models to analyse the deformation in fore arc volcanic deposits lacking key horizons represents a satisfactory approach to the kinematic interpretation of major structures.

Acknowledgements

This work was supported by FONDECYT Project N°1030965, and ANILLO Project ACT N° 18 (CONICYT's Bicentennial Program in Science and Technology).

References

- ALLMENDINGER, R. W. (1997-2003): *FaultFold 4.5.4* (formerly TRISHEAR, Windows version).
- CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J. J., GANS, P., KAY, S. M., MUÑOZ, N., WYSS, A. R. and ZURITA, E. (2002): Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *J. S. Am. Earth Sci.*, 15: 117-139.
- CHARRIER, R., BUSTAMANTE, M., COMTE, D., ELGUETA, S., FLYNN, J. J., ITURRA, N., MUÑOZ, N., PARDO, M., THIELE, R. and WYSS, A. R. (2005): The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrb. Geol. P-A.*, 236, 1-2: 43-47.
- ERSLEV, E. (1991): Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19: 617-620.
- FARIAS, M. (2007): *Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno*. PhD Thesis, Universities of Chile and Toulouse, France, 194 pp.
- FARIAS, M., CHARRIER, R., CARRETIER, S., MARTINOD, J., FOCK, A., CAMPBELL, D., CÁCERES, J. and COMTE, D. (2008): Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35° S). *Tectonics*, 27: 33-35.
- FOCK, A., CHARRIER, R., FARIAS, M. and MUÑOZ, M. (2006): Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central (33° S-34° S). *Asoc. Geol. Argentina Ser. Publ. Espec.*, 6: 48-55.
- HARDY, S. and FORD, M. (1997): Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*, 16, 5: 841-854.
- SUPPE, J. and MEDWEDEFF, D. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, 83, 3: 409-454.
- ZEHNDER, A. T. and ALLMENDINGER, R. W. (2000): Velocity field for the trishear model. *J. Struct. Geol.*, 22: 1009-1014.



PERFIL ESTRUCTURAL EN LA ALTA CORDILLERA DE CHILE CENTRAL A 32°15'S

Pamela Jara¹ y Reynaldo Charrier^{1,2}

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago. ²Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago. pajara@ing.uchile.cl

Se presentan los resultados preliminares de un estudio estructural en la parte sur del segmento de subducción plana, en la Alta Cordillera de Chile central a ~32°15'S (Fig. 1, A y B), al este de la Falla Pucuro (FP). Esta falla marca, en general, un límite entre las unidades estratificadas mesozoicas, al oeste, y las cenozoicas, al este, las que se extienden hasta el borde occidental de la Cordillera Frontal, en territorio argentino. Estudios anteriores asignaron las rocas expuestas en esta franja N-S a las formaciones: Los Pelambres (Cretácico inferior), Salamanca (Cretácico Superior), y Farellones (Neógeno) (Rivano, 1993). Un estudio reciente, determinó al E de la FP, entre 31°30'S y 32°30'S, que las cinco unidades estratigráficas reconocidas por ellos presentan edades comprendidas entre el Cretácico Superior (justo al este de la FP) y el Mioceno, y que este conjunto de rocas está recortado por fallas mayores que lo separan en varios paneles estructurales (Mpodozis et al., 2009). Las unidades estratigráficas referidas por estos últimos autores y las edades geocronológicas obtenidas en ellas son: Cretácico Superior volcanosedimentario (74,7-71,4 Ma), Fm. Pelambres (33,4-25,2 Ma), Secuencia Río Chicharra (24,9-22,2 Ma), Fm. Pachón (22,1-21,6 Ma), y Complejo Volcánico Laguna del Pelado (18,4-18,3 Ma).

Se levantaron varios perfiles estructurales (Fig. 1 B y C), uno de los cuales corresponde a una sección más general que va desde el borde occidental de la Alta Cordillera hasta la frontera entre los Pasos Las Llaretas y La Honda. Se coleccionaron muestras para caracterizar la litología de las unidades (Fig. 1 C) y efectuar análisis geocronológicos. Esta investigación se enmarca dentro de un proyecto mayor orientado a comprender la evolución geológica del sector andino de Chile central.

A la latitud del estudio se reconocieron, de oeste a este, diferentes estilos de deformación y orientaciones de las estructuras. Al oeste del río Leiva, aflora una sucesión subhorizontal, o suavemente plegada, de lavas andesíticas (U.4 en Perfil A-A', Fig. 1) de gran extensión que se puede correlacionar con la Secuencia Río Chicharra (Mpodozis et al., 2009). Ésta sucesión se encuentra en su parte occidental en discordancia sobre unidades atribuidas al Cretácico Superior.

Al este del río Leiva hasta un poco al oeste del paso Las Llaretas, se reconocieron estructuras de orientación ~N-S (Fig. 1: Perfil B-B'), mientras que más al este, en el sector del paso Las Llaretas (Perfil B-B') se reconocieron estructuras de orientación NNW. La zona de intensa deformación observada entre el Río Leiva y el paso Las Llaretas, corresponde a la prolongación hacia el sur del panel 3 de Mpodozis et al. (2009), compuesto por la Formación Pelambres, y que, si bien no existen datos geocronológicos en el área de estudio, por la presencia de abundante material volcanoclástico podría corresponder a los niveles inferiores de esta formación, intensamente deformados.

En el paso Las Llaretas, se observó a estos niveles cabalgando hacia el este a una sucesión de lavas y tobos (perfiles B-B' y C-C'), que podrían ser correlacionada con la Formación Pachón, reconocida en la prolongación de esta franja hacia el norte (panel 2 de Mpodozis et al., 2009). Por su deformación, podrían corresponder al borde occidental de la faja plegada y corrida, que incluye, hacia el este, a niveles de areniscas y tobos.

Un poco más al sur, en el perfil del paso La Honda (D-D' en Fig. 1), aflora una sucesión de lavas andesíticas (U.4 en Fig. 1) involucradas en una serie de cabalgamientos de vergencia oriental. Aunque no se cuenta con datos geocronológicos, por su continuidad hacia el norte con la serie que se dispone en discordancia sobre las rocas asignadas a la Formación Pelambres, se las correlaciona con la Secuencia Río Chicharra de Mpodozis et al. (2009).

A esta latitud, la Falla Pucuro separa al "miembro superior de la formación Salamanca" del Cretácico Superior (Mpodozis et al., 2009), que aflora al este de la F.P., de una unidad volcanosedimentaria del Cretácico Inferior de 90,6 Ma (Mpodozis et al., 2009) al lado oeste de la FP; sin embargo, se observa en la ladera norte del Estero Sobrante (Fig. 1: Perfil A-A'), al oeste de la FP, una discordancia angular que separa estas capas atribuidas al Cretácico Inferior (U.1 en Fig. 1), que mantean cerca de 20° al este, de una sucesión de lavas subhorizontales, de las cuales no se dispone de información geocronológica, lo que podría indicar que la

Secuencia del Río Chicharra tiene una extensión mayor a lo conocida hasta ahora, alcanzando sectores ubicados al oeste de la FP, y que la actividad de esta falla, a esta latitud, estuviese restringida a épocas pre-miocénicas.

Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C. y Perelló, J., 2009. Geocronología U/Pb y tectónica de la región Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina. XII Congreso Geológico Chileno. Santiago, Chile. Actas Digitales.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D., 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 73.

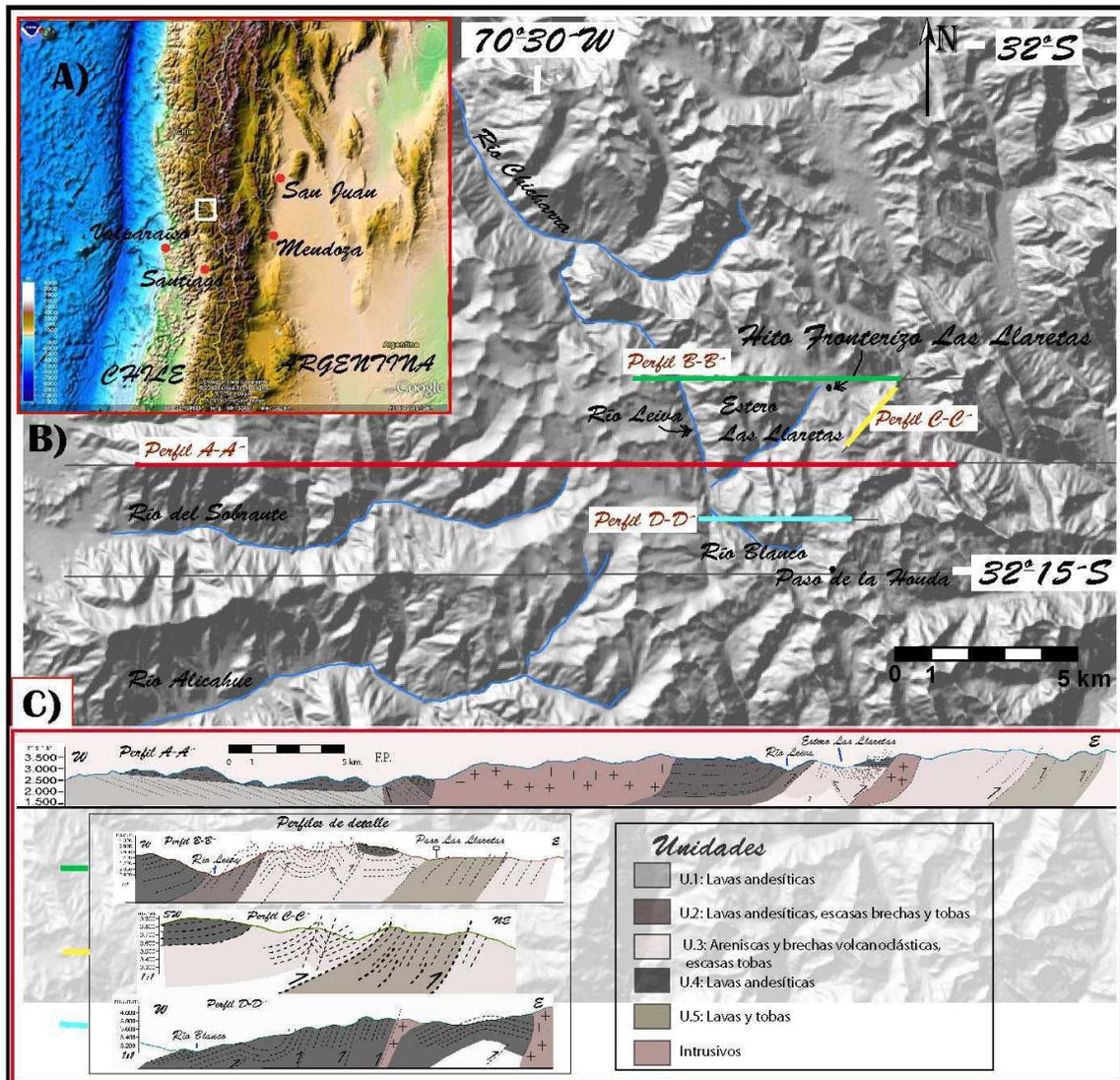
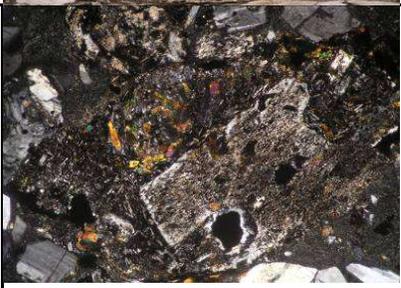


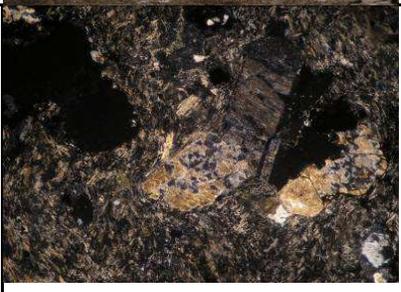
Fig. 1: A) Recuadro blanco indica ubicación zona de estudio en Cordillera Principal a $\sim 32^{\circ}15'S$. B) Ubicación de perfiles sobre imagen sombreada. C) Perfiles superficiales de la estructura y unidades litológicas reconocidas.

ANEXO C

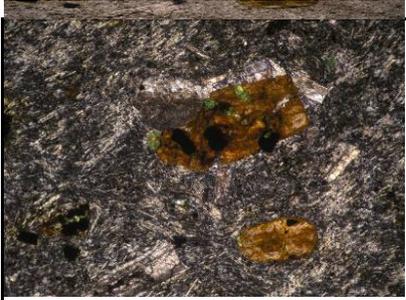
Descripción de cortes transparentes

| Nº corte | EA2 | EA3 |
|---------------------|---|---|
| Nombre roca | Toba lítica | Lava adhesiva |
| % de cxs | 20 | 30 |
| % de matriz | 30 | 70 |
| % de líticos | 50 | - |
| descripción cxs | feldespato, plagioclasa, cuarzo policristalino, opacos | Fenocristales de feldespato y plagioclasa de 4 a 0.5 mm. |
| descripción matriz | pardo verdosa a N//, gris a NX | Microlitos de plagioclasa y opacos, no presentan orientación |
| descripción líticos | ígneos, alterados | - |
| Alteraciones | Cloritización en matriz y líticos, principalmente rellenando cavidades. Epidotización | Cloritización en matriz y cristales. Epidotización en matriz y cristales (foto). Carbonatización zonada en la matriz. |
| Observaciones | Presenta deformación | |
| |  |  |
| |  |  |

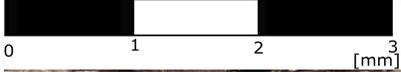
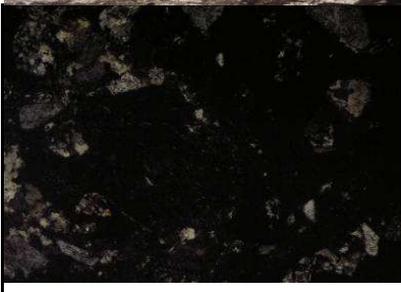
| EA4 | EA5 | EA6 |
|---|--|---|
| toba vítrea | Toba cristalina | Toba vítrea |
| 100 | 40 | 30 |
| - | 35 | 35 |
| - | 25 | 35 |
| Cuarzo recristalizado con bordes serrados y microcristales de esfeno | Plagioclasas fracturadas, zonadas de 2 a 0.5 mm. Feldespatos fracturados también. | Cuarzo con bordes de reacción, feldespatos y plagioclasas. |
| - | Granulosa, se distinguen plagioclasas y mxs. opacos | Vítrea, Pardo a N//, gris a NX |
| - | Ígneos, con bordes irregulares | Ígneos, irregulares |
| No presenta | Epidotización, Cloritización. | Cloritización, Carbonatización |
| | Podrían haber otras alteraciones de bajo grado. Se observan "sombras" de cxs. | Presenta deformación |
|  |  |  |
|  |  |  |

| EA7 | EA8 | EA9 |
|---|--|---|
| Toba cristalina | Lava andesítica | Lava andesítica (más ácida) |
| 40 | 30 | 20 |
| 35 | 70 | 80 |
| 25 | - | - |
| Feldespatos y plagioclasas alteradas, cuarzo escaso. | Feldespatos y plagioclasas ligeramente cumulados. | Plagioclasas, feldespatos y opacos. Todos muy fragmentados y sucios. |
| La matriz se encuentra muy alterada, a N// pareciera epidota, pero a NX clorita. Contiene numerosos microcristales. | Minerales opacos y microlitos de plagioclasa poco nítidos | Microlitos de plagioclasa y minerales opacos orientados. |
| Ígneos. El tamaño es de alrededor de 4 mm, bordes irregulares que muestran oxidación. | - | - |
| Cloritización, oxidaciones | Carbonatización en los cristales y en la matriz. | Oxidación. Alteración de bajo grado en la matriz (muy poca) |
| | Cavidades elongadas, que parecen escapes de burbujas rellenas. Se encuentra distribuidas en el corte y se orientan solidariamente. | El corte se encuentra muy roto |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |

| EA10 | EA11 | EA11A |
|---|--|--|
| Lava andesítica | Lava adesítica | Lava basalto andesita |
| | 35 | 40 |
| | 65 | 60 |
| - | - | - |
| Feldespatos y plagioclasas muy sucios. Opacos. | Cuarzo con bordes de reacción. Plagioclasas y feldespatos muy sucios. | Feldespatos, plagioclasas, clinopiroxenos, se encuentran acumulados. |
| Microlitos de plagioclasa orientados y minerales opacos. Se observan cúmulos opacos en la matriz. | Microlitos de feldespatos, cuarzo y opacos, no se observa orientación. | Microlitos de plagioclasa y opacos orientados. |
| - | - | - |
| Carbonatización en minerales. Cloritización rellenando vesículas | Carbonatización en minerales y matriz. | Cloritización, epidotización (quizás otra alteración de bajo grado) en minerales y matriz. |
| Se observan fisuras que podrían ser de escape de fluidos rellenas con clorita y calcita. | Presenta deformación | |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |

| EA12 | EA13 | EA14 |
|---|--|---|
| Lava andesítica | Lava andesítica | Toba lítica |
| 40 | 45 | 35 |
| 60 | 55 | 35 |
| - | - | 30 |
| Feldespatos, plagioclasas, esfero, opacos, se encuentran fracturados y sucios. Se disponen cumulos. | Plagioclasas de alrededor de 15mm. Fracturadas y orientadas. | Feldespatos, plagioclasas zonadas, cuarzo poli y monocristalino, opacos. |
| Microlitos de plagioclasa y opacos, orientados. | Microlitos de plagioclasa con minerales opacos con leve orientación. | Vítrea. Parda a N//, gris a NX, cloritizada, con fragmentos de cristales y opacos. |
| - | - | Ígneos, con bordes muy irregulares. |
| Cloritización ligeramente en la matriz y más presente en los cristales. Hay otra alteración que no distingo | Carbonatización en la matriz. Cloritización en plagioclasas. | Cloritización, epidotización y carbonatización en matriz, líticos y cristales. |
| Hay cúmulos opacos. | | Todos los cristales se presentan muy fragmentados |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |

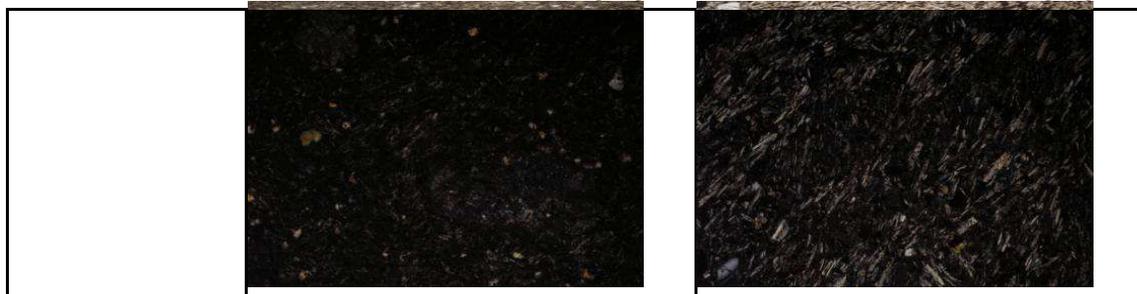
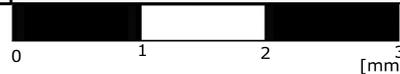
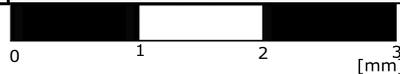
| EA15 | EA16 | EA17 |
|---|--|---|
| Toba cristalina | Toba vítrea | lava andesítica |
| 40 | 40 | 35 |
| 35 | 45 | 65 |
| 25 | 15 | - |
| Clinopiroxenos, plagioclasas y feldespatos. | Plagioclasas (sucias) hasta 1 mm, feldespatos. | Feldespatos y plagioclasas muy meteorizadas, pocos opacos (3%) |
| Vítrea, parda, con fragmentos de cristales y opacos. | Rojiza (como oxidada), con muchos fragmentos de cristales | microlitos de plagioclasa y opacos con ligera orientación alrededor de los cxs. Predominantemente clara |
| Ígneos, con bordes poco definidos. | Ígneos. | - |
| Cloritización y epidotización. | Carbonatización | Cloritización, epidotización y carbonatización; todo tanto en matriz como en cxs y vesículas |
| Pareciera estar oxidada | | Hay formas de cristales completamente rellenos por mxs de alteración |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |

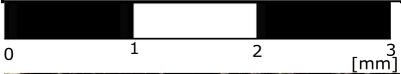
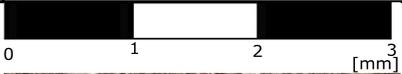
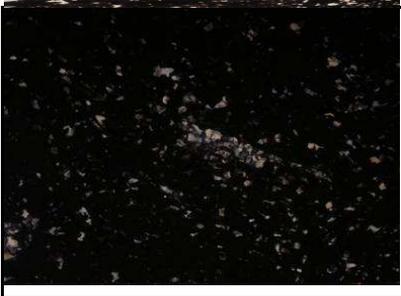
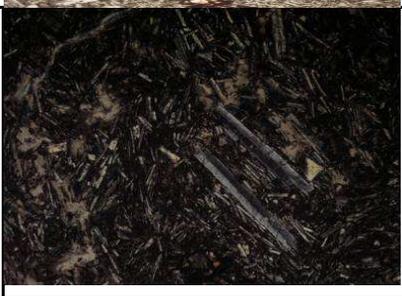
| EA20 | EA21 | |
|--|--|---|
| toba vítrea | toba vítrea | toba clástica |
| 40 | 15 | 35 |
| 50 | 65 | 30 |
| 10 | 10 | 35 |
| Feldespatos y plagioclasas muy fracturadas y meteorizadas | feldespatos y plagioclasas microcristalinas, muy meteorizadas | plagioclasas hasta 2 mm, otras fracturadas, ligeramente alteradas |
| Café a N//, negra a NX, vítrea, no distinguible, tiene frangmentos de cxs no distinguibles | cuarzo recristalizado en granos de 0,15 mm, vítrea | café a //, negra a X, con microlitos de plagioclasa y opacos, presenta deformación en ciertas zonas, principalmente |
| Ígneos, escasos, muy alterados | Ígneos, escasos, meteorizados y disueltos en la matriz | Ígneos, hasta 7 mm, con bordes irregulares |
| Cloritización en vesículas, Carbonatización en cxs y matriz | Carbonatización en el 30% de la matriz y también rellenando vesículas. Epidotización en 5% de la matriz. Oxidaciones menores. | Clorita en matriz, líticos y cxs. Oxidación en líticos |
| Este corte tien 2 partes distintas en contacto irregular, se diferencian en la matriz y los porcentajes. | El corte presenta dos columnas de "escape de fluidos" rellenas de calcita, plagioclasas (1mm), clorita y otros mxs no distinguibles muy meteorizados. Y una vesícula de 2.5 x 1.3 mm | Presenta deformación |
|  |  |  |
|  |  |  |

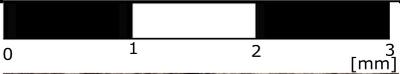
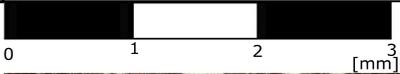
| |
|--|
| EA23 |
| toba cristalina |
| 45 |
| 20 |
| 35 |
| Plagioclasas muy meterizadas, hasta 2.6mm, clinopiroxenos. |
| Café a //, negra a X, vítrea, presenta deformación, contiene fragmentos de cxs. |
| ígneos, hasta 30mm, de bordes irregulares |
| Clorita, epidota. |
| Presenta deformación. Se observan esferulitas. Revisar si realmente es clpx, o si es epidota alterando algo... |

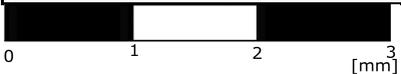
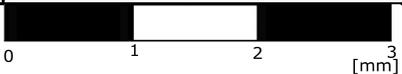
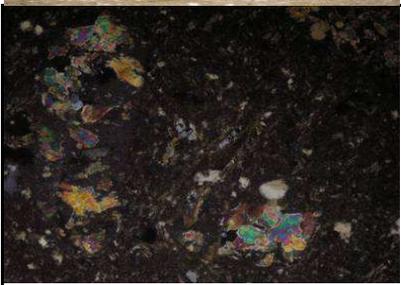
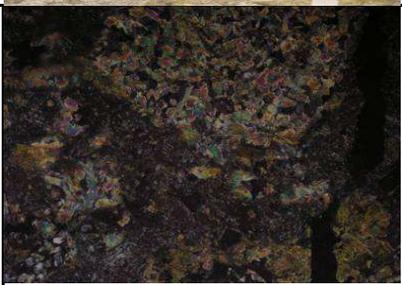


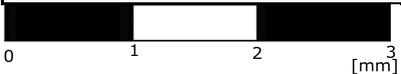
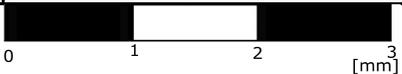
| Nº corte | AC 1 | AC 2 |
|---------------------|---|---|
| Nombre roca | lava andesítica de clpx | lava andesítica |
| % de cxs | 25 | 10 |
| % de matriz | 75 | 90 |
| % de líticos | - | - |
| descripción cxs | 50% plagioclasas, de 0,2 a 2 mm, se presentan muy meteorizadas a mxs de arcillas, sus caras no están bien definidas. 30% clinopiroxenos 1 mm, 20% hornblenda, bien preservada | 60% plagioclasas, de 0,6 a 1,8 mm, medianamente meteorizadas. 20% feldspatos, meteorizados, similar tamaño a las plagioclasas, 20% clinopiroxenos, entre 0,4 y 1,4 mm. |
| descripción matriz | Pardo grisacea a N//, pardo negruzca a NX, compuesta por microcristales (menores a 0,02 mm) de plagioclasa intercrecidos con microcristales de clinopiroxeno y opacos, presenta orientaciones locales alrededor de los fenocristales. | Cristalina, compuesta por un intercrecimiento de plagioclasas del orden de 0,1 mm, con clinopiroxenos menores a 0,05 mm y opacos. Presentan orientación de flujo en zonas locales mas no se observa una orientación dominante en el corte |
| descripción líticos | .- | |
| Alteraciones | Presenta alteración clortítica rellenando vesículas y penetrativa en la matriz. Los minerales félsicos presentan alteración argílica moderada. | Epidota alterando plagioclasas en la matriz, poco penetrativa, alrededor del 10% de la matriz alterada. |
| Observaciones | | |

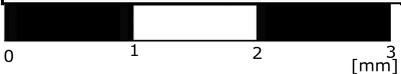
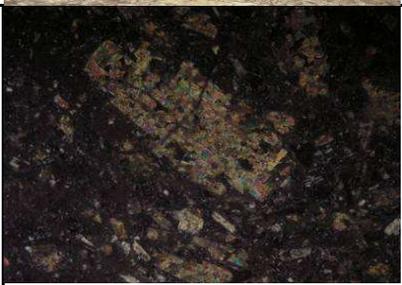


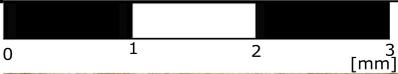
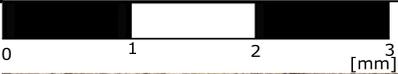
| AC 3 | AC 4 |
|---|--|
| lava andesítica | lava andesítica ácida |
| 20 | 35 |
| 80 | 65 |
| - | - |
| <p>70% plagioclasas, se encuentran completamente alteradas a cuarzo sercítica (abundante cuarzo) se reconocen por su forma. 10% feldespatos (esta proporción es de los feldespatos reconocibles, quizás esté truncado por la alteración). 20% clinopiroxenos, menores a 2 mm, con caras propias bien desarrolladas.</p> | <p>65% plagioclasas, entre 0,4 y 1,7 mm, se presentan meteorizadas a arcillas de manera importante. 15% cuarzo, se presenta en cristales anhedrales con extinción ondulosa, 20% feldespatos, al igual que las plagioclasas se presentan meteorizadas a mxs de arcilla.</p> |
| <p>Se presenta completamente opaca a N// y NX, no es posible distinguir.</p> | <p>Intercrecimiento de plagioclasas menores a 0,4 mm con minerales opacos y escasos clinopiroxenos (5%)</p> |
| | |
| <p>Cuarzo sercita, con importante contenido de cuarzo recristalizado en la mayoría de los cristales y en la matriz.</p> | <p>Clorita en minerales de mariz y ocasionalmente alterando zonas de los fenocristales. Alteración argílica moderada en fenocristales.</p> |
| <p>El corte es muy difícil de observar puesto que se presenta casi completamente opaco, y con sus minerales alterados.</p> | |
|  |  |
|  |  |

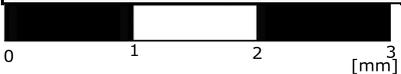
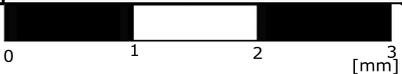
| AC 5 | AC 6 |
|---|--|
| lava basalto andesita | lava andesítica |
| - | 45 |
| 100 | 55 |
| - | - |
| | 60% plagioclasas, entre 0,5 y 3,4 mm, se presentan medianamente meteorizadas a minerales de arcilla, se disponen en cúmulos, ocasionalmente intercrecidos entre ellos. 25% Feldespatos, similares características que plg. 5% cuarzo, extinción ondulante, anhedrales. 10% ortopiroxenos bastante fracturados, entre 0,8 y 2 mm. |
| Intercrecimiento de plagioclasas menores a 0,35 mm, con minerales opacos y un 30% indistinguible (probablemente vítreo). Muestran orientación preferente en dirección del largo del corte. Las plagioclasas más grandes se observan alteradas a minerales de arcilla. | Parda a N//, negruzca a NX, se compone por el intercrecimiento de plagioclasas, menores a 0,1 mm, minerales opacos y escasos clinopiroxenos (3% menores a 0.01 mm). Entre el 20 y el 30% de la matriz está compuesta por vidrio. |
| | |
| Clorita en vesículas (se observa sólo una de 0,5 mm), escasamente alterando la matriz (menos del 1%). Alteración argílica baja a intermedia en plagioclasas. | Argílica intermedia en fenocristales. |
| | |
|  |  |
|  |  |

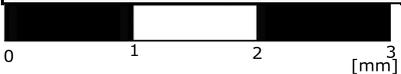
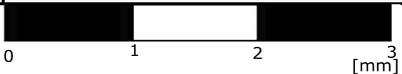
| AC 7 | AC 8 |
|--|---|
| lava andesítica | lava basalto andesíta |
| 35 | 30 |
| 65 | 70 |
| - | - |
| 70% plagioclasas, entre 0,6 y 2 mm, se presentan casi completamente afectadas por alteración propilítica y argílica. Se reconocen por su forma y por espacios en cristales alterados en baja medida. 20% Feldespatos, similares a las plagioclasas, fuertemente alterados. 10% cuarzo recristalizado anhedralemente distribuido aleatoreamente en la matriz. | 60% plagioclasas, entre 0,4 y 1 mm. Se presentan bastante fracturadas. 15% feldespatos entre 0,3 y 0,8 mm. Igualmente fracturados. 25% ortopiroxenos, entre 0,4 y 1,2 mm, presentan color de interferencia de primer orden. |
| Parda clara a N//, parda negruzca a NX, compuesta por un 40% aprox de vidrio, cristales de plagioclasa intercrecidos (30% menores a 0,02 mm), minerales opacos y fragmentos de cristales. Un 20% de la matriz corresponde a cuarzo recristalizado. | Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa menores a 0,1 mm con minerales opacos. |
| | |
| Propilítica penetrativa, con epidota alterando fenocristales, total o parcialmente, y clorita en matriz y vesículas. Alteración argílica baja a intermedia en fenocristales. Alteración cuarzo sericita con importante recristalización de cuarzo. En menor medida se observa zeolita y minerales de alteración de bajo grado. | El corte se encuentra alterado penetrativamente a epidota, tanto en la matriz como los fenocristales (más del 35% del corte alterado) |
| Muy muy alterada | |
|  |  |
|  |  |

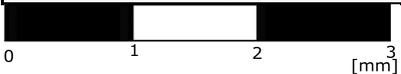
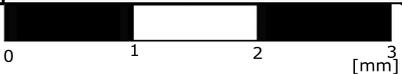
| AC 9 | AC 10 |
|---|---|
| lava andesítica | lava andesítica |
| 30 | 35 |
| 70 | 65 |
| - | - |
| 70% plagioclasas de 0,4 a 3 mm. 30% feldespatos. Los fenocristales se presentan inténsamente alterados y meteorizados, se reconocen principalmente por su forma y extinción. | 70% plagioclasas de 0,4 a 3 mm. 30% feldespatos. Los fenocristales se presentan inténsamente alterados y meteorizados, se reconocen principalmente por su forma y extinción. |
| microcristales de plagioclasa intercrecidos con opacos, no presentan una orientación preferencial dentro del corte pero se observan rasgos de flujo alrededor de los fenocristales. | microcristales de plagioclasa intercrecidos con opacos en una masa vítrea (25%) |
| | |
| Alteración propilítica penetrativa, tanto epidota como clorita en fenocristales y matriz. Se observa clorita con colores de interferencia que van de café a azul intenso. Alteración argílica baja a intermedia en fenocristales. | Alteración propilítica penetrativa, tanto epidota como clorita en fenocristales y matriz. Se observa clorita con colores de interferencia que van de café a azul intenso. Alteración argílica baja a intermedia en fenocristales. |
| corte muy alterado | muy similar a AC 9 |
|  |  |
|  |  |

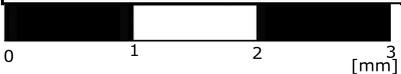
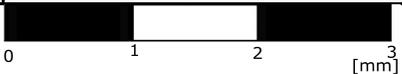
| AC 11 | AC 12 |
|---|---|
| lava andesítica | toba cristalina |
| 30 | 45 |
| 70 | 50 |
| - | 5 |
| 75% plagioclasas, de 0,4 a 3 mm, se presentan fuertemente meteorizadas a minerales de arcilla y en menor medida afectadas por alteración propilítica. 25% feldespatos, de 0,6 a 2,5 mm, igualmente muy alterados. | 60% plagioclasas, se presentan muy meteorizadas a minerales de micas y sus bordes se observan irregulares. 25% Feldespatos, al igual que las plagioclasas se presentan difíciles de distinguir, el tamaño de ambos cristales va de 0,3 a 1,5 mm. 10% de cuarzo recristalizado, se observa en vesículas de 0,7 mm aprox. |
| microlitos de plagioclasa, menores de 0,05 mm intercrecidos con minerales opacos. No presentan orientación alguna. | Principalmente vítrea, parda verdosa a N//, gris negruzca a NX, contiene fragmentos de cristales y microcristales de plagioclasa. |
| | Ígneos, difíciles de identificar entre tanta alteración. |
| Sericita alterando fenocristales de forma penetrativa. En menor medida presentan alteración propilítica en los cristales. | Alteración argílica intermedia en cristales y matriz. Alteración propilítica penetrativa en cristales domina la epidota, y clorita en vesículas y matriz. Alteración cuarzo sericita con recristalización importante de cuarzo en vesículas, dominando una zona del corte. |
| Vetilla con alteración propilítica de 0,1 mm. | El corte se presenta fuertemente alterado, por lo que podría llegar a ser una lava alterada, mas la matriz no se asemeja. |
|  |  |
|  |  |

| AC 13 | AC 14 |
|---|---|
| toba lítica | lava basalto andesita |
| 15 | 5 |
| 40 | 95 |
| 45 | - |
| <p>Feldespatos y plagioclasas muy meteorizados a minerales de arcilla, su tamaño varía de 0,4 a 1,6 mm.</p> | <p>Escasos fenocristales, se observan clinopiroxenos y plagioclasas, entre 0,6 y 1,3 mm.</p> |
| <p>Vítrea, parda clara a N//, gris oscura a NX, contiene fragmentos de cristales y al igual que estos se presenta afectada fuertemente por alteración.</p> | <p>Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa (0,3 mm) con clinopiroxenos y opacos. Se observa una dirección de flujo preferencial dentro del corte.</p> |
| <p>Ígneos, de al menos 3 fuentes distintas, presentan bordes irregulares, su tamaño varía de 0,2 a 4 mm. Presentación alteración, pero varía de unos clastos a otros.</p> | |
| <p>Alteración propilítica penetrativa en matriz, líticos y cristales, predominando la alteración a epidota, y concentrándose la clorita en vesículas. En menor medida alteración argílica en algunos cristales (también en cristales dentro de líticos)</p> | <p>Propilítica muy débil en matriz. (menor al 2%)</p> |
| | |
|  |  |
|  |  |

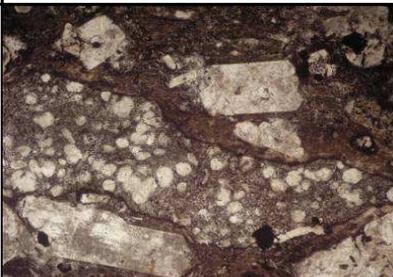
| AC 15 | AC 16 |
|---|--|
| toba clástica | toba vítrea |
| 35 | 25 |
| 25 | 45 |
| 40 | 30 |
| 35% plagioclasas, 45% feldespatos, 20 % cuarzos, todos los cristales tienen un tamaño entre 0,3 y 1,8 mm. Se presenta alterados (salvo el cuarzo) a minerales de arcilla. | 30% cuarzos, anhedrales, de 0,15 a 1 mm, con bordes irregulares y extinción ondulante, rasgo de deformación. 45% plagioclasas fracturadas de bordes irregulares, de 0,15 a 1,4 mm, 25% feldespatos, también fracturados e irregulares de 0,3 a 1,5 mm. |
| Vítrea, parda clara a N//, grisacea a NX, contiene fragmentos de cristales en una baja proporción. | Vítrea, parda clara a N//, parda grisacea a NX, contiene un 15% de fragmentos de cristales menores a 0,05 mm. Presenta rasgos de deformación y esquirlas. |
| Ígneos, polimícticos, su tamaño varía de 0,4 a 5 mm, se encuentran alterados al igual que la matriz y los cristales. | Ígneos, polimícticos, medianamente redondeados, su tamaño varía de 0,2 a 1,3 mm. |
| Alteración propilítica, principalmente epidota en matriz y cristales (juveniles y de líticos), poco penetrativa. Alteración argílica intermedia en cristales. | Escasa, presenta alteración sericítica en cristales, y ocasionalmente epidota en matriz, líticos o cristales |
| | presenta rasgos de deformación |
|  |  |
|  |  |

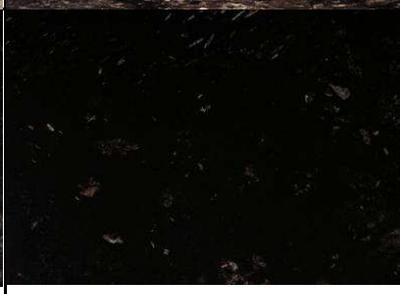
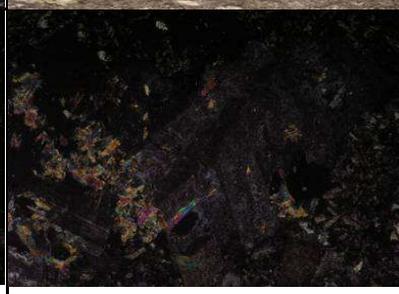
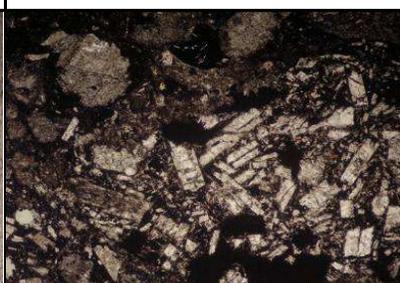
| AC 17 | AC 18 |
|---|---|
| lava andesítica | lava andesítica |
| 25 | 30 |
| 75 | 67 |
| - | 3 |
| 65% Plagioclasas, entre 0,4 y 2 mm, se presentan muy fracturadas y meteorizadas principalmente por las fracturas a minerales de arcilla. 10% cuarzo, anhedral y de bordes irregulares (reacción con la masa fundamental), de 0,1 a 0,8 mm. 20% Feldespatos, muy fragmentados y meteorizados a minerales de arcilla, de 0,3 a 1,6 mm. 5% Hornblendas, de 0,2 a 0,8 mm. | 60% plagioclasas, entre 0,2 y 2 mm, se presentan muy fracturadas y meteorizadas. 10% anfíbolos, se presentan fracturadas y meteorizadas, su tamaño varía entre 0,4 y 1,2 mm. 10% clinopiroxenos de bordes regulares, tamaño entre 0,4 y 1 mm. 20% feldespatos entre 0,2 y 1,8 mm, muy fracturados y con bordes irregulares. |
| Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa, menores a 0,2 mm con minerales opacos y ocasionalmente clinopiroxenos. Muestran una orientación preferente en el corte. | Intercrecimiento de plagioclasas con gran variación de tamaño, menores a 0,2 mm, con minerales opacos y ocasionalmente con microcristales de clinopiroxeno. No presentan una estructura de flujo definido |
| | Se observan un par de líticos que corresponden a fragmentos ígneos con importante alteración a clorita, se presentan con buena esfericidad y redondeamiento. |
| Sericita en fenocristales y ocasionalmente epidota alterando éstos de forma zonada. Epidota ocasional en matriz. | Alteración a clorita, moderada, se presenta en matriz y en cristales alterando zonas de algunos minerales. Alteración a sericita en fenocristales félsicos. |
| | similar a AC17 |
|  |  |
|  |  |

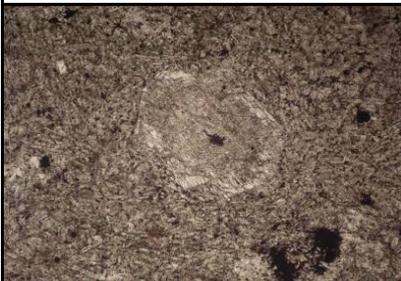
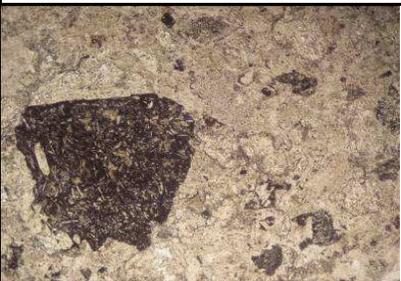
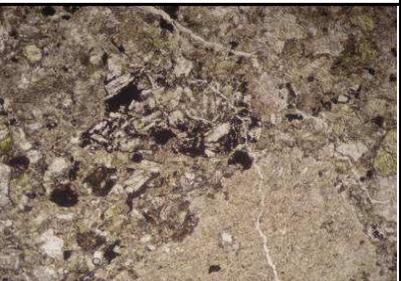
| AC 19 | AC 20 |
|---|--|
| lava andesítica | Lava andesítica de ortopiroxeno |
| 25 | 10 |
| 75 | 90 |
| - | - |
| Todos los cristales del corte se encuentran fuertemente meteorizados a minerales de arcilla, siendo difícil su reconocimiento y diferenciación en algunos casos de la masa fundamental. Sus tamaños varían de 0,3 a 2,4 mm, y se distribuyen en un 60% plagioclasas, 20% feldespatos y 10% piroxenos. | 70% de plagioclasas, se presentan fuertemente fracturadas, manteniendo su forma, su tamaño varía de 0,5 a 1,6 mm. 20% Feldespatos, fuertemente fracturados también, tamaño similar a las plagioclasas. 10% ortopiroxenos, euhedrales, de tamaño alrededor de 0,6 mm. |
| Intercrecimiento de plagioclasas menores a 0,2 mm, con minerales opacos y microcristales de clinopiroxeno, es difícil distinguir los minerales, probablemente se encuentran inmersos en una masa vítrea (35% de la masa fundamental), color pardo oscuro a N//, grisáceo a NX. | Intercrecimiento de microcristales de plagioclasas menores a 0,2 mm, con minerales opacos. No presentan una orientación global dentro del corte, mas se observan efectos de flujos locales |
| | |
| Alteración argílica intermedia en todo el corte, lo que impide distinguir de manera satisfactoria los minerales. Alteración a clorita importante tanto en matriz como en cristales, presentándose también en vesículas. | Alteración propilítica leve con clorita y epidota en matriz (menor al 15%). Alteración a sericita en fenocristales. |
| Todo el corte se presenta muy meteorizado | Hay una vetilla que atraviesa diagonalmente el corte y se presenta rellena de calcita en algunas zonas. |
|  |  |
|  |  |

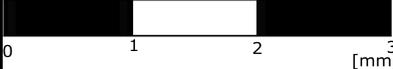
| AC 21 | AC 22 |
|---|---|
| lava andesítica | lava andesítica |
| 15 | 25 |
| 85 | 75 |
| - | - |
| 60% plagioclasas entre 0,6 y 1,8 mm. Se presentan con sus caras definidas y medianamente meteorizadas a minerales de arcilla. 25% Feldespatos, entre 0,4 y 1,5 mm. 15% hornblendas. | 65% plagioclasas, entre 0,5 y 3,4 mm, ligeramente fracturadas y meteorizadas a sericita. 25% feldespatos, entre 0,6 y 3 mm, similar estado a las plg. 5% cuarzo, anhedral de extinción ondulosa. 5% piroxenos muy fracturados y sericitados |
| Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa, menores a 0,2 mm, con microcristales opacos. | Intercrecimiento de plagioclasas menores a 0,5 mm, con minerales opacos y microcristales de clinopiroxeno. Presentan una orientación preferente en el corte. |
| | |
| Alteración propilítica leve en matriz con predominancia de clorita, ocasionalmente la clorita altera cristales. | Alteración a clorita, moderada en matriz. Sericitación de fenocristales. |
| | |
|  |  |
|  |  |

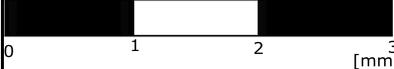
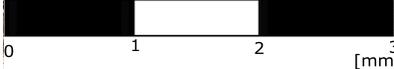
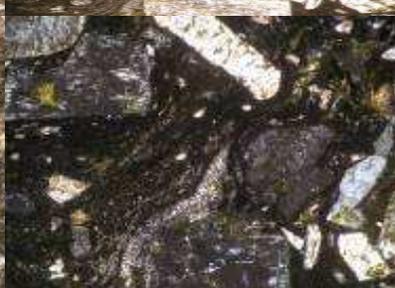
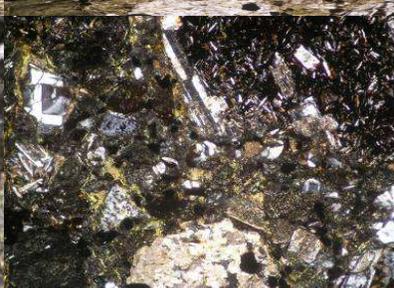
| AC 23 | AC 24 |
|--|--|
| toba vítrea | tobla lítica clastosoportada |
| 25 | 10 |
| 55 | 25 |
| 20 | 65 |
| <p>60% plagioclasas, se presentan fracturadas, subhedrales, entre 0,4 y 1,6 mm. 30% feldespatos, de igual disposición que las plg. 10 cuarzos, de menor tamaño, anhedrales y a menudo con reacción con la matriz</p> | <p>Su tamaño varía de 0,2 a 1 mm, principalmente se observan plagioclasas y feldespatos, ocasionalmente cuarzos, algunos cristales presentan caras definidas, mientras en otros se observa reacción con la matriz.</p> |
| <p>Vítrea, parda amarillenta a N//, grisacea a NX, contiene fragmentos de cristales y cuarzo recristalizado. Muestra características de deformación.</p> | <p>Vítrea, pardo amarillenta a N//, grisacea oscura a NX, se observa alteración en ella de minerales de arcilla y rasgos de deformación.</p> |
| <p>Ígneos, con buen redondeamiento, varía de 0,3 a 1,5 mm, polimícticos. Ocasionalmente los bordes presentan reacción con la matriz.</p> | <p>Ígneos, polimícticos su tamaño varía de 0,1 a 10 mm, el redondeamiento se observa en algunos clástos mas otros se presentan angulosos o reaccionando con la matriz.</p> |
| <p>Muy leve seritización de cristales.</p> | <p>Propilítica, principalmente en líticos, clorita y escasa epidota. (no es homogénea en todos los líticos). Argilica en matriz, se reconocen minerales de arcilla a NX.</p> |
| | |
|  |  |
|  |  |

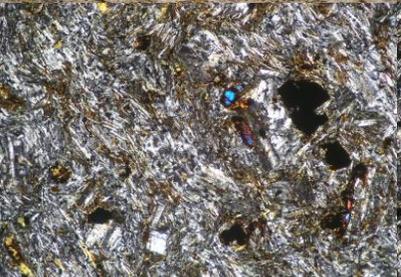
| Nº corte | CS-1 | CS-2 |
|---------------------|---|--|
| Nombre roca | Toba lítica | Toba vítrea |
| % de cxs | 25 | 20 |
| % de matriz | 40 | 65 |
| % de líticos | 35 | 15 |
| descripción cxs | Plagioclasas y feldespatos muy meteorizados y fracturados, tamaño 1 a 0,8 mm. Opacos. | Plagioclasas y feldespatos muy meteorizados, hasta 1 mm de tamaño, opacos. Zircones ¿? |
| descripción matriz | Parda rojiza a N//, gris a NX, vítrea, con razgos de deformación. | Parda clara a N//, gris parda a NX, microcristales no distinguibles, presenta deformación |
| descripción líticos | Ígneos, fracturados, algunos graníticos, hasta 3mm. | Ígneos, tamaño 0,5 mm, alterados. |
| Alteraciones | Carbonatización en cxs, matrís y líticos | Carbonatización, alterando cristales, matriz y líticos. Parece rellenar vesículas, se presenta como micrita. |
| Observaciones | Presenta deformación. Orientación laminar de la matriz. | Presenta deformación. |
| |  |  |
| |  |  |
| |  |  |

| CS-3 | CS-4 | CS-5 |
|---|--|---|
| Toba lítica | arenisca | Lava - andesita |
| 15 | - | 20 |
| 35 | 20 | 80 |
| 50 | 80 | - |
| Plagioclasas y feldespatos, fracturados y alterados, tamaño 0,5-1,2 mm. Opacos y cxs irreconocibles por la alteración | - | 80% plagioclasas, tamaño 1,5 mm. Algunas se encuentran alteradas, 10% cuarzo, 10% opacos. Se observan cúmulos de cristales. |
| Parda, muy clara a N//, gris a NX, microlitos de cristales no distinguibles | Vítrea, negra a N// y NX, con pequeñísimos fragmentos de cx. | Microlitos de plagioclasas intercrecidos de tamaño alrededor de 0,1 mm- |
| Hay un lítico q corresponde a 1/3 del corte (2x2 cm), otro de 10x7 mm. Ígneos, los pequeños muy alterados a calcita. | Ígneos de 12 a 0,5 mm | - |
| Carbonatización y oxidaciones. | Epidotización en cristales de líticos. Oxidaciones | Epidotización en cristales y matriz. Cloritización en la matriz. Zeolitas. |
| | | |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |

| CS-6 | CS-7 | CS-8 |
|--|---|--|
| Lava - andesita | Toba vítrea | Toba lítica |
| 10 | 20 | 20 |
| 90 | 60 | 35 |
| - | 20 | 45 |
| Plagioclasas y feldespatos hasta 0,7 mm. | plagioclasas hasta 1 mm, muy alterados. Opacos | Se observan sólo formas, están completamente meteorizados. Tamaño alrededor de 0,3 mm. |
| Microlitos de plagioclasa y opacos, orientados en algunas zonas del corte. Plagioclasas hasta 0,2 mm de largo | Vítrea. Incolora a amarillenta a N//, gris oscura a NX. | Parda clara a N//, gris a NX. |
| - | Hasta 15 mm, alterados y fracturados. Ígneos, con bordes irregulares y algunos con redondeamiento | Ígneos, hasta 8 mm, muy alterados, bordes irregulares. |
| Cloritización de la matriz y los cristales. Carbonatización de matriz y cristales. Epidotización de algunos cristales. | Carbonatización. Epidotización abundante. | Epidotización abundante. Cloritización. |
| | Hay vesículas rellenas de cuarzo recristalizado | Otras alteraciones de bajo grado |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |

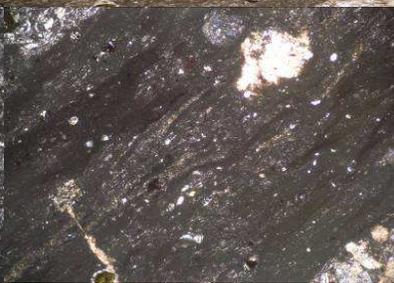
| | AL-1 | AL-2 |
|----------------------------|---|---|
| Nombre roca | Lava andesítica | Toba cristalina |
| % de cxs | 40 | 30 |
| % de matriz | 60 | 70 |
| % de líticos | | |
| descripción cxs | 80% de plagioclasas, tamaño del orden de 1,2 mm, incluyen otros cristales (textura poiquilítica) y se encuentran zonadas y macladas unas con otras. Feldespatos 20%, todos muy meteorizados y fracturados | 30% biotitas (0,2-0,6 mm). Plagioclasas muy fracturadas y alteradas (0,2 - 2 mm) |
| descripción matriz | parda a N//, café oscuro a NX. Microlitos de plagioclasa y opacos intercrecidos sin orientación preferente. | Zonada en su granulometría, aumenta hacia venillas. A N// café rojizo, a NX café grisáceo con manchas más oscuras. Contiene microlitos de plagioclasas hasta 0,05 mm. Orientadas. |
| descripción líticos | | |
| Alteraciones | Muy alterada. Penetrativo en cristales y matriz. Clorita y calcita rellenando vesículas (ambos) | Oxidación en zonas debilitadas y bordes de cristales |
| Observaciones | | Venillas de 0,2 mm de espesor, atraviesan el corte a su ancho, están rellenas de cuarzo. La orientación del 60% de las plagioclasas es solidario con las venillas. |
| |  |  |
| |  |  |

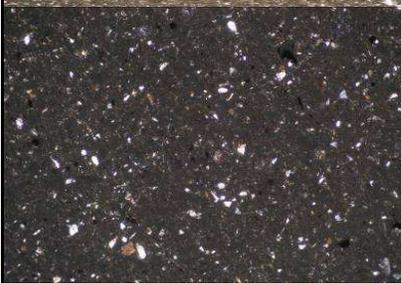
| AL-3 | AL-4 | AL-5 |
|---|---|---|
| Toba crisalina | Toba cristalina | Brecha polimíctica |
| 40 | 55 | 10 |
| 60 | 35 | 15 |
| - | 10 | 75 |
| Principalmente plagioclasas y feldespatos, muy alterados a cericita, por tanto indistinguibles más que por su forma, de 2 a 0,2 mm. | 40% Feldespatos muy meteorizados. 20% Biotitas de 0,8 a 1,8 mm. 15% Clinopiroxeno con pleocroismo verde pálido a rojo pálido y colores de birrefringencia altos. 12% opacos. 10% plagioclasas (~1,8 mm). 3% esfeno. (~0,2 mm) | En general fragmentos de plagioclasas y feldespatos que no superan 1 mm, cuarzos con extinción ondulante. |
| Vítrea, parda grisacesa a N//, gris oscuro a NX, se encuentra aterada penetrativamente, no se distinguen cxs en ella. | Café rojiza a N//, café negra a NX. Contiene microlitos, presenta deformación. | Conjunto de fragmentos de cristales menores a 0,05 mm. Indistinguibles, con alta presencia de opacos. |
| | Ígneos ~ 1 mm. | En el corte se aprecian de hasta 2 cm, polimícticos, en general ígneos de distintas texturas. |
| Alteración argílica intermedia, penetrativa en matriz y cristales. Alteración propilítica leve. | Epidota alterando plagioclasas | En los líticos y la matriz se observa alteración propilítica. |
| Se observan rasgos de deformación al rededor de los cristales. | | |
|  |  |  |
|  |  |  |

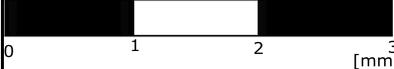
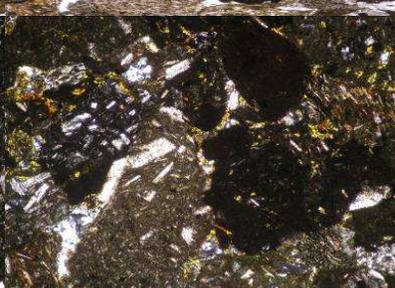
| AL-6 | AL-7 | AL-8 |
|---|--|---|
| Toba cristalina | Lava basalto andesita | Lava andesítica |
| 30 | 60 | 40 |
| 60 | 40 | 60 |
| 10 | - | |
| 50% Cuarzo hasta 2,4 mm, con texturas de descomposición. 30% Plagioclasas hasta 1 mm, muy alteradas. 20% biotitas hasta 1 mm. | 95% plagioclasas de 0,1 a 2 mm. 5% olivinos, fracturados de tamaño alrededor de 0,2 mm. | 90% Plagioclasas fracturadas y muy alteradas ~ 1mm. 10% opacos. |
| Café pálida a N//, café gris a NX, con microlitos de cristales (abundantes) | Plagioclasas ligeramente orientadas entre los cristales más grandes, con opacos intercrecidos. | Microlitos de plagioclasa intercrecidos y orientados de 0,02 a 0,1 mm. Cristales opacos |
| ígneos, ~0.6 mm. | | |
| Clorita con birrefringencia café, levemente epidota en la matriz y los cristales | Se observan oxidaciones y rasgos de alteración propilítica | Oxidación alrededor de cavidades. 15% de corte oxidado. Epidotización en matriz. |
| | | |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |
| | | |

| AL-9 | AL-10 | AL-11 |
|---|--|--|
| Toba vítrea | Toba vítrea | Litoarenita |
| 20 | 20 | |
| 65 | 60 | 20 |
| 15 | 20 | 80 |
| 20% Biotita, ~ 1 mm. 40% Plagioclasas. 20% Feldespatos. 10% Cuarzo. 10% Opacos | 50% Cuarzo, 50% Plagioclasas. Entre 0,6 y 1 mm. Poco alteradas en los bordes. | |
| Café pálida a N//, sólo se ven microcristales opacos. Oscura a NX, microlitos de cristales claros y de opacos en masa vítrea. | Café pardo a N//, gris oscura a NX, principalmente vítrea, contiene microlitos opacos. | Más que matriz, esta roca posee cemento, que tiene recristalización de cuarzo y de calcita |
| Ígneos, máximo 5 mm. | Ígneos, entre 1 y 2 mm, redondeados. | Polimícticos, en algunos casos se observan solo cristales, se presentan imbricados y hay zonación en su granulometría. Varían de 0,1 a 1 mm. |
| Carbonatización abundante y penetrativa, 60% de la roca alterada. En algunas zonas, oxidación sobre carbonatización. Epidotización menor. | No se observa en el corte. En muestra de mano se ve amígdala rellena de clorita. 2 cm. | Hay oxidación en los bordes de los clastos y alteración fílica en algunos cristales. |
| presenta esquirlas | presenta esquirlas y evidencias de flujo | |
|  |  |  |
|  |  |  |

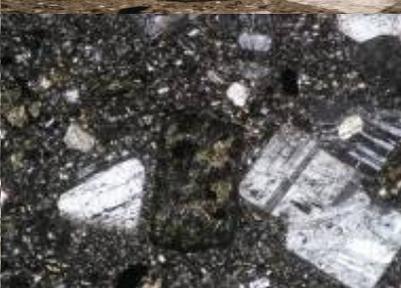
| AL-12 | AL-13 | AL-14 |
|---|---|--|
| toba vítrea | Toba cristalina | Toba vítrea |
| 25 | 40 | 20 |
| 55 | 35 | 60 |
| 20 | 25 | 20 |
| Biotitas ~ 0,8 mm. Cuarzo ~ 2 mm. Feldespatos alterados. | Todos se encuentran en el rango de 0,1 a 0,8 mm, ya sean enteros o fracturados, son más abundantes entre 0,1 y 0,4 mm. En un 70% se observan plagioclasas y feldespatos, en menor abundancia hay cuarzo, piroxenos, biotitas, opacos. | Completamente alterados a sericita y arcillas, algunos con reacción en los bordes, solamente son distinguibles por su forma. Entre 0,2 a 2 mm hay principalmente plagioclasas y feldespatos. |
| Café pálida a N//, gris a NX, microcristales no distinguibles. | Vítrea, parda a N//, gris oscuro a NX. | Vítrea, parda ligeramente rojiza a N//, gris oscura a NX. Se observan esquirlas |
| Ígneos, 0,5 a 2 mm. | Ígneos, polimícticos, ligeramente redondeados entre 0,6 y 0,2 mm. | Ígneos, de distintas fuentes, también se observan muy alterados, oxidados en los bordes. |
| Epidotización en feldespatos, carbonatización rellenando vesículas (venillas) de 0,5 mm de ancho. | Alteración propilitica y argílica en cristales y líticos | Alteración cuarzo sericítica importante, en matriz y cristales. |
| | | Tiene venillas rellenas de calcita |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |

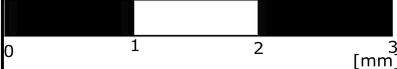
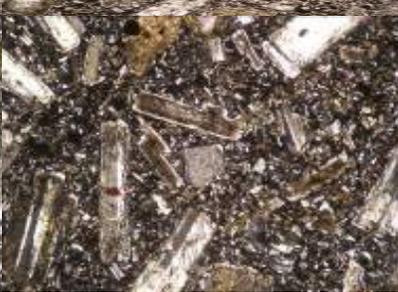
| AL-15 | AL-16 | AL-17 |
|--|--|--|
| Toba cristalina | toba cristalina | toba vítrea |
| 35 | 45 | 25 |
| 35 | 30 | 60 |
| 30 | 25 | 15 |
| Plagioclasas de 0,2 hasta 5 mm, muy meteorizadas a micas y arcillas. Feldespatos en menor medida, en el mismo rango de tamaños y también muy meteorizados. | Plagioclasas y Feldespatos alterados, de bordes irregulares, fracturados, de 0,5 a 1,2 mm. | Plagioclasas muy alteradas ~ 0,5 a 1,5 mm. |
| Parda a incolora a N//, gris oscura a NX, se observa cuarzo microcristalino (quizás se debe a la alteración de la roca) | Gris café a N//. Gris a NX | Café parda a N//, café gris a NX. Alterada a clorita, con bajo nº de cristales opacos y plagioclasas |
| Ígneos, entre 1,6 y 0,1 mm. De distintas fuentes, ligeramente alterados | De 0,5 a 3 mm, ígneos, bordes ligeramente redondeados. | Hasta 6 mm, ígneos, de bordes irregulares. |
| Alteración cuarzo sericítica importante, en matriz y cristales. | Seritización de cristales. | Cloritización en la matriz, ceritización en cristales. |
| | Oxidaciones zonadas, presenta esquirlas vítras y razgos de deformación. | Verdosa en muestra de mano. |
|  |  |  |
|  |  |  |
| | | |

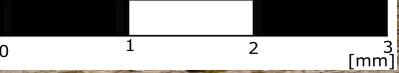
| AL-18 | AL-19 | AL-20A |
|---|--|---|
| Toba vítrea | Toba vítrea | Toba vítrea |
| - | 25 | 15 |
| 100 | 60 | 80 |
| - | 15 | 5 |
| - | Cuarzos con bordes de reacción entre 0,1 y 0,6 mm. Plagioclasas escasas, algunas muy meteorizadas a sericita. | En su mayoría feldespatos y plagioclasas, fragmentados, hasta 1,5 mm. Los fragmentos mayores se encuentran orientados en bandas paralelas, fragmentos menores a 0,1mm se encuentran dispersos en la matriz. |
| Café parda oscura a N//, gris casi negro a NX. Presenta rasgos de deformación observables a NX. Es principalmente vítrea, se observan microcristales difícil de distinguir, posiblemente cuarzo y plagioclasas. | Incolora a parda a N//, gris oscura a NX. Presenta abundantes esquirlas, fiamas y rasgos de deformación. Presenta cuarzo microcristalino | Vítrea, parda a N//, gris oscura a NX, con fragmentos de cristales. Muestra una orientación de deformación, solidaria con las bandas en las que se observan los cristales. |
| - | Ígneos, bien redondeados, de distintas fuentes. | Ígneos, presentan reacción con la matriz, menores a 0,7 mm. Escasos en el corte |
| | Alteración cuarzo sericítica importante, en matriz y cristales. | Sericita en cristales y alteración argílica intermedia en cristales también. Alteración propilítica en banda con cristales. |
| | | |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |
| | | |

| AL-20B | AL-21 | AL-22A |
|---|---|---|
| Litoarenita | Litoarenita | arenisca fina |
| - | | - |
| 10 | 15 | 80 |
| 90 | 85 | 20 |
| | | |
| A modo de cemento entre los clastos | Preseta cemento de cuarzo en drusas. | Granos de 0,05 mm en cemento café a N//, negro a NX. |
| Clastos polimícticos, mas se observa una fuente ígnea predominante, en general presentan reacción en los bordes. En tamaño hay hasta de | Polimícticos de al menos 15 fuentes distintas, mal redondeados, entre 0,2 y 2 mm. | de 0,1 a 2 mm, ígneos con bordes irregulares y alterados. |
| Alteración propilítica en los clastos y cuarzo sericítica en clastos y cemento. | Alteración propilítica, principalmente epidota en el cemento y en los bordes de los clastos. También algunos minerales dentro de algunos clastos se encuentran alterados. | Clorita alterando matriz y clastos, epidota alterando cristales. Carbonatización en vesículas |
| | | Corte muy oscuro, difícil de observar. |
|  |  |  |
|  |  |  |
| | | |

| AL-22B | AL-23 | AL-24 |
|---|---|--|
| brecha fina | lava Andesita | lava Basalto Andesita |
| - | 25 | 30 |
| 20 | 75 | 70 |
| 80 | - | - |
| | Principalmente Feldespatos y plagioclasas muy meteorizadas a arcillas, entre 0,4 y 1,6 mm, ligeramente fracturadas, distinguibles por su forma. | Plagioclasas en buen estado, de hasta 1,5 mm hasta 0,6 mm. |
| Líticos menores a 0,1 mm conformar la matriz. | Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa y opacos, no presentan orientación particular. | Intercrecimiento de plagioclasas menores a 0,6 mm, con piroxenos microcristalinos y opacos, presentan una ligera orientación |
| Ígneos, de bordes irregulares, con distintos grados de alteración de 4 a 0,1 mm. | - | - |
| Clorita relleno vesículas. Epidota en cristales. Carbonatización | Alteración propilítica con abundancia de clorita, relleno vesículas, alterando cristales y matriz. | Alteración propilítica, principalmente clorita en e vdió de la matriz y en algunos cristales o relleno vesículas. |
| Muy alterada | | |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |

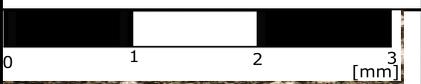
| AL-25 | AL-26 | AL-27 |
|---|---|---|
| lava andesita | toba vítrea | lava andesítica |
| 35 | 15 | 50 |
| 65 | 85 | 50 |
| - | - | - |
| Feldespatos y plagioclasas, entre 0, 4 y 2 mm, muy meteorizados a arcillas y sericita, algunos se encuentran fragmentados | Feldespatos y plagioclasas muy meteorizados a sericita y arcilla, entre 0,4 y 2,5 mm, se observa que en los bordes de los cristales la matriz recristaliza de manera más homogénea. | Los cristales presentan en general un borde de reacción nítido. Se presentan fuertemente meteorizados y de algunos sólo se distingue su forma. 10% Biotitas, alrededor 1,2 mm. 60% Plagioclasas, zonadas y macladas hasta 5 mm. 10% Cuarzo. 10% feldespatos. 5% |
| Vítrea, con fragmentos de cristales, microcristales de plagioclasa y opacos, no se observa orientación preferente | Vítrea, tiene textura de cuarzo recristalizado y se distinguen esquirlas. | Vítrea, con microcristales de igual mineralogía que los fenocristales. Parda a N//, gris a NX. |
| - | | |
| Se observa una alteración importante a clorita | Hay una alteración penetrativa cuarzo sericita, bien el cuarzo podría considerarse como recristalización de la matriz. | Sericita en fenocristales. Alteración propilítica moderada, clorita y epidota ocasionalmente en fenocristales y matriz. |
| | | |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |

| AL-28 | AL-29 | AL-30 |
|--|---|--|
| lava Andesita | lava andesítica | toba lítica |
| 20 | 45 | 15 |
| 80 | 55 | 25 |
| - | - | 60 |
| Plagioclasas, entre 0,3 y 2 mm, muy fracturadas y meteorizadas a sericita y arcillas. | Plagioclasas abundantes y feldespatos en menor medida. Algunos cxs se encuentran en muy buen estado, otros presentan reacción en los bordes y otros se encuentran completamente meteorizados a sericita y arcillas que los vuelven indistinguibles al | Feldespatos, plagioclasas, difícil de distinguir, entre 0,2 y 0,6 mm. Muy seritizada y fracturadas |
| Intercrecimiento de microcristales de plagioclasas y opacos. | Intercrecimiento de microcristales de plagioclasas, fracturas de plagioclasas y opacos. | Vítrea, café oscura a N//, gris negro a NX. No es posible distinguir mxs por alteración rojiza. |
| - | - | Ígneos, polymícticos, de 0,2 a 15 mm con bordes irregulares. |
| Se observa alteración propilítica, en matriz y cloritas relleno vesículas, o alterando partes de los cristales. Por otra parte, los cristales se encuentra muy meteorizados con sericita y | Alteración propilítica, principalmente clorita, en matriz y en partes de cristales. Seritización importante en algunos cristales (no sé a que responde eso) | Alteración argílica intermedia en cristales y matriz. |
| | Se presentan abundantes amígdalas rellena con calcita, o con cuarzo recristalizado, que están oxidadas. | |
|  |  |  |
|  |  |  |

| AL-31 | AL-32 | AL-33 |
|---|--|---|
| Toba vitrea | lava andesítica | lava andesítica |
| 15 | 80 | 100 |
| 85 | 20 | - |
| - | - | - |
| Plagioclasas y feldespatos, de 0,4 a 1,2 mm. Muy meteorizados a sericita y arcillas. Muy fracturados. | 70% Plagioclasas de 0,2 a 1 mm, intercrecidas entre ellas y con feldespatos de similar tamaño. 25% fenocristales de feldespatos hasta 2 mm. 5% cuarzo recristalizado en espacios que se observan como ex vesículas | 80% Plagioclasas de 0,1 a 1 mm. 10% Fenocristales mayores a 1 mm de plagioclasas y feldespatos. 10% de cristales opacos. Todos los cristales se encuentran intercrecidos. |
| Vítrea, recristalizada a cuarzo, parda clara a N//, gris a NX. Se observan esquirlas | Microcristales de plagioclasas, se observa orientación. Se encuentran intercrecidas con minerales opacos. | |
| - | | |
| Sericita y arcillas en los cristales. | Se observa alteración sericítica en zonas determinadas, relacionada con el cuarzo recristalizado. | Presenta alteración a epidota, como se observa en las fotos. |
| similar a al36 | | |
|  |  |  |
|  |  |  |

| AL-34 | AL-35 | AL-36 |
|---|--|--|
| lava andesítica | toba vitrea | toba vitrea |
| 45 | 20 | 20 |
| 55 | 80 | 80 |
| - | - | - |
| Los cristales en general se encuentran muy meteorizados, por lo que resultan distinguibles solo por su forma. Se encuentran fracturados y con reacción con la matriz. La gran mayoría son plagioclasas entre 0,2 y 1,5 mm. En menor medida hay feldespatos que se | Plagioclasas y feldespatos de 0,3 a 1,2 mm. Meteorizados a sercita y arcillas | Plagioclasas y feldespatos, de 0,2 a 1,5 mm. Muy meteorizados a sercita y arcillas. |
| Parda a N//, parda negruzca a NX. Tiene una masa fundamental vítrea y microcristales de plagioclasas, orientadas en flujo alrededor de los cristales. | Vítrea, recristalizada a cuarzo, parda clara a N//, gris a NX. Se observan esquirlas | Vítrea, recristalizada a cuarzo, parda clara a N//, gris a NX. Se observan esquirlas |
| | | - |
| Presenta alteración cuarzo sercita en los cristales. Hay alteración propilítica en amígdalas. | Sercita y arcilla en los cristales. Epidota radial. | Sercita y arcillas en los cristales. Clorita en una zona particular del corte, no generalizado en la muestra |
| | presenta esquirlas | |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |
| | | |

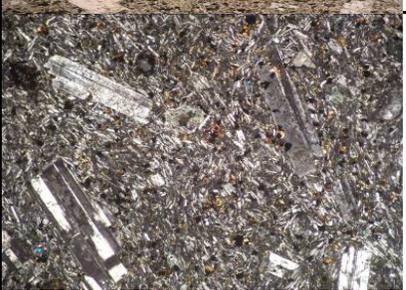
| AL-37 | AL-38 | AL-39 |
|---|---|---|
| lava andesítica | toba cristalina | toba clásica |
| 45 | 15 | 20 |
| 55 | 75 | 45 |
| - | 10 | 35 |
| Fenocristales de hasta 4 mm de feldespatos y plagioclasas, se presentan nítidos, con fracturas y alteración propilitica dentro de los cristales. En menor medida hay cristales del orden de 0,5 mm, pero bien pueden ser fragmentos de los fenocristales. | Feldespatos y plagioclasas, de 0,3 a 2,4 mm. Algunos se presentan enteros, otros fragmentados, muy meteorizados a arcillas y sericita, fracturados. | Plagioclasas, feldespatos y piroxenos fracturados, hasta 1 mm. |
| Microcristales de plagioclasa, opacos y piroxenos intercrecidos | Vítrea, recristalizada a cuarzo, parda clara a N//, gris a NX | Vítrea, parda clara a N//, gris a NX. Presenta textura de flujo. Contiene microcristales. |
| | Ígneos, con bordes poco nítidos producto de reacción con la matriz. | Ígneos de distintas fuentes, algunos se presentan redondeados, sus tamaños van de 0,2 a 4 mm. |
| Propilitica | Sericita y arcillas en los cristales. | Alteración a clorita |
| | | |
| 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] | 0 1 2 3 [mm] |
|  |  |  |

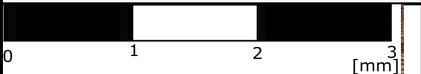
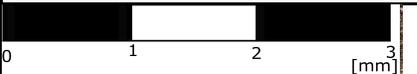
| AL-40 | AL-41 |
|--|--|
| Lava andesítica | Lava andesítica |
| 45 | 15 |
| 55 | 75 |
| - | - |
| <p>Plagioclasas entre 0,2 y 2,5 mm, muy fracturadas, meteorizadas a sericita y arcillas en grados distintos, algunas se encuentran en mejores condiciones que otras.</p> | <p>60% plagioclasas, entre 0,2 y 2 mm. 15% feldespatos, ambos se encuentran fracturados y fragmentados, con bordes poco nítidos. 15% hornblenda, entre 0,1 y 1 mm, se presenta bastante meteorizada.</p> |
| <p>Plagioclasas y opacos intercrecidos, no se encuentran orientadas.</p> | <p>Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa menores a 0,1 mm, con minerales opacos.</p> |
| | |
| <p>Alteración propilitica importante, principalmente clorita en matriz y epidota alterando cristales. Alteración a arcillas y sericita en los cristales.</p> | <p>Clorita en amígdalas y alterando minerales (a veces en fracturas internas de los mxs). Sericita en fenocristales.</p> |
| <p>Hay una venilla que cruza todo el corte y amígdalas, rellenas con calcita y alteradas a epidota.</p> | |
|  |  |
|  |  |

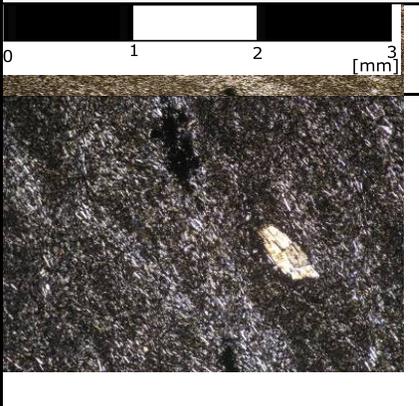
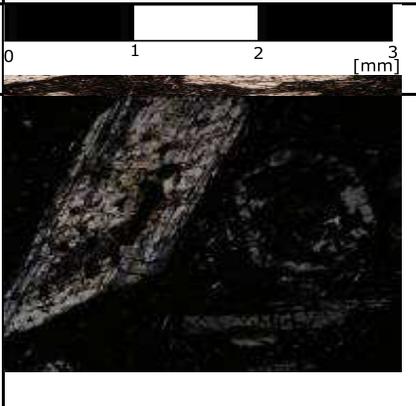
| AL-42 | AL-43 |
|---|--|
| Lava andesítica | lava basalto andesita |
| 20 | 25 |
| 80 | 75 |
| - | - |
| 70% plagioclasas 27% feldespatos entre 0,4 y 2 mm, se presentan fracturadas, con bordes irregulares, en ocasiones con reacción con la masa fundamental, fuertemente alteradas a minerales de arcilla y sericita. 3% clinopiroxenos, entre 0,2 y 0,6 mm. | 60% plagioclasas, 20% feldespatos, entre 0,2 y 2 mm, se presentan altamente meteorizados a minerales de arcillas y fragmentados, confundiendo los fragmentos con los cristales de la masa fundamental. 20% clinopiroxenos, entre 0,6 y 1,2 mm se presentan fracturados y |
| Microcristales de plagioclasa, menores a 0,4 mm en una masa vítrea con microcristales de minerales opacos. | Microcristales de plagioclasa menores a 0,2 mm y opacos en masa vítrea (20%) |
| | |
| Alteración argílica intermedia, afectando a fenocristales y masa fundamental. Ocasionalmente clorita en minerales. Vesículas rellenas de clorita y granos de cuarzo recristalizado de 0,3 a 2 | Alteración argílica baja en fenocristales y masa fundamental. Clorita en vesículas y venillas con cuarzo recristalizado (similar a AL 42). |
| | |
|  |  |
|  |  |

| AL-44 | AL-45 |
|---|--|
| lava adesítica | lava basalto andesita |
| 30 | 5 |
| 70 | 95 |
| - | - |
| 75% plagioclasas, 25% feldespatos, se presentan fracturados y fragmentados, con bordes irregulares, meteorizados a minerales de arcilla, su tamaño abarca de 0,6 a 4 mm. | 60% plagioclasas, entre 0,4 y 1,4 mm, fracturadas y meteorizadas. 40% clinopiroxenos entre 0,2 y 1 mm. Presentan bordes de reacción. |
| Microcristales de plagioclasa y opacos intercrecidos, no es posible observar rasgos de flujo. | Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa menores a 0,2 mm con minerales opacos y microcristales de clinopiroxenos. Se observan rasgos de flujo con orientación preferencial en el corte.. |
| | |
| Alteración argílica baja en fenocristales y masa fundamental. Sericita en fenocristales. Clorita ocasionalmente en cristales y en vesículas y venillas con cuarzo recristalizado (similar a AL 42). | Sericitación de fenocristales. Y argilización moderada. |
| | |
|  |  |
|  |  |

| AL-47 | AL-48 |
|--|--|
| lava andesítica | lava basalto andesíta |
| 30 | 40 |
| 70 | 60 |
| - | - |
| <p>70% plagioclasas, entre 0,2 mm y cúmulos de 9 mm se encuentran fracturadas y fragmentadas, presentando bordes irregulares. 25% feldespatos de similares características a las plg. 5 % piroxenos, se preservan mejor que las plagioclasas y feldespatos, su tamaño varía de 0,4 a 1 mm.</p> | <p>80% plagioclasas, se encuentran muy fracturadas, su tamaño varía de 0,02 a 2 mm. 20% piroxenos, fuertemente alterados a clorita.</p> |
| <p>Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa con minerales opacos. Se observan rasgos de flujo alrededor de los fenocristales.</p> | <p>Textura poiquilítica, microcristales de plagioclasa intercrecidos con clinopiroxenos y opacos. No presentan orientación en el corte</p> |
| | |
| <p>Epidota en manchones en masa fundamental. Clorita en fenocristales y amígdalas. Alteración a sericita en fenocristales importante.</p> | <p>Sericita en fenocristales. Propilítica en fenocristales y matriz se observa generalmente clorita en plagioclasas.</p> |
| | |
|  |  |
|  |  |

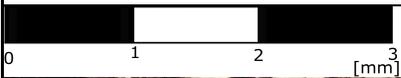
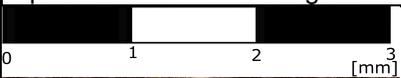
| AL-49 | AL-50 |
|--|--|
| toba lítica | lava basalto andesita |
| 15 | 40 |
| 30 | 60 |
| 55 | - |
| 60% plagioclasas, 30% feldespatos, se presentan fuertemente meteorizados a minerales de arcilla, facturados y fragmentados, su tamaño abarca de 0,2 a 1,6 mm. 10% piroxenos, fuertemente fracturados y fragmentados, tamaño similar a los otros minerales. | Fenocristales de feldespatos y plagioclasas hasta 3 mm. En menor proporción se observan piroxenos. |
| Vítrea, parda rojiza a N//, grisacea a NX, presenta esquirlas y evidencias de deformación. | Cristalina, con microcristales de plagioclasas, opacos y piroxenos. Se encuentran orientados alrededor de los fenocristales. |
| Polimícticos, de 0,2 a 25 mm, presentan bordes irregulares, angulosos, y un bajo redondeamiento. | |
| Alteración argílica intermedia en cristales y líticos. Clorita en amígdalas y en menor medida alterando cristales y líticos. | Baja: Clorita en matriz y cristales. |
| | Una esquina del corte se encuentra oxidada. |
|  |  |
|  |  |

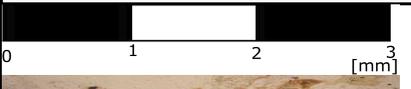
| AL-51 | AL-52 |
|---|---|
| lava basalto andesita | lava andesítica |
| 35 | 20 |
| 65 | 80 |
| - | - |
| <p>Plagioclasas y feldespatos en 3 familias de tamaño. 60% menores a 0,4 mm. 25% entre 0,4 y 1,5 mm. 15% mayores a 1,5 mm. Presenta cristales de piroxenos alrededor de los 0,5 mm. Se encuentran cumulos o intercrecidos con cristales opacos.</p> | <p>Cristales en muy mal estado, fracturados y meteorizados. Feldespatos y plagioclasas hasta 1.5 mm.</p> |
| <p>Parda amarillenta a N//, gris oscura a NX. Masa fundamental vítrea y microcristales de plagioclasa y opacos.</p> | <p>Microcristales de plagioclasas y opacos intercrecidos. Se presentan muy levemente orientados alrededor de los cristales.</p> |
| | |
| <p>Hay alteración cuarzo sericita en los cristales</p> | <p>Alteración a clorita en la matriz</p> |
| | |
|  |  |
|  |  |

| AL-53 | AL- 54 |
|---|---|
| lava basalto andesita | lava andesítica |
| 10 | 25 |
| 85 | 75 |
| 5 | - |
| Cristales de hasta 0,5 mm, escasos, son plagioclasas, feldespatos y piroxenos. | 80% Plagioclasas entre 0,3 y 3 mm, 20% feldespatos entre 0,5 y 2 mm. Se presentan fracturados y fragmentados, los bordes se presentan reaccionando con la masa fundamental o en su defecto mal definidos. |
| Afanítica, microcristales de plagioclasa opacos intercrecidos y con flujo alrededor de los cristales. | Intercrecimiento de microcristales de plagioclasas, menores a 0,2 mm. Con minerales opacos. No se observa una orientación de flujo a lo largo del corte, se distinguen flujos alrededor de los fenocristales. |
| Se observa un lítico en el corte, ígneo y redondeado | |
| Levemente alterción a clorita en la matriz. | Clorita en matriz y cristales. Sericita leve en fenocristales. |
| | |
|  |  |

| AL-55 | AL-56 |
|---|---|
| Litoarenita clastosoportada | lava andesítica |
| - | 35 |
| 10 | 65 |
| 90 | - |
| | 80% plagioclasas, entre 0,4 y 2,5 mm, se presentan fracturadas y ocasionalmente fragmentadas, con bordes bien definidos aunque en algunos casos hay reacción con la masa fundamental. 20% feldespatos, se presentan de manera similar |
| Cemento escaso, se distingue cuarzo recrystalizado. | Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa menores a 0,1 mm, con minerales opacos y ocasionalmente clinopiroxenos. Se orientan alrededor de los fenocristales. |
| Polimícticos de 0,2 a 11 mm, con regular esfericidad y redondeamiento. | |
| Se reconoce clorita pero sólo en algunos clastos. | Propilítica leve en el corte, principalmente clorita en fenocristales, epidota en menor medida. |
| | |
|  |  |
|  |  |

| AL-57 | AL-58 |
|---|---|
| lava andesítica | lava basalto andesita |
| 15 | 30 |
| 85 | 70 |
| - | -- |
| 70% plagioclasas, entre 0,2 y 1,2 mm, se presentan fuertemente fracturadas y fragmentados, con bordes poco definidos y meteorizados a minerales de arcilla. 30% feldespatos con similares características a las plg. | 60% plagioclasas, 10% feldespatos entre 0,4 y 1,3 mm. Se presentan meteorizados a sericita. 30% de clino y ortopiroxenos entre 0,3 y 0,8 mm, presentan en general borde de reacción con alteración a clorita y minerales de metamorfismo de bajo grado. |
| Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa menores a 0,25 mm, con minerales opacos, en una masa vítrea, en el corte se observan variaciones en cuanto a la masa fundamental cual si hubiese una mezcla en el magma, esta variación es gradacional y se | Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa con minerales opacos, se observa orientación de flujo alrededor de los fenocristales |
| | |
| Propilítica leve en el corte, principalmente clorita en fenocristales y masa fundamental, epidota en menor medida. | Sericitación de fenocristales, alteración muy leve de clorita en cxs, ocasionalmente epidota acompañando la clorita. Alrededor de los minerales máficos es posible distinguir un borde de |
| | |
|  |  |
|  |  |

| AL-59 | AL-60 |
|---|--|
| lava andesítica | toba lítica |
| 40 | - |
| 60 | 20 |
| - | 80 |
| 70% plagioclasas, entre 0,2 y 4 mm, se presentan intensamente meteorizadas y alteradas, con bordes mal definidos y rasgos de descomposición. 25% feldespatos, 5 % piroxenos, ambos con similares características a las plg. | |
| Intercrecimiento de microcristales de plagioclasa, menores a 0,05 mm con opacos, alto porcentaje de opacos (60%). No es posible distinguir flujos. | Vítrea, parda grisacea a N//, grisacea a NX, presenta rasgos de deformación, y contiene minerales opacos. |
| | Ígneos, se observa un gran clasto en el corte, mayor a 40 mm, con borde que reacciona con la matriz |
| Alteración argílica intermedia en cristales, en menor medida alteración propilítica también en cristales. Sericita también en fenocristales. | Alteración propilítica penetrativa en una esquina del corte (20% del corte). Se observa menos intensa en el lítico. |
| Numerosas vesículas rellenas de cuarzo recristalizado con textura de mosaico | Un cuarto del corte está conformado por una alteración penetrativa, y una mitad por un gran clasto, por lo que la descripción del corte podría no ser representativa de la litología.. |
|  |  |
|  |  |

| AL-61 | AL-62A |
|---|---|
| Granodiorita de bitotita y afíbol grano fino | Monzodiorita cuarcífera de biotita. |
| 100 | 100 |
| - | - |
| - | - |
| 75% félsicos: Q=20%, A= 30%, P= 50%. Tamaño alrededor de 1,2 mm, parcialmente sericitados. 25% máficos: Biotitas =60% se presentan en un 80% cloritizadas, anfíbol=40%, también cloritizadas o altaradas con epidota. | 80% félsicos: Q=10%, A= 40%, P= 50%. Tamaño alrededor de 1,5 mm, parcialmente sericitados. 20% máficos: Biotitas =40% se presentan en un 60% cloritizadas, anfíbol=30%, piroxenos = 30% |
| | |
| | |
| Alteración propilítica: hornblendas y biotitas fuertemente cloritizadas,ocasionalmente alteración a epidota. En menor medida sericita en minerales máficos | Alteración propilítica: anfíbol, piroxenos y biotitas fuertemente cloritizadas, ocasionalmente alteración a epidota. En menor medida sericita en minerales máficos |
| | |
|  |  |
|  |  |

| AL-62B | AL-63 |
|--|--|
| lava andesítica | Toba lítica |
| 25 | 5 |
| 75 | 25 |
| - | 70 |
| 70% plagioclasas, entre 0,2 y 1,6 mm, se presentan meteorizadas y alteradas, fracturadas y ocasionalmente fragmentadas. 25% feldespatos, 5 % piroxenos, ambos con similares características a las plg. | Plagioclasas, menores a 0,5 mm, muy fracturadas y alteradas inmersas en la matriz |
| Intercrecimiento de microcristales de plagioclasas menores a 0,1 mm, con minerales opacos en una masa vítrea (20%). | Vítrea, parda a N//, grisacea a NX. Contiene fragmentos de cristales. |
| | Polimícticos, de 0,2 a 20 mm, medianamente redondeados y con baja esfericidad. |
| Alteración a clorita en fenocristales, vesículas y masa fundamental. Sericita en fenocristales. | Alteración propilítica, clorita y epidota alterando líticos y matriz |
| | |
|  |  |
|  |  |

AL-64

Granito de biotita, grano medio

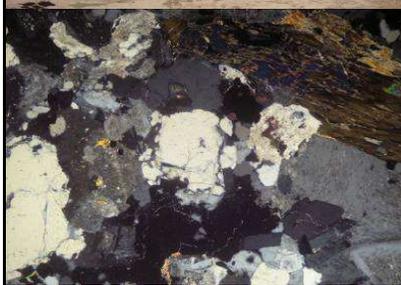
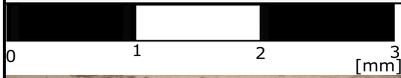
100

-

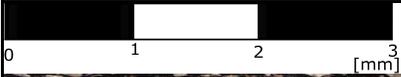
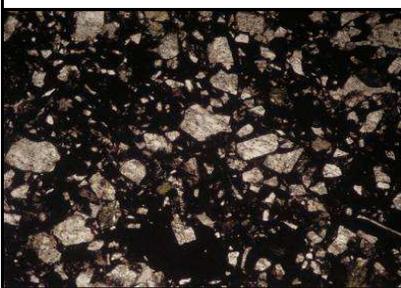
-

80% félsicos: Q=45%, A= 20%,
P= 35%. Tamaño alrededor de 3
mm, parcialmente sericitados.
20% máficos: Biotitas, se
presentan en un 70% cloritizadas,
alcanzan los 3 mm.

Aletarción a clorita importante en
biotitas. Sericita en minerales
félsicos



| Nº corte | LA-1 | LA-2 |
|---------------------|---|--|
| Nombre roca | toba vítrea | Lava basalto andesita |
| % de cxs | 25 | 40 |
| % de matriz | 70 | 60 |
| % de líticos | 5 | - |
| descripción cxs | Feldespatos y plagioclasas muy meteorizadas | Plagioclasa, clinopiroxenos, todo muy meterizado, alrededor de 2 mm. Opacos |
| descripción matriz | Se observa micritizada, pardo a N//, pardo-gris a NX, con textura granulosa | Microlitos de plagioclasas, opacos y escasos clinopiroxenos sin orientación |
| descripción líticos | Se observan muy meteorizados | - |
| Alteraciones | Cloritización, carbonatización en mayor medida (todo) | Cloritización en cristales y matriz, también rellenan vesículas |
| Observaciones | El corte está quebrado, cuesta verlo. | |
| Fotos | | |
| |  |  |
| |  |  |
| |  |  |

| LA-3 | LA-4 |
|--|--|
| toba lítica | lava andesítica |
| 20 | 50 |
| 50 | 50 |
| 30 | - |
| Plagioclasas muy meteorizadas, en su mayoría fragmentos de 1 mm o inferior, indistinguibles. | Plagioclasas, feldespatos, opacos |
| La matriz es completamente opaca | Vítrea parda a N//, gris parda a NX. |
| Ígneos, escasos, alterados | - |
| Epidotización de cristales. Carbonatización rellenando vesículas | Cloritización azul y verdosa, epidotización, carbonatización. |
| Corte difícil de observar | |
| | |
|  |  |
|  |  |
|  |  |

