

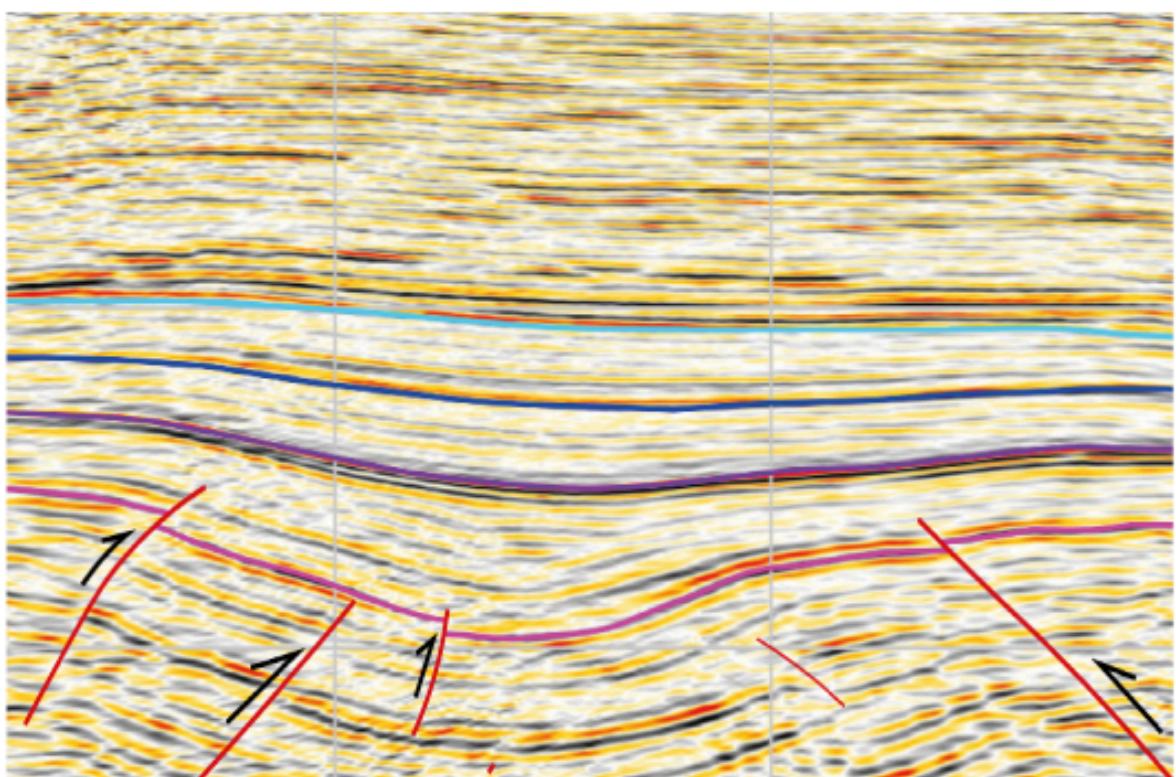


UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología**

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

Análisis estructural del subsuelo
del Bloque Tupungato, Cuenca Cuyana



Autor: Juan Ignacio Miranda

Director: Felipe Tapia
Co-Director: Daniel Yagupsky



Buenos Aires, Argentina
2024

ÍNDICE

RESUMEN.....	3
1. INTRODUCCIÓN.....	5
1.1. Objetivos.....	5
1.2. Ubicación Geográfica.....	5
1.3. Antecedentes.....	7
2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.....	10
2.1. Marco geológico general.....	10
2.2. Evolución tectónica.....	14
2.2.1. Ciclo Famatiniano.....	15
2.2.2. Ciclo Gondwánico.....	17
2.2.3. Ciclo Andino.....	19
3. ESTRATIGRAFÍA.....	23
3.1. Basamento.....	24
3.1.1. Formación Villavicencio.....	25
3.1.2. Grupo Choiyoi.....	26
3.2. Relleno Sedimentario.....	27
3.2.1. Grupo Uspallata.....	29
Formación Río Mendoza.....	30
Formación Cerro Las Cabras.....	31
Formación Potrerillos.....	32
Formación Cacheuta.....	34
Formación Río Blanco.....	37
Formación Barrancas.....	39
Formación Punta de las Bardas.....	40
Formación Papagayos.....	41
Formación Divisadero Largo.....	41
Formación Mariño.....	42
Tobas Grises Inferior.....	44
Formación La Pilona.....	44
Tobas Grises Superior.....	45
Serie Amarilla.....	45
Formación Mogotes.....	46
4. ESTRUCTURA.....	47
4.1. Marco estructural.....	47
4.2. Descripción estructural área de estudio.....	51
4.2.1. Dominio Norte.....	52
4.2.2. Dominio Centro.....	54
4.2.3. Dominio Sur.....	57
5. DISCUSIONES.....	59
5.1. Introducción.....	59
5.2. Arquitectura de la sub-cuenca Cacheuta.....	59
5.3. Interpretación estructural y modelo conceptual.....	61
6. CONCLUSIONES.....	65
BIBLIOGRAFÍA.....	67

RESUMEN

El presente trabajo final de licenciatura se realizó en la Subcuenca Cacheuta, depocentro estructural-sedimentario ubicado en la Cuenca Cuyana, Provincia de Mendoza. El objetivo principal de este trabajo comprende la realización de una caracterización geológica de subsuelo, centrada en la arquitectura estructural de la zona y la interpretación de su evolución geológica.

Por medio del software OpendTect se analizó un merge sísmico 3D cedido por la empresa Phoenix Global Resources (PGR). El cubo, ubicado entre los paralelos 33°6' y 33°17' S y los meridianos 69°12' y 68°59' O, cubre un área aproximada de 302 km². Partiendo de la visualización de la sísmica se construyeron y analizaron un amplio conjunto de secciones sísmicas (en dominio tiempo) en diferentes direcciones, las cuales permitieron reconocer las principales estructuras que conforman los hemigrabenes de Cacheuta y Refugio-Tupungato, respectivamente. Con el objetivo de sintetizar la interpretación realizada, se presentan 6 secciones sísmicas con los topes formacionales de las unidades, y las principales estructuras reconocidas. Se construyeron una serie de secciones estructurales esquemáticas que reflejan la relación espacial entre las distintas estructuras interpretadas en el presente trabajo.

En función de la interpretación realizada, se construyó un mapa sobre una sección en tiempo a 1000 milisegundos (TWT), en el cual se pueden observar los contactos estratigráficos y por falla de las unidades que alcanzan esta profundidad. Se dividió el área de estudio en tres dominios estructurales: Dominio Norte, Dominio Centro y Dominio Sur, separados por dos lineamientos profundos de rumbo aproximadamente ENE-OSO. Uno de ellos refleja el límite entre los hemigrabenes de Cacheuta y Refugio-Tupungato. Se puede reconocer una progresiva profundización de la cuenca hacia el SE, posiblemente favorecida por la presencia de estos dos lineamientos profundos, oblicuos al tren estructural dominante que controlan la estructura de los hemigrabenes.

Del análisis realizado se desprende que la arquitectura del rift triásico en esta zona, y su orientación respecto a la contracción andina sobreimpuesta, ejerció un fuerte control sobre el estilo estructural compresivo. Los lineamientos transversales (ENE al N y NE-SO al S) habrían funcionado como rampas laterales del sistema extensional. La contracción reactivó parcialmente estas estructuras, lo cual generó comportamientos estructurales con trazas de direcciones variables, inflexiones, fallas de rumbo de menor orden, interferencia de pliegues, braquianticlinales y cambio de vergencia de los corrimientos principales. Este estilo estructural fomenta la conformación de cierres estructurales.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Objetivos

El objetivo del presente trabajo final de licenciatura es realizar un análisis y caracterización morfoestructural del sector suroccidental de la Cuenca Cuyana, en donde se encuentra uno de los principales campos petroleros correspondiente al Bloque Tupungato. Para alcanzar dicho objetivo se analizó un merge sísmico 3D cedido por la empresa Phoenix Global Resources (PGR).

Para cumplir con tal objetivo se utilizó el software libre OpenDtect 6.6.7 que permitió visualizar diferentes secciones sísmicas, y junto con el programa Adobe Illustrator 2.4 se desarrollaron las correspondientes interpretaciones estructurales.

Los trabajos realizados para alcanzar dichos objetivos cuentan con tres etapas. La primera comprende la visualización completa del merge sísmico en el software OpenDtect, buscando determinar el correcto espaciado de las primeras secciones inline y crossline a interpretar en el programa Adobe Illustrator; luego se prosiguió a interpretar numerosas secciones sísmicas inline y crossline, para luego sintetizar en seis secciones sísmicas que cortan las principales estructuras. Por último se buscó integrar la interpretación con la bibliografía previa para así obtener diversas conclusiones.

Al comenzar con el análisis del merge sísmico 3D en el programa OpenDtect se decidió por dar inicialmente un vistazo regional de la estructura del bloque, buscando definir las estructuras de primer orden que caracterizan el área de estudio. Cabe destacar que la información sísmica brindada por PGR vino junto a la interpretación estratigráfica de los topes formacionales de las unidades de synrift triásicas, las cuales fueron de ayuda para la correspondiente interpretación estructural.

Luego se realizaron las primeras interpretaciones estructurales de varias secciones inline y crossline en el programa Adobe Illustrator, generando un amplio paquete de información. Con el objetivo de sintetizar la interpretación para su correcta presentación se decidió por trazar a mano alzada en OpenDtect seis secciones sísmicas oblicuas a las principales estructuras, abarcando en su conjunto el total de la información.

Por último, mediante la integración de esta valiosa información de subsuelo con trabajos previos realizados en la zona de estudio, se caracterizó la estructura del bloque, obteniendo conclusiones acerca del estilo y controles de la deformación que hoy se observan en la Cuenca Cuyana, más específicamente en el Bloque Tupungato.

1.2. Ubicación Geográfica

La zona de estudio se ubica en la Provincia de Mendoza (Fig.1.1a), más precisamente hacia el SO de la ciudad de Mendoza, abarcando parte de los departamentos de Luján de Cuyo y Tupungato (Fig. 1.1a). Abarca un área aproximada

de 302 km², limitada entre los paralelos 33°6' y 33°17' S y los meridianos 69°12' y 68°59' O (Fig. 1.1b).

Este área pertenece a la región denominada “Cuenca de Cacheuta-Potreros” (Frenguelli, 1948), “Zona de Potrerillos-Cacheuta” (Groeber y Stipanicic, 1953), o “Cuenca triásica del norte de Mendoza” (Rolleri y Criado, 1968). Forma parte de una larga faja NNO-SSE que atraviesa la provincia de Mendoza desde San Juan al norte, y llegando al límite con la Provincia de La Pampa hacia el Sur.

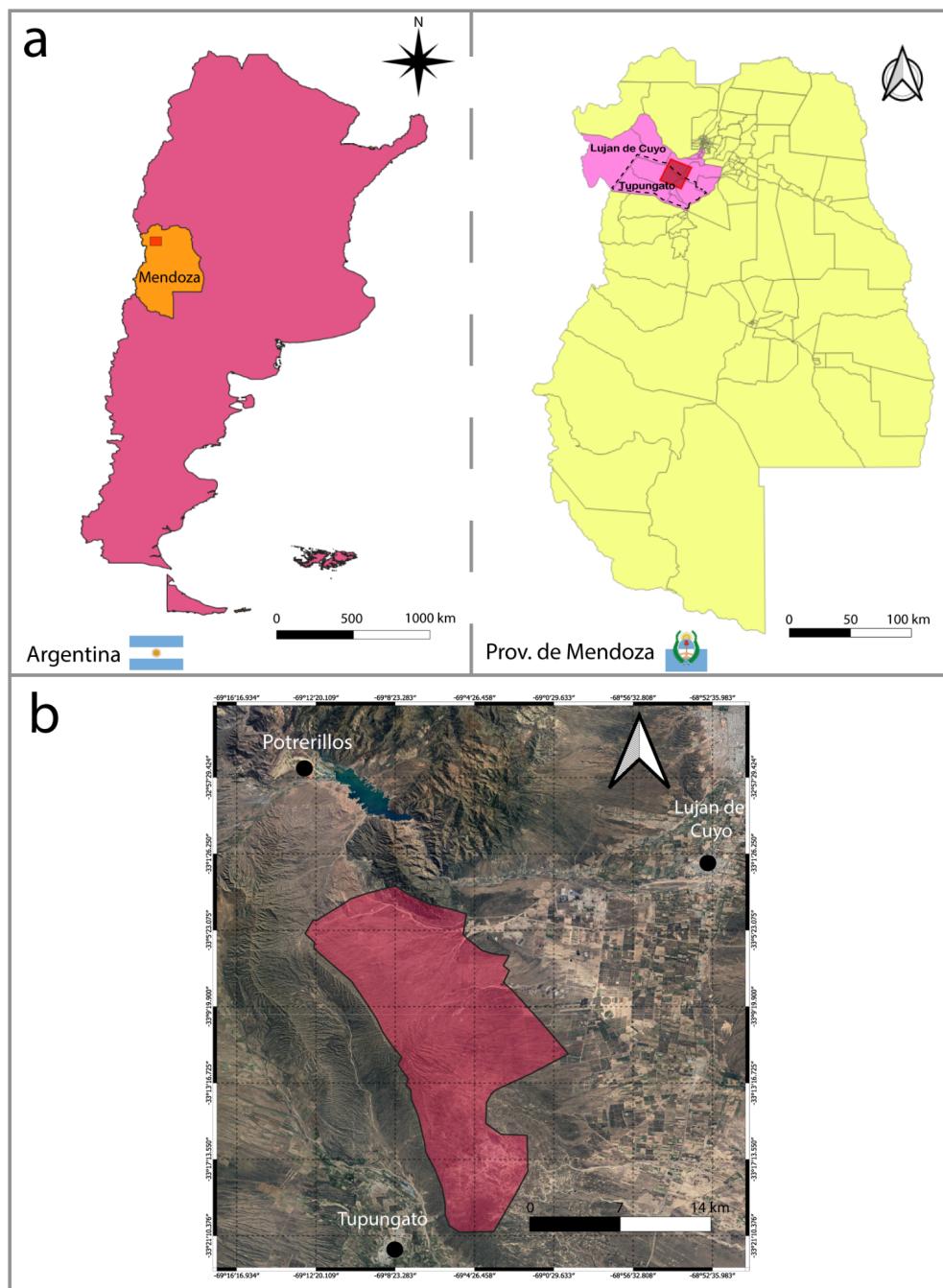


Figura 1.1. a) Ubicación de la zona de estudio. b) Imagen satelital; se indica con el polígono rojo la ubicación de la zona de estudio.

1.3. Antecedentes

Los primeros trabajos geológicos en la Cuenca Cuyana se remontan al siglo XIX. Durante ese período, varios científicos y exploradores europeos realizaron expediciones a la región para estudiar su geología. Uno de los primeros en hacerlo fue el geólogo francés Alcide d'Orbigny, quien llevó a cabo una expedición en 1835. Otro geólogo europeo que trabajó en la Cuenca Cuyana fue el español Martín de Moussy, quien llevó a cabo sus investigaciones en la década de 1870. Estos primeros trabajos ayudaron a establecer una base sólida para el entendimiento geológico de la región.

A finales del siglo XIX y principios del siglo XX, se llevaron a cabo las primeras investigaciones de geólogos y paleontólogos argentinos entre los cuales es posible mencionar a los hermanos Ameghino quienes contribuyeron al entendimiento de la historia geológica de la región. Además, hay que destacar que los hermanos Ameghino fueron los primeros investigadores en definir la presencia de roca madre de hidrocarburos en la cuenca, como también la presencia de yacimientos de petróleo y gas. A estos se le suma Guillermo L. Baigorria, quien en 1922 publicó un trabajo acerca de la geología de la Cuenca Cuyana y el papel de los hidrocarburos.

Hacia finales del siglo XX y principios del siglo XXI se llevaron a cabo numerosos trabajos con principal interés en la estructura y estratigrafía de la cuenca, relacionado al importante papel hidrocarburífero que fue adquiriendo la Cuenca Cuyana. Entre los primeros trabajos se destaca el de Rolleri y Fernandez Garrasino (1979) quienes llevan a cabo un análisis pionero en detalle de la estructura regional de la cuenca, centrándose en la geometría de las fallas y las relaciones tectónicas entre las diferentes unidades geológicas. Años después, Stahlschmidt (1985) contribuyó con importantes datos acerca de la estratigrafía, más precisamente para el depocentro Cacheuta, proporcionando una secuencia más clara de los eventos sedimentarios y las diversas unidades sedimentarias. Hacia finales de la década de 1980, Uliana y Biddle (1988) estudian el origen de la Cuenca Cuyana, a la cual vinculan con un sistema depositacional mucho más grande a lo largo del margen suroeste del supercontinente de Pangea, asociado una etapa previa a la ruptura de Gondwana. Por su parte Kokogian et al. (1989) realizan el primero de varios estudios estratigráficos de la región, definiendo nuevas unidades sedimentarias, como también ajustando la cronología de los eventos sedimentarios.

A comienzos de la década de 1990, Ramos y Kay (1991) llevaron a cabo una importante contribución al conocimiento tectónico, analizando la influencia de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana y su impacto en la deformación tectónica de la región. A este se le suma el trabajo de Legarreta et al. (1992), el cual abordó tanto aspectos estratigráficos como estructurales, siendo uno de los primeros en postular la inversión cenozoica de fallas normales preexistentes en la Cuenca Cuyana. A este modelo se le suman Dellapé y Hegedus (1995), quienes describen una evolución tectónica compleja, caracterizada por varias fases de inversión tectónica que habrían comenzado durante el Jurásico Superior y continuado en el

Cretácico Inferior, asociada con la convergencia de placas y la estructuración de los Andes. El trabajo de Giambiagi (1995) proporcionó nuevas perspectivas acerca de la estructuración del Bloque Tupungato, integrando datos geofísicos y geológicos para construir modelos más precisos. Este estudio ayudó a entender la complejidad estructural de la región, destacando la interacción entre los esfuerzos y los patrones de deformación observados. Simultáneamente, Uliana et al. (1995) llevaron a cabo un análisis detallado de las secuencias estratigráficas, abordando la influencia de los cambios en el nivel del mar y el clima en la sedimentación. De manera que para este momento ya se identificaban las secuencias de prerift, synrift y postrift, más precisamente Kokogian et al. (1993) definió un conjunto de supersecuencias atribuyendo significado secuencial a cada una de ellas.

Chiaramonte et al. (2000) realizaron investigaciones que mejoraron la comprensión de la evolución tectónica de la región al explorar las características estructurales de los sistemas de fallas y su impacto en la configuración geológica actual. Irigoyen et al. (2000) se centraron en el análisis de las secuencias sedimentarias y su relación con las fases de deformación tectónica, proporcionando un marco comprensivo que integra procesos sedimentarios y tectónicos. Zappettini (2002) profundizó en el conocimiento de la estructura tectónica regional, aportando datos sobre la geología de subsuelo mediante la interpretación de datos geofísicos y modelado geológico.

Ávila et al. (2005) llevaron a cabo un estudio que evaluó la influencia de las estructuras tectónicas en la deposición de sedimentos, destacando la interacción entre la tectónica y la sedimentación en el contexto de un régimen tectónico compresivo. Su investigación ayudó a definir cómo las estructuras tectónicas controlaron la distribución de facies sedimentarias y los patrones de sedimentación en la Cuenca Cuyana. Poma et al. (2008) también contribuyeron al conocimiento estratigráfico, al analizar la evolución de las cuencas sedimentarias y la interacción entre los sistemas fluviales y lacustres en el marco de un ambiente tectónicamente activo.

En un análisis reciente, Zencich et al. (2008) exploraron las características estructurales y estratigráficas de la región, combinando datos de campo con técnicas modernas de interpretación geológica para proporcionar una visión integral de la evolución de la Cuenca Cuyana. García y Casa (2015) realizaron una revisión detallada de la evolución tectónica y estratigráfica, sintetizando los conocimientos previos y destacando las áreas donde aún se requiere investigación adicional. Asimismo, Giambiagi et al. (2015) ampliaron el conocimiento estructural de la región, proporcionando nuevos modelos tectónicos que incorporan datos recientes y refinan las interpretaciones anteriores sobre la dinámica tectónica de la subcuenca.

En lo que respecta a la historia petrolera de la Cuenca Cuyana, esta inicia en 1872, cuando el geólogo alemán Alfredo Stelzner, comisionado por la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, describe por primera vez unos depósitos de asfalto en la parte sur del cerro de Cacheuta, y luego publica sus observaciones como parte de su libro “Beiträge zur Geologie der Argentinischen Republik”. Para mediados de la

década de 1870 ya se hallaban los primeros yacimientos comerciales de asfalto, tanto en afloramiento como mediante la perforación de un pozo, para su uso como recubrimiento impermeabilizante de calles y veredas. La empresa a cargo de esto era la Compañía Mendocina de Petróleo, fundada en el año 1886, la que además fue pionera en la exploración petrolífera de la región, perforando el primer pozo de la cuenca en el año 1888 (Fig. 1.2).



Figura 1.2. Pozo perforado por la Compañía Mendocina de Petróleo en la zona de Cacheuta. Tomado de <https://mendozantigua.blogspot.com/>.

Ya conformada YPF, el 7 de agosto de 1931 la empresa estatal adquiere los derechos de exploración que aún ostentaba la Compañía Mendocina de Petróleo. Para continuar con los trabajos, YPF contrató al geólogo alemán Richard Stappenbeck que había estado trabajando en el área para el Servicio Geológico Nacional. El 5 de febrero de 1932 se perforó el pozo Cacheuta 1 (C-1), el cual finalmente descubrió el yacimiento Cacheuta. Un año más tarde se descubriría el yacimiento de Tupungato, también gracias a las tareas desarrolladas por YPF y encabezadas por Carlos Fuchs, quien integró el equipo que había descubierto el primer campo petrolero de Argentina en Comodoro Rivadavia 37 años antes. El gran desarrollo hidrocarburífero de la cuenca se alcanzó en el año 1938, cuando se perforó el pozo T-19 en el área de Tupungato, el cual alcanzó 1796 metros de profundidad. Posteriormente se llevaron importantes hallazgos en Barrancas (1939), Lunlunta (1940) y Refugio (1941).

De los 50.000 km² que abarca la cuenca tan solo 5000 km² concentran los campos petroleros, en donde existen un total aproximado de 3066 pozos perforados (IHS Energy Group, 2023). Cabe destacar que la mayor parte de la producción se encuentra limitada al depocentro de Cacheuta-Tupungato, coincidiendo con la zona donde se encuentra el área de estudio.

2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

2.1. Marco geológico general

Los Andes Centrales forman una extensa cordillera que se extiende a lo largo de 5200 kilómetros (Figura 2.1). Esta región se caracteriza por ser geológicamente activa debido a la subducción de la placa de Nazca por debajo la placa Sudamericana, abarcando desde el Golfo de Guayaquil (4° S) hasta el Golfo de Penas ($46^{\circ} 30'$ S) (Gansser, 1973). El ángulo de subducción no es homogéneo a lo largo del margen occidental sudamericano y esta variación se ve reflejada en la morfología y estructura del terreno, como también en la distribución de los centros eruptivos a lo largo de los Andes (Barazangi e Isacks, 1976; Isacks y Barazangi, 1977).

Según su evolución orogénica, magmática y estructural, los Andes Centrales se dividen en tres segmentos principales: Norte, Centro y Sur (Jordan, et al., 1983; Ramos, 1999; Fig. 2.1)

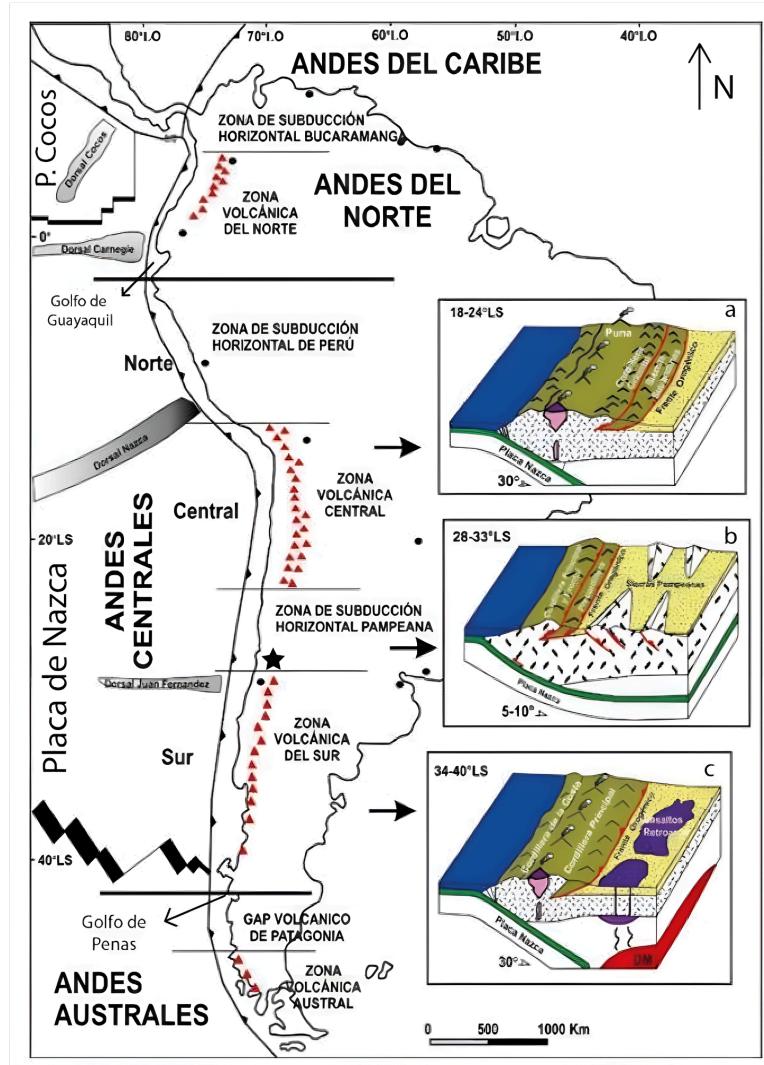


Figura 2.1. Sectorización de la Cordillera de los Andes (Gallegos 2010; modificado de Ramos y Aleman, 2000). La zona estudiada se indica con una estrella negra.

En los segmentos norte y centro se identifican dos zonas de subducción horizontal, la primera es conocida como Zona de Subducción Horizontal del Perú, la cual se extiende desde 5°S hasta 14°S, mientras que la segunda, denominada Zona de Subducción Horizontal Pampeana, se encuentra entre los 27°S y los 33°S. Por su parte, entre los 14°S y los 27° de latitud sur, así como entre los 33°S y los 46°S, la placa de Nazca muestra una inclinación hacia el este de aproximadamente 30° a 40°. Estas áreas se caracterizan por una actividad volcánica significativa y son conocidas como la Zona Volcánica Central y la Zona Volcánica Sur, respectivamente (Figura 2.1).

Los Andes Centrales del sur a la latitud de la zona de estudio (33° S), han sido divididos en diversos dominios morfoestructurales vinculados a zonas montañosas y serranas al oeste, tales como la Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, mientras que al este se ubican importantes depocentros sedimentarios de edad triásica como la Cuenca Cuyana (Figura 2.2). La zona de estudio pertenece al sector austral de los Andes Centrales (33° 3' S - 33° 20' S), hacia el límite sur de la Zona de Subducción Horizontal Pampeana (Fig. 2.1 y Fig. 2.2) e inmediatamente al sur de la Precordillera Mendocina (Fig. 2.2).

La Cordillera Principal se extiende en dirección norte-sur entre los 30° y 38° S, a lo largo del límite Argentina-Chile. Esta unidad fue definida por Keidel (1927), quien identificó la presencia de una cadena montañosa elevada y compuesta predominantemente por rocas ígneas y metamórficas al sur de la Puna. Fue Yrigoyen (1972) quien le asigna el nombre de Cordillera Principal, ya que hasta el momento la misma era conocida como Cordillera del Geosinclinal (Groeber, 1938).

La vertiente este de la Cordillera Principal se divide en tres sectores, el sector Sanjuanino, el sector Mendocino Central y el sector sur Mendocino, cada uno de los cuales está integrado por Fajas Plegadas y Corridas (FPC), que de norte a sur incluyen la FPC de la Ramada, del Aconcagua y de Malargüe (Figura 2.2). Las tres FPCs involucran en la deformación a rocas mesozoicas acumuladas en la Cuenca Neuquina. A la latitud de la zona de estudio se desarrolla la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua.

La Faja Plegada y Corrida del Aconcagua está dominada por una deformación epidérmica (Cegarra y Ramos, 1996), favorecida por la presencia de importantes niveles de yeso correspondientes a la Formación Auquillo de edad jurásica. Esta estructura presenta un nivel de despegue entre las secuencias pre-jurásicas y la cubierta sedimentaria y volcánica posterior. Precisamente, la sección de la FPC del Aconcagua a la latitud de la zona de estudio presenta el mayor acortamiento registrado en la Cordillera Principal, de entre 55 a 60 km (Kozlowski et al., 1993).

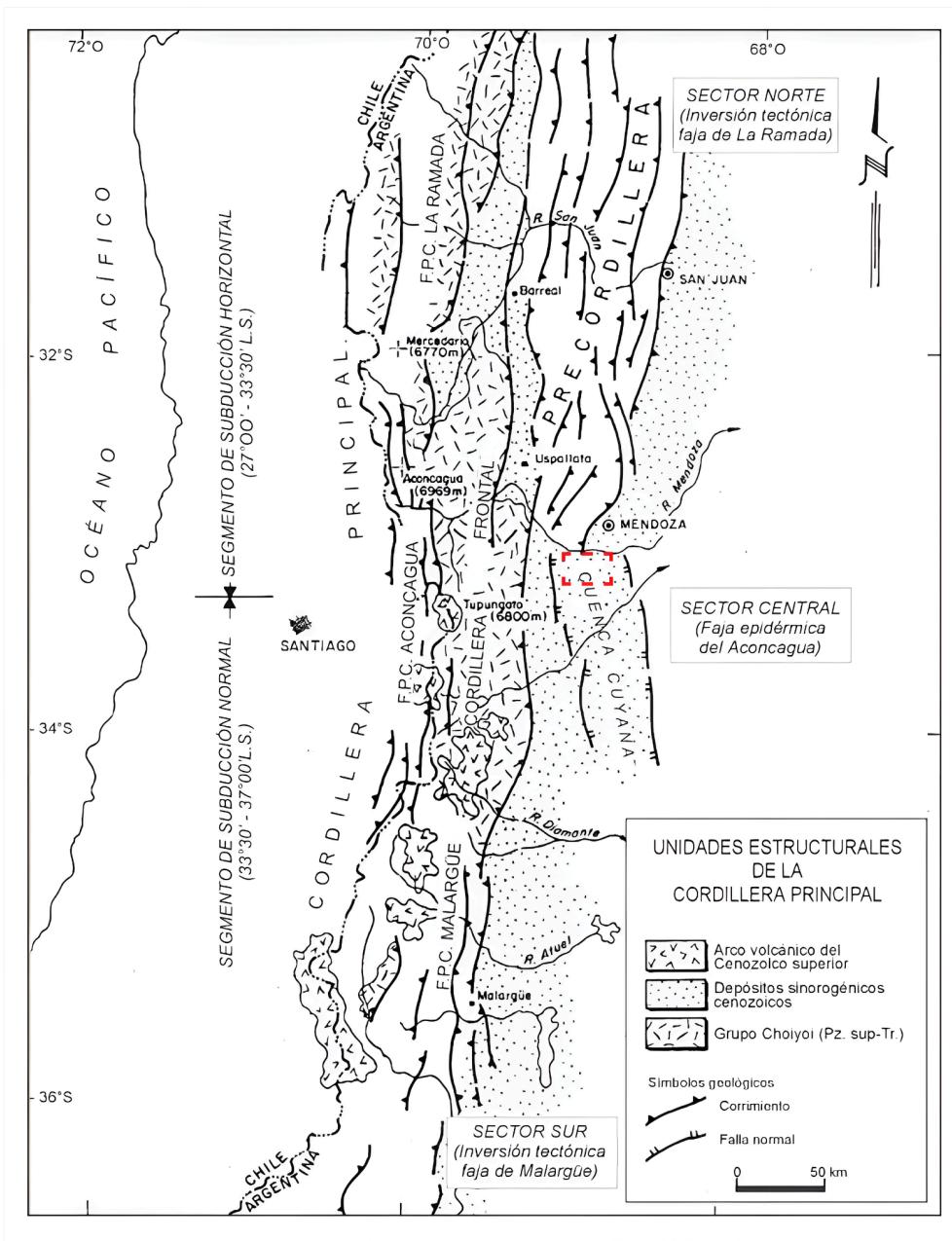


Figura 2.2. Unidades estructurales a la latitud de la zona de estudio (Ramos, 1999). Se indica con un recuadro rojo la ubicación de la zona de estudio.

Fue Groeber (1938) quien define la Cordillera Frontal como la cadena montañosa ubicada entre la Precordillera y la Cordillera Principal, que se extiende desde el norte de la Provincia de San Juan hasta el sur de Mendoza. Comprende principalmente depósitos neopaleozoicos ubicados por encima de un basamento gneisico de edad proterozoica media (Amos y Rolleri, 1965). La estructuración de esta unidad puede dividirse en dos etapas, una primera etapa de mayor relevancia durante el Pérmico medio, vinculada a la orogenia San Rafaéllica, a partir de la cual la unidad pasó a comportarse como un bloque rígido que acumuló unos 18 km de acortamiento (Ramos et al., 1996). La segunda etapa de deformación está vinculada a la orogenia Andina del Cenozoico (Ramos et al., 1996).

Hacia los extremos norte y sur la Cordillera Frontal fue afectada por el rift triásico, fragmentando el basamento, el cual participó en la configuración de la Cordillera Principal (Ramos et al., 1996).

La unidad que hoy se conoce como Precordillera fue inicialmente identificada y denominada de diversas maneras por distintos geólogos. Stelzner (1876) la llamó Antecordillera, mientras que Burmeister (1876) le asignó el nombre de Contracordillera. Brackebusch (1892), siguiendo los trabajos de von Strobel, la designó como Precordillera, aunque este autor en realidad se refería a la unidad actualmente conocida como Cordillera Frontal. La nomenclatura actual fue establecida por Bodenbender (1902), luego de los estudios desarrollados en las provincias de San Juan y Mendoza.

Por su parte, Suess (1909) analizó estas estructuras y reconoció a la Precordillera Argentina como una entidad geológica separada de la cordillera andina. Su interpretación sugirió que la Precordillera era una unidad más antigua que incluía el basamento brasiliense y se extendía desde el borde oriental de la Puna (actualmente Cordillera Oriental) hasta el sur de Mendoza.

Según observaciones estratigráficas y estructurales, esta ha sido dividida en un sector oriental, uno central y otro occidental (Ortiz y Zambrano, 1981). La Precordillera Occidental y Central consiste en una FPC epidérmica, mientras que la Precordillera Oriental se caracteriza por presentar un basamento, de edad grenvilliana (Leveratto, 1968), que se halla involucrado en la deformación. A grandes rasgos se caracteriza por la presencia de importantes depósitos marinos del Paleozoico inferior, que se habrían levantado durante el Cenozoico superior (Ramos, 1988).

La Cuenca Cuyana es, junto a las cuencas de Ischigualasto-Villa Unión-Marayes-Las Salinas-Beazley (Fig. 2.3), una de las varias cuencas depositacionales de edad Triásica presentes en el oeste de la Argentina (Spallètti, 1999).

Hacia sus inicios, la Cuenca Cuyana se desarrolló como una cuenca de rift conformada por varios hemigrábenes asimétricos NNO-SSE unidos por zonas de acomodación. Corresponden a los depocentros Cacheuta, Las Peñas-Santa Clara, Rincón Blanco, Puntudo General Alvear, Ñacuñán y Beazley (Fig. 2.3). La configuración de cada uno de estos depocentros se desarrollará con mayor profundidad en el capítulo de Estructura. En una segunda etapa, producto de la deformación cenozoica, adquiere un comportamiento de cuenca de antepaís distal, respondiendo a la estructuración de la Cordillera Principal (FPC del Aconcagua) (Ramos et al., 1996).

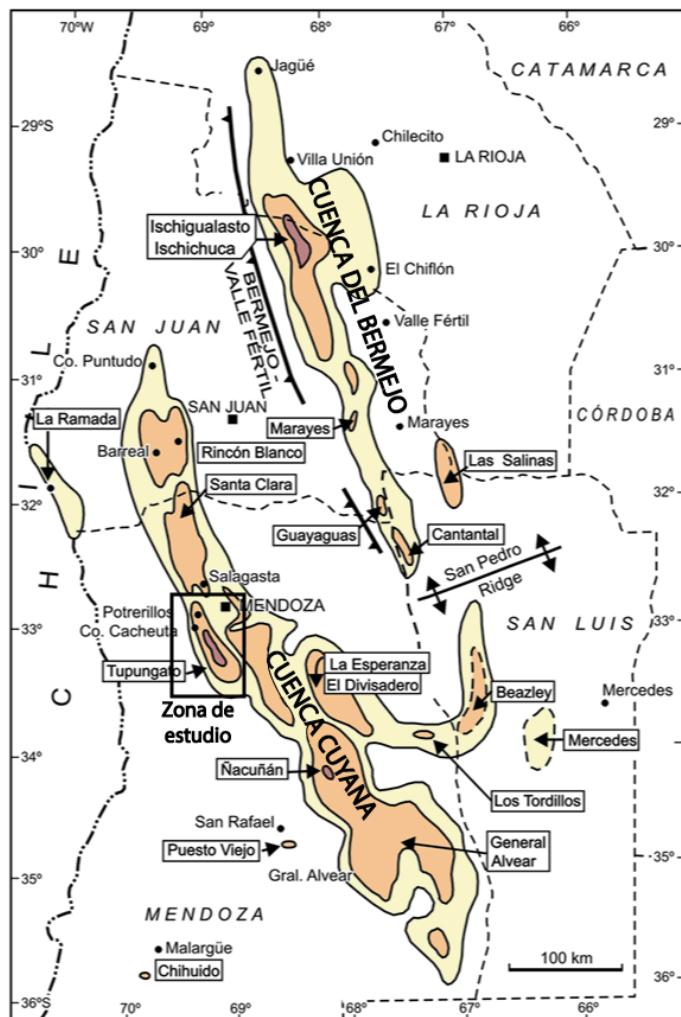


Figura 2.3. Cuencas de rift triásicas del centro-oeste de Argentina y las principales subcuenca (Stipanicic et al., 2002).

2.2. Evolución tectónica

Las condiciones convergentes actuales del margen continental en el que se ubica la región han variado notablemente a lo largo de su evolución geológica (Mpodozis y Ramos, 1990). Durante el Neoproterozoico y Paleozoico temprano, el margen occidental del Gondwana se caracterizó por la ocurrencia de sucesivas colisiones de terrenos, tanto autóctonos como alóctonos, lo cual se encuentra evidenciado en la variación composicional del basamento andino (Ramos 1999; Heredia et al. 2018). La tectónica acrecional que caracterizó este periodo culmina con la formación del supercontinente Pangea.

A partir del Triásico, domina un régimen extensional causado por la ruptura de Pangea, que provocó el desarrollo de un gran número de depocentros aislados, que finalmente terminaron fusionándose para dar lugar a una serie de cuencas de rift triásicas, como la Cuenca Cuyana (Legarreta y Gulisano 1989).

Durante el Cenozoico, la tectónica de subducción dominó la región, con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, lo que resultó en la formación de la Cordillera de los Andes y en la reactivación de estructuras preexistentes (Jordan et al., 1983). En la actualidad, la tectónica de subducción continúa siendo el régimen dominante, con procesos de acortamiento y levantamiento que siguen moldeando la morfología de los Andes (Ramos, 2009).

La estructura actual de la región de estudio fue definida principalmente a partir de tres ciclos orogénicos, el Famatiniano, el Gondwánico y el Andino. La magnitud que tuvo cada uno de ellos en los ambientes de sedimentación y la estructuración de la zona de estudio no son similares, y será tratado en los siguientes apartados.

2.2.1. Ciclo Famatiniano

El ciclo Famatiniano corresponde a un periodo de acreción ocurrido en todo el margen sudoccidental de Gondwana que sucedió entre el Ordovícico (485 a 443 Ma) hasta el Devónico (419 a 358 Ma), involucrando dos eventos muy importantes: la Orogenia Oclóbica y la Orogenia Chánica (Ramos, 1988).

A mediados del Ordovícico, el terreno de Cuyania (Ramos, et al., 1998) colisionó con el margen occidental del Gondwana, más precisamente con el terreno de Pampia (Fig. 2.4), actual basamento de las Sierras Pampeanas, de edad paleoproterozoica (Rapela et al., 2007). Sobre Pampia se había instaurado un arco volcánico, conocido como “Arco Famatiniano”, cuya presencia permite inferir una polaridad de la subducción hacia el este; el cese de la actividad del mismo marca el momento de la colisión (Haller y Ramos, 1993).

Este evento orogénico duró casi 70 Ma, durante los cuales el orógeno creció y exhumó bloques corticales hasta su posterior colapso (Christiansen et al., 2019). La acreción de esta nueva microplaca, resultó en la disminución de la actividad en el arco magmático hasta desaparecer alrededor de los 465 Ma (Ducea et al., 2010; Rapela et al., 2018).

Ordovícico inferior a medio (490 - 460 Ma)

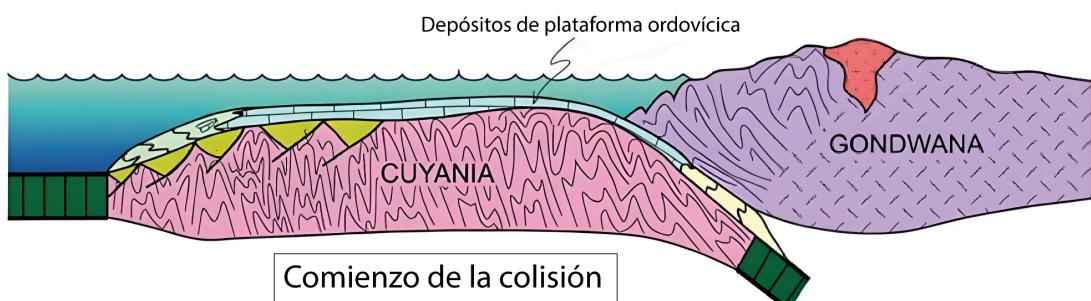


Figura 2.4. Colisión de Cuyania contra el margen gondwánico que genera el desarrollo del Arco Famatiniano (modificado de Cingolani y Ramos, 2017).

La última etapa del Ciclo Famatiniano está dada por la Fase Orogénica Chánica, un orógeno de tipo colisional que habría sucedido durante el Devónico. La naturaleza y el origen de Chilenia, el terreno que se habría anexado al margen gondwánico durante el Devónico, sigue siendo motivo de controversias aún en la actualidad (Figura 2.5).

Durante la Orogenia Chánica, el margen oriental de Chilenia cabalgó al terreno de Cuyania (Figura 2.6) generando el complejo metamórfico de Guarguaraz, de alta presión, que se interpreta como una zona de sutura de dicha colisión. Este complejo de rocas ofiolíticas aflora en la parte sur de la Precordillera Occidental (Davis et al., 2000). El orógeno Chánico muestra doble vergencia (Heredia et al., 2018), la rama oriental se preserva en la Precordillera, mientras que la rama occidental está sobre Chilenia de forma discontinua sobre la Cordillera Principal y Frontal, mientras que en la Cordillera de la Costa en el lado Chileno no hay evidencia de la deformación previa al Carbonífero.

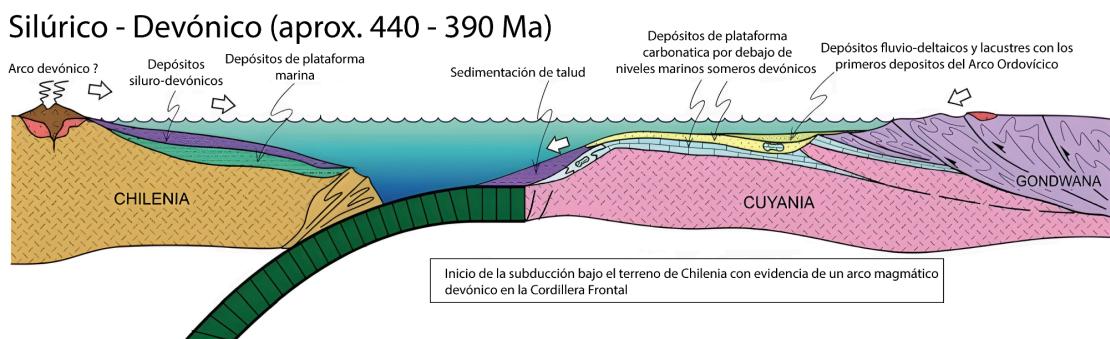


Figura 2.5. Fase previa a la colisión del terreno de Chilenia contra Cuyania (modificado de Cingolani y Ramos, 2017).

Carbonífero temprano - medio (360 - 320 Ma)

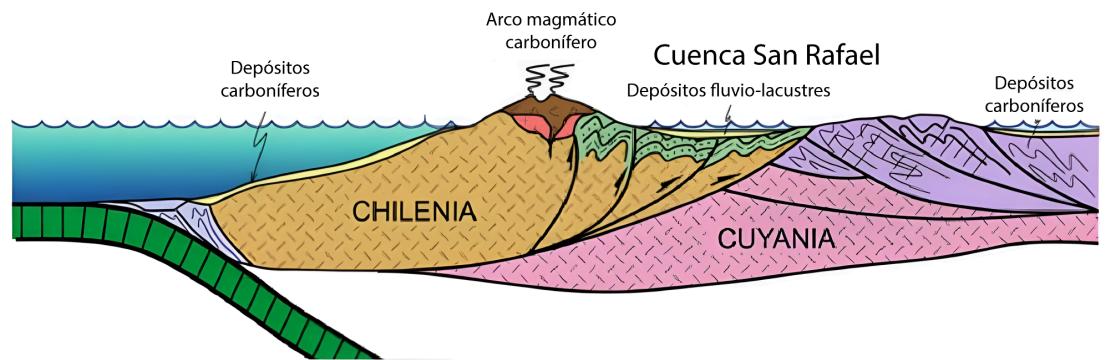


Figura 2.6. Estadio post-colisional; establecimiento de una nueva zona de subducción por debajo de Chilenia (modificado de Cingolani y Ramos, 2017).

La estructuración generada durante las orogenias Oclóbica y Chánica habrían dado lugar a un alto topográfico conocido como Protoprecordillera y Alto Pampeano, que permaneció como tal durante el Paleozoico Superior.

2.2.2. Ciclo Gondwánico

Si bien hay diferencias en los mecanismos actuantes, ya sea por el inicio de una nueva zona de subducción al occidente de Chilenia o por retracción de un zona de subducción horizontal devónica (Dahlquist, 2021), hay un acuerdo generalizado que el inicio del ciclo Gondwánico estuvo caracterizado por una subducción de tipo normal con rollback, como también por una horizontalización de la placa subductada a la latitud de la región de estudio (Ramos y Folguera 2009; Heredia et al., 2018).

Este ciclo abarca desde el límite Carbonífero-Pérmico al Triásico Medio, periodo en el que se desarrollaron diversas cuencas de retroarco, entre ellas las cuencas de Río Blanco, Calingasta-Uspallata, Paganzo y San Rafael. Estas fueron interpretadas como cuencas de antepaís formadas por la carga tectónica generada durante la orogenia Chánica (Ramos et al., 1984). Otros autores lo asociaron a un régimen extensional que habría estado relacionado al colapso del orógeno chánico o con extensión en el trasarco producto de la nueva zona de subducción (Seveso et al., 1993).

Dentro del ciclo Gondwánico tiene lugar la orogenia Sanrafaéllica durante la cual se produce un importante acortamiento cortical junto con la migración al este del arco volcánico y el paso de las cuencas de trasarco a cuencas de antepaís. Posteriormente, la presencia de potentes secuencias riolíticas de intraplaca evidencian el magmatismo asociado a un régimen extensional que continuó como un proceso de rifting. Este evento se asocia a la recuperación del ángulo normal de subducción lo cual habría producido el colapso del orógeno (Ramos y Folguera, 2009).

La evidencia que respalda la idea de una zona de subducción horizontal se basa en varios factores, como la expansión del arco hacia el este, el levantamiento de bloques en el antepaís, la magnetización de las rocas expuestas a altas temperaturas y los procesos extensionales que dieron lugar a la formación de plateaus riolíticos. Estos eventos están relacionados con la inyección astenosférica en la zona donde se expandió el arco (Heredia et al., 2018).

El colapso del cinturón orogénico Sanrafaelino dio lugar a un gran evento magmático agrupado dentro de la Provincia Magmática Choiyoi (Ramos y Folguera 2009, Sato et al., 2015), comúnmente atribuida a un desmembramiento de la losa oceánica (slab break-off), tal como se puede observar en la representación de la figura 2.7. A su vez, el colapso de este orógeno marca el inicio de un periodo en el cual el borde occidental de Sudamérica estuvo dominado por un régimen extensional asociado a la ruptura de Pangea.

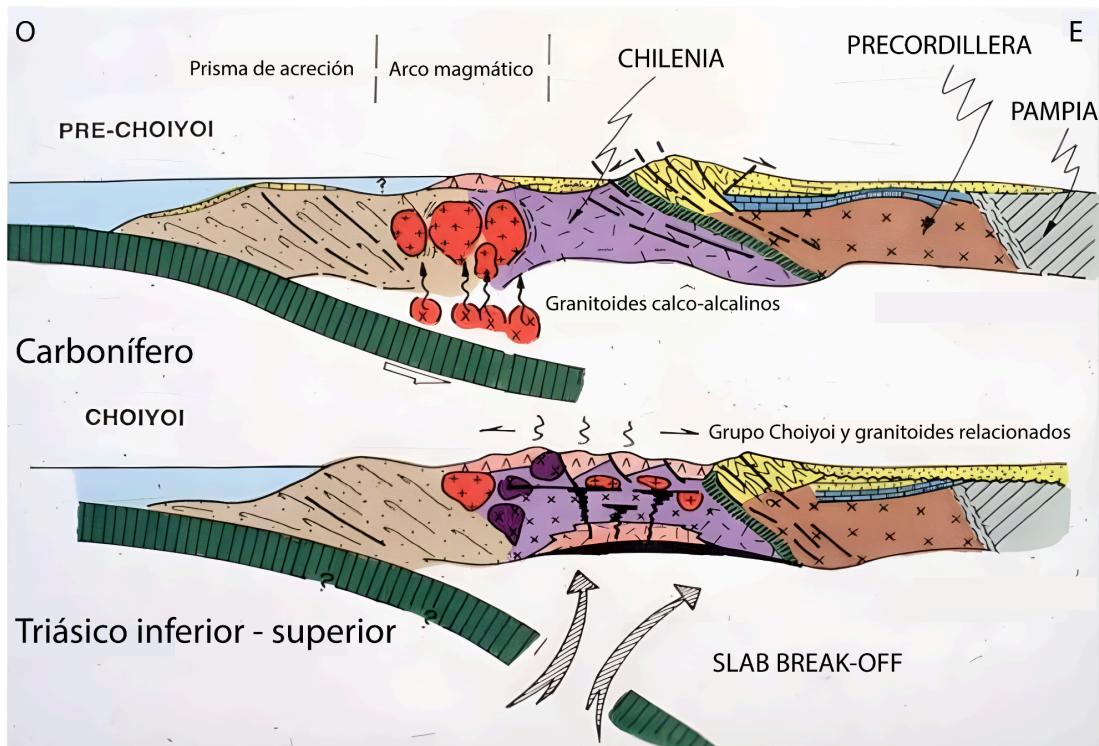


Figura 2.7. Teoría del slab break-off de la placa subductada que produciría el ascenso astenosférico y el magmatismo del Choiyoi (modificado de Mpodozis y Ramos, 1989).

Este desmembramiento del supercontinente de Pangea dio lugar al desarrollo de un gran número de depocentros aislados, que finalmente terminaron fusionándose para dar lugar a una serie de cuencas de rift triásicas, las cuales se ubicaron en forma periférica a los núcleos cratónicos amalgamados durante las orogenias paleozoicas (Legarreta y Gulisano, 1989; Ramos, 1999). Dentro de este grupo de cuencas triásicas de rift se encuentra la Cuenca Cuyana.

En este momento de la historia cesó la subducción en gran parte del borde del Pacífico y la región de estudio fue sometida a un régimen extensional generalizado que duró hasta el Jurásico Inferior. El régimen extensional podría ser atribuido a la relajación térmica y expansión gravitacional de un segmento de la corteza previamente engrosado por acortamiento cortical y ascendido por compensación isostática (Dewey, 1988).

Charrier (1979), Criado Roque et al. (1981), Spalletti (2001) entre otros, han propuesto un origen transtensional para las cuencas del Triásico relacionado con una zona de cizallamiento sinistral a lo largo del margen de la placa occidental. Para el Jurásico Inferior y Medio, la subducción se restauró por completo y, a partir de entonces, se desarrolló un régimen de extensión por detrás del arco (Mpodozis y Ramos, 1990), con la formación de cuencas con tendencia Norte-Sur.

El desarrollo de estas cubetas sedimentarias sucedió en orden cronológico norte-sur, con la apertura de la cuenca de Bermejo y la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión-Marayes en el Triásico Temprano-Tardío (Milana y Alcober, 1994), seguidas por la

Cuenca Cuyana, durante el Triásico Medio (Barredo et al., 2012) y hacia el suroeste en el norte de la Patagonia, la cuenca de Neuquén durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Llambías et al., 2007).

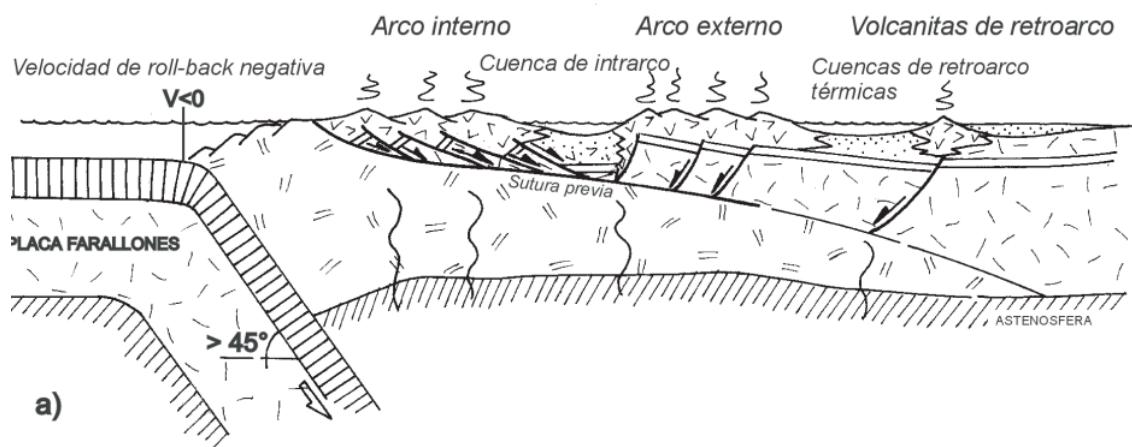
Como consecuencia de estos procesos el basamento de la Cuenca Cuyana se conformó por depósitos volcano-sedimentarios generados a partir del magmatismo del Choiyoi, como también por las metasedimentitas del Paleozoico Inferior depositadas en un ambiente marino.

El relleno inicial de la cuenca representa el estadio extensional donde predominan las secuencias de rift, que algunos autores separan en dos etapas (Kokogian et al., 1993) y en otros casos en tres (Barredo, 2012). En ambos casos estas secuencias presentan un progresivo aumento del espesor hacia las fallas lísticas que controlaron el desarrollo de los hemigrabenes que conforman la estructura primaria de la cuenca.

2.2.3. Ciclo Andino

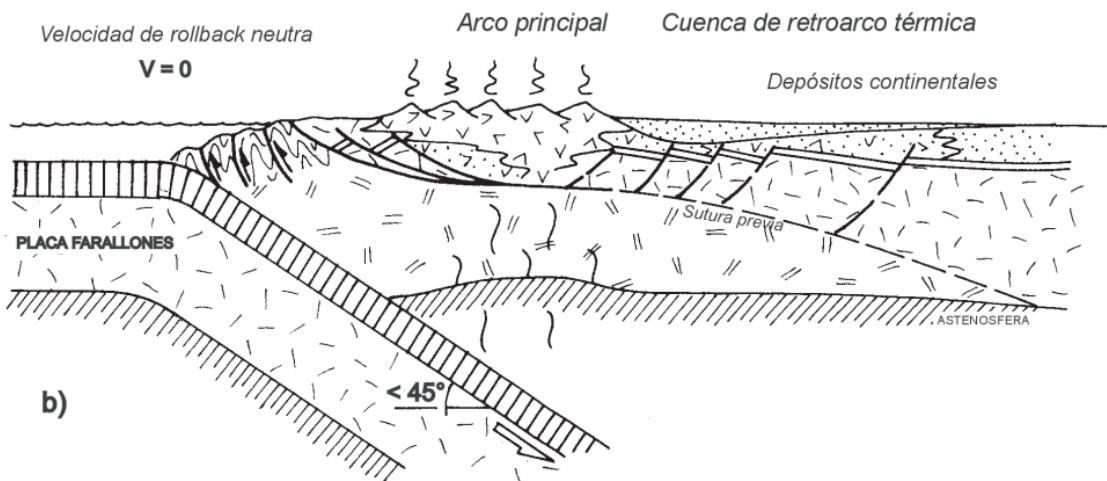
El período comprendido entre el Jurásico Medio y el Cretácico Medio, se particulariza por poseer un sistema de subducción con condiciones extensivas en el retroarco donde se desarrolló una extensa cuenca de retroarco correspondiente a la cuenca Neuquina. De forma que el margen occidental sudamericano continuó bajo un régimen extensional hasta el inicio del Cretácico Superior (Figura 2.8).

EXTENSIÓN DE INTRARCO (Jurásico - Cretácico temprano)



ETAPA DE TRANSICIÓN (APTIANO) (Cretácico medio)

115 Ma



MARGEN TIPO ANDINO

(Cretácico tardío)

< 115 Ma

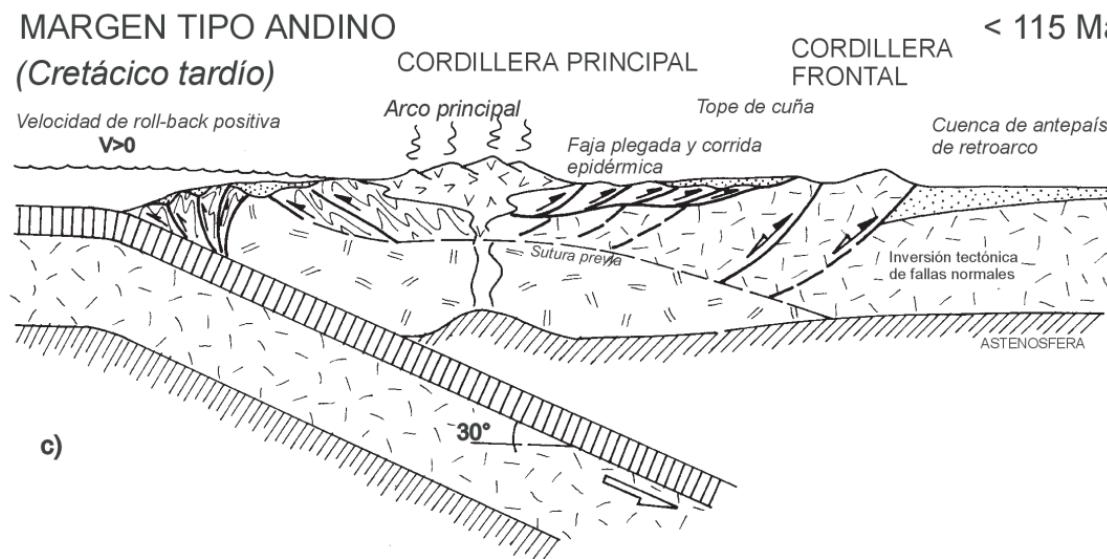


Figura 2.8. Estadios evolutivos de la subducción a lo largo del margen occidental de Gondwana durante el Mesozoico temprano. Tomado de Ramos (1999).

El cambio en el régimen tectónico del margen andino registrado en el Cretácico Medio/Superior (Vicente, 1975; Auboin et al., 1973) ha sido asociado a una reorganización de las placas tectónicas luego de la apertura del océano Atlántico Sur durante la etapa final del desmembramiento de Pangea (Ramos 1999, 2000). Más precisamente, esta reinstalación de la subducción ocurre aproximadamente hacia los 107 Ma, momento en el que los sistemas extensionales a lo largo del eje de la Cordillera Principal se vuelven inactivos (Fig. 2.8c; Álvarez y Ramos, 1999).

Si bien hay un gran debate con respecto al comienzo exacto de la deformación andina, en líneas generales, suele aceptarse que habría comenzado en algún momento del Cretácico Superior o en el Terciario. En línea con el trabajo de Mpodozis (2005), el inicio de la deformación andina se habría dado en el Albiano de la Cordillera de la

Costa. A partir de entonces inicia un ciclo caracterizado por una serie de eventos tectónicos, volcánicos y sedimentarios asociados al proceso de formación de los Andes Centrales del sur.

Durante este ciclo, la deformación avanzó con vergencia dominante hacia el este estructurando primero la Cordillera Principal, más precisamente la faja plegada y corrida de la Ramada. Esto fue resultado de un aumento en la velocidad de subducción de la placa de Nazca y un cambio del vector de convergencia hacia una posición más ortogonal a la trinchera durante el Oligoceno tardío (Pardo-Casas y Molnar, 1987), junto con un importante engrosamiento cortical dado como consecuencia de la subhorizontalización de esta misma placa (Kay et al., 1991). La estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Fig. 2.9) ocurrió de forma transicional, comenzando en el sector norte aproximadamente a los 20 Ma (Cegarra y Ramos, 1996) y finalizando en el extremo sur entre los 18-17 Ma (Giambiagi y Ramos, 2002). Esta diferencia de entre 2 y 3 Ma en la deformación de los sectores norte y sur de la faja plegada y corrida del Aconcagua se evidencia por la presencia de un volcanismo de retroarco asociado a una corteza no engrosada en el sector austral de la FPC.

A partir del Mioceno superior-Plioceno esta estructura epidérmica fue progresivamente desactivada y el frente de deformación comenzó a migrar hacia el este elevando la Cordillera Frontal (Fig. 2.9), cuyas unidades habían constituido, hasta ese momento, una extensa cuenca de antepaís, producida por la sobrecarga del apilamiento tectónico de la FPC (Cegarra et al., 1993).

En este sentido la Cuenca Cuyana representa el sector distal de la cuenca de antepaís generada a partir de la estructuración de la FPC del Aconcagua (Fig. 2.9) entre los 20 y 8,6 Ma (Ramos et al., 1996). La estratigrafía que representa estos depósitos incluye la Formación Mariño, La Pilon, Río de los Pozos y Mogotes (Yrigoyen, 1993).

Los esfuerzos compresivos que dieron lugar al levantamiento de la FPC del Aconcagua como de la Cordillera Frontal también repercutieron sobre la estructura de la Cuenca Cuyana. Más precisamente se desarrolló una inversión tectónica cenozoica positiva de fallas lístricas extensionales triásicas (Dellapé y Hegedus, 1995). Esta estructuración terciaria está representada por pliegues asimétricos, limitados en sus flancos por fallas inversas con vergencia tanto al este como al oeste (Giambiagi, 2003). Un ejemplo de este plegamiento en la zona de estudio es el anticlinal de Cacheuta (Chiaramonte et al., 2000).

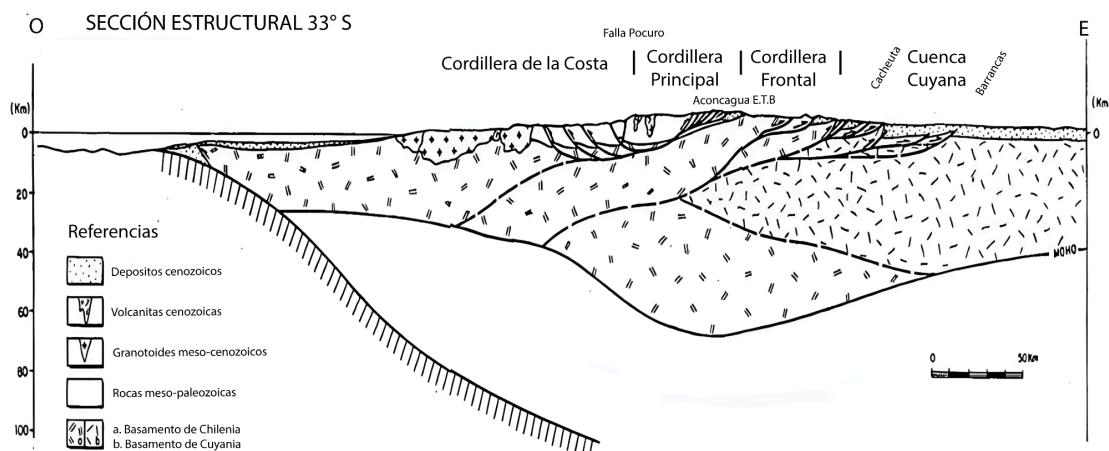


Figura 2.9. Sección cortical de la faja plegada y corrida del Aconcagua a los 33º S (modificado de Introcaso y Ramos, 1989).

Como consecuencia de una disminución en el ángulo de subducción durante el Mioceno tardío se produjo la migración y expansión del arco magmático hacia el este. A este sector se lo denominó “Segmento de Subducción horizontal de Payenia” (Kay et al., 2006, Folguera y Ramos, 2011). Esta provincia basáltica se compone de litologías que van desde basaltos hasta traquita y es principalmente de composición alcalina sódica (Bertotto et al., 2009, Llambías et al., 2010).

Para el Plioceno temprano, aproximadamente a los 3,5 Ma, la verticalización y desestabilización de la placa de Nazca provocó la retracción hacia el oeste del magmatismo de arco hasta estabilizarse en su posición actual en el eje andino (Sellés et al., 2004, Singer et al., 2014, Hickey-Vargas et al., 2016), generando en forma coetánea, el desarrollo de un voluminoso episodio de magmatismo alcalino en el retroarco (Llambías et al., 2010, Gudnason et al., 2012, Søager et al., 2015). En este contexto, entre el arco volcánico activo y el retroarco, se desarrollaron cinturones magmáticos de edad plio-pleistocena en una posición de tras-arco, dentro de los cuales se emplaza el cerro Sosneado, entre otros (Pesicek et al., 2012). Se componen principalmente de calderas, estratovolcanes y conos monogenéticos, conformando extensos campos volcánicos (Hildreth y Moorbat, 1988, Hildreth et al., 1999, 2010, Hickey-Vargas et al., 2016).

3. ESTRATIGRAFÍA

En el presente capítulo se llevará a cabo una sinopsis estratigráfica incluyendo aquellas unidades sedimentarias que conforman el relleno de la subcuenca Cacheuta. Se tomará como referencia la columna estratigráfica presentada en el trabajo de Zencich et al. (2018) (Figura 3.1).

Adicionalmente, se mencionarán las principales características sismoestratigráficas de las unidades interpretadas en subsuelo, tomando como referencia los trabajos de Kokogian et al. (1989 y 1993), donde los autores llevan a cabo un análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana.

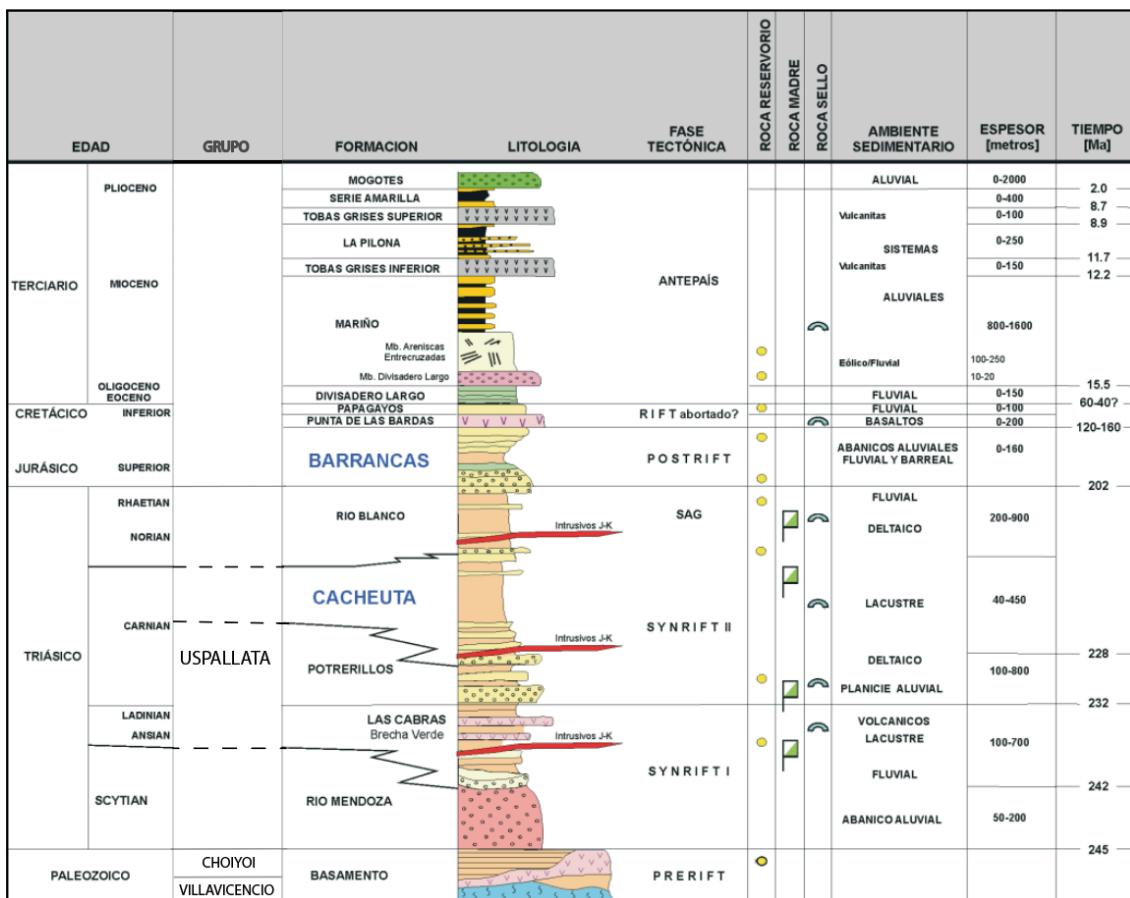


Figura 3.1. Columna cronoestratigráfica de la Cuenca Cuyana (tomado de Zencich et al., 2008).

3.1. Basamento

Uno de los primeros aspectos a tener en cuenta es que el sustrato sobre el cual comenzó la sedimentación en la Cuenca Cuyana no es el mismo a lo largo de toda su extensión. Más precisamente hacia el NO, cercano a Cordillera Frontal, las secuencias que llenan la cuenca se apoyan sobre el basamento del Grupo Choiyoi, mientras que hacia el SE, más cercano a la Precordillera la sedimentación de la cuenca se desarrolla sobre unidades del Paleozoico inferior como la Formación Villavicencio (Boggetti, 2005).

De manera general se puede establecer que en las diferentes secciones sísmicas interpretadas a lo largo de la tesis, se diferenció como basamento sísmico al conjunto de reflectores que se caracterizan por su baja continuidad lateral y amplitud de la señal, resultado de su mayor profundidad y al menor contraste de impedancia acústica entre los bancos que lo conforman. El tope del basamento sísmico se ubica a unos 0,8 s (TWT) en la zona norte del área de estudio y tiende a una mayor profundidad junto al resto de la secuencia sedimentaria hacia el sur, reconociendo el tope del basamento sísmico a aproximadamente unos 2 s (TWT) (Fig. 3.2). Son varias las discontinuidades que atraviesan el basamento, incluyendo entre ellas fallas normales triásicas como también corrimientos de edad cenozoica que presentan su *tip-point* cerca de la superficie, recorriendo largas distancias en subsuelo.

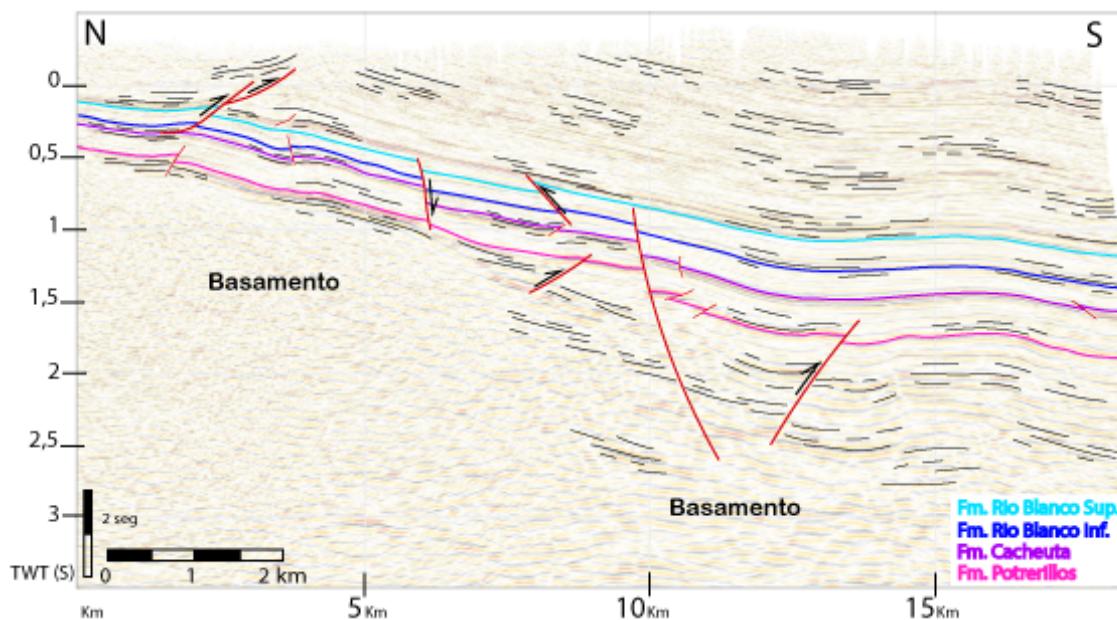


Figura 3.2. Sección sísmica Cacheuta-Pilona donde se puede observar las principales características del basamento sísmico y su profundización hacia el sur. Ver ubicación de la sección en figura 3.3.

3.1.1. Formación Villavicencio

Entre las primeras referencias detalladas sobre las rocas que conforman el Grupo Villavicencio se destacan los trabajos de Harrington (1941 y 1971), quien señala en las sierras de Villavicencio y Mal País la presencia de grauvacas y pizarras de colores oscuros. A su vez Cuerda et al. (1987) estudia esta misma unidad en su localidad tipo, situada en la quebrada de San Isidro, constituyendo la extensión al sureste de aquel conjunto sedimentario definido en primer lugar por Harrington (1941).

A lo largo de los años se ha planteado una discusión acerca de si Villavicencio puede definirse como Grupo o Formación, acotando su edad al Cámbrico-Ordovícico. Esto surge del descubrimiento por parte de Cuerda et al. (1987) de la intrusión en la sección basal de la Formación Villavicencio por parte de la Granodiorita Boca del Río, datada para el Silúrico sobre la base del estudio de faunas de graptolites, lo que restringiría la edad de la Formación Villavicencio al Ordovícico.

Esta unidad consiste en una potente sucesión de metagrauvacas, metacuarцитas, pizarras y filitas y, en menor medida conglomerados finos de tonos gris verdoso, azul oscuro y pardo grisáceo. Los bancos psamíticos son por lo general más espesos en contraposición a la fina laminación de las pelitas (Harrington, 1971). Se reconoce en estos niveles sedimentarios la repetición de flujos turbidíticos, los que según varios autores podrían atribuirse a flujos marinos profundos o deltaicos (Gonzales Bonorino, 1973; Astini, 1990).

Se atribuye cierto grado de metamorfismo dinámico a estas rocas, asociado al intenso plegamiento que han sufrido, sin haber superado la subfacies de clorita-sericitita (Harrington, 1971). En este trabajo, el autor plantea que el tectonismo provocó una fuerte dislocación que se manifiesta en una compleja estructura de grandes escamas sucesivas, las cuales alcanzan en la zona tipo de la Formación Villavicencio, espesores del orden de los cuatro a cinco kilómetros.

En relación a su edad y contenido paleontológico, los descubrimientos más destacados corresponden a los hallazgos de Cuerda et al. (1989), quienes identificaron restos de vegetales primitivos del género *Waragwantia*, así como los estudios de Kury (1993), que reportaron la presencia de briznas vegetales en la zona de Canota, quebrada Casa de Piedra y caracoles de la Formación Villavicencio.

A su vez, Peralta (1994) describe restos de trazas las cuales se vinculan a icnofacies de Nereites, características de ambientes marinos profundos.

Según los elementos bioestratigráficos con los que se cuenta, se le asigna al grupo en cuestión una edad Devónica Inferior (Harrington 1971 y Kury 1993), aunque se tiene presente la incertidumbre acerca de la intrusión por parte del Batolito Boca del Río (Cuerda et al, 1987).

3.1.2. Grupo Choiyoi

Los primeros trabajos que mencionan la presencia de grandes cuerpos de pórfidos cuarcíferos pre-jurásicos en distintos puntos de la Cordillera Frontal fueron Stelzner (1873), Ave Lallement (1892), Schiller (1912) y Stappenbeck (1917).

Por su parte Groeber (1918) atribuye el nombre de "Serie Porfirítica Supratriásica" al conjunto de rocas volcánicas pre-liásicas que afloran a lo largo de los Andes, más precisamente entre Huayco (Puna de Atacama) y Piedra Pintada (sur de Neuquén). Posteriormente Groeber (1946) tras llevar a cabo un estudio de afloramiento de esta asociación de rocas volcánicas en la Cordillera del Viento, al norte de la provincia de Neuquén, sustituye el término asignado por el de "Choiyolitense". Finalmente, Stipanicic (1966) le atribuye a la secuencia el nombre de Grupo Choiyoi, empleado hasta el día de la fecha.

Para la zona de estudio los primeros antecedentes se atribuyen a González Díaz (1958), quien describió las rocas bajo el nombre de Complejo Basáltico del arroyo Totoral. En este sentido esta serie de rocas básicas marcaría el inicio de lo que hoy en día se interpreta como Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal.

Con los años, los estudios sobre esta unidad avanzaron y algunos autores identificaron entidades dentro de la secuencia. Polanski (1964) lleva a cabo una subdivisión vinculada con la existencia de dos fases magmáticas del Paleozoico superior. Precisamente habla de una fase magmática de edad intra-Carbonífera, producto de un movimiento orogénico del Carbonífero y otra, de edad pérmica, relacionada con los movimientos del Carbonífero superior. Contemporáneamente, Caminos (1965) postula la existencia de una asociación volcánica neopaleozoica a triásica inferior, compuesta por una fase extrusiva, de mantos lávicos y rocas piroclásticas, junto a una fase intrusiva compuesta por granitos; hacia la base de esta asociación Caminos reconoce la presencia de un conglomerado de poca potencia y amplia distribución, el cual llamó Conglomerado del Río Blanco correlacionable con varias unidades como el Conglomerado de Las Pircas, descripto por Harrington en 1941, en las sierras de Villavicencio, Conglomerado de Santa Clara aflorante en la zona del alto río Tupungato (Fernandez, 1955), entre otras.

Hacia comienzos de la década del 80 comenzaba a atribuirse un marco tectónico a esta potente asociación de rocas volcánicas. Uno de los primeros en hacerlo fue Zeil (1981) quien tras investigar un extenso afloramiento del Grupo Choiyoi, en especial de las secuencias superiores, llegó a la conclusión de que estas secuencias volcánicas estaban asociadas a un mecanismo extensional de rift. Estudios posteriores como el de Llambías y Sruoga (1992) demostraron que este conjunto de rocas estaba compuesta por dos secciones, una inferior relacionada a subducción y otra superior, asociada a una interrupción de la subducción e inicio de la extensión generalizada.

La primera descripción litológica de lo que hoy se conoce como Grupo Choiyoi data de 1917 donde Stappenbeck describe la presencia de porfiritas y porfiritas cuarcíferas. Con el paso de los años, las descripciones de esta asociación de rocas

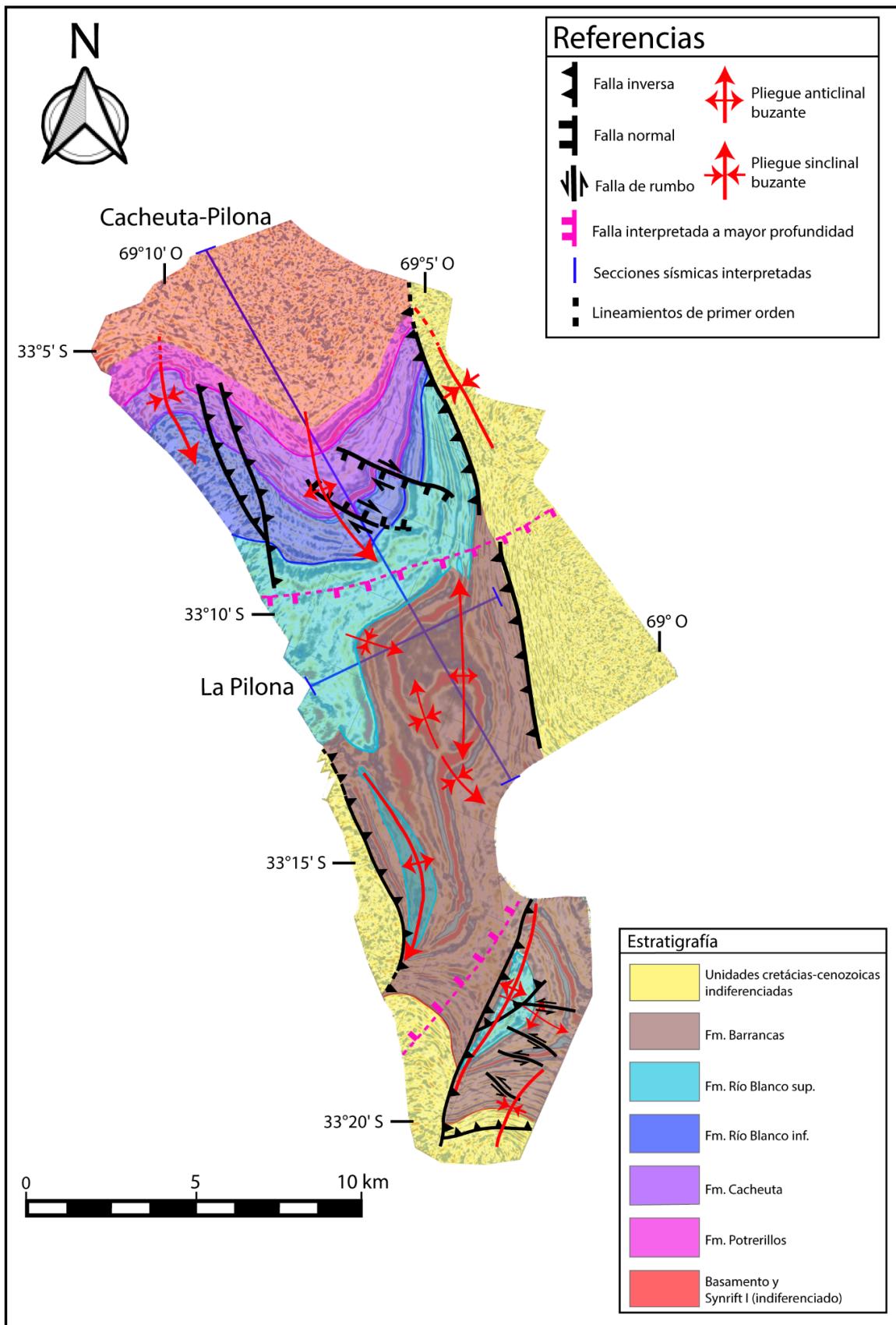
volcánicas fue cada vez más precisa, reconociendo una variación composicional de base a techo.

A grandes rasgos consiste en un amplio conjunto de volcanitas, conformadas principalmente por andesitas y dacitas, y en menor proporción por basaltos y riolitas que usualmente se encuentran asociados a intrusivos graníticos (Stappenbeck, 1917; Polanski, 1964). La sección basal máfica, conformada por el complejo basáltico, marca el inicio del magmatismo asociado a la orogénesis varísica del geosinclinal neopaleozoico (Polanski, 1964), como también el periodo de subducción activa en el margen occidental de Gondwana. Hacia el tope de la secuencia se observa una disminución del magmatismo de arco (Coira y Koukharsky, 1976) vinculada a una disminución de la velocidad de convergencia entre placas (Ramos, 1988), lo cual explica la paulatina disminución del magmatismo de arco, finalizando con un periodo de extensión generalizado (Mpodozis y Kay, 1990). Trabajos más recientes como el de Sato et al. (2015) mencionan que los productos más comunes son ignimbritas y flujos de lava riolítica, con una tendencia a la acidificación hacia los términos más jóvenes. A su vez, destacan el hecho de que los volúmenes eruptivos aumentaron a lo largo del tiempo, pasando de coladas andesíticas y domos riolíticos a sucesiones casi ininterrumpidas de potentes flujos riolíticos e ignimbritas relacionadas al colapso volcano-tectónico.

Existen varios trabajos de datación para las rocas que conforman el Grupo Choiyoi, entre ellos se puede mencionar el trabajo de Rapalini (1989) quien obtuvo valores de entre 281 y 230 Ma para las rocas que afloran en la Cordillera del Tigre, San Juan. Por su parte, Perez et al. (1987) realizaron una serie de dataciones de riolitas aflorantes en el faldeo occidental de la Cordillera Frontal, dando como resultado una edad de entre 203-204 Ma. Sato et al. (2015) realizaron dataciones U-Pb para muestras tomadas de la Cordillera Frontal de San Juan y Mendoza obteniendo edades aproximadamente de 265 ± 2 Ma.

3.2. Relleno Sedimentario

Las secuencias sedimentarias que rellenan la cuenca alcanzan espesores de hasta 3700 metros y provienen de diferentes fuentes de aporte (Barredo, 2004). Los sedimentos están compuestos generalmente por la denudación de las rocas del basamento que representa el pre-rift (Spallètti, 1999). La sedimentación no es la misma en todos los depocentros de la cuenca, dado que cada uno tiene un relleno dominado por las litologías sobre las que se asienta, además de haberse desarrollado como depresiones aisladas (Rolleri y Criado Roque, 1968).

Figura 3.3. Mapa geológico en profundidad sobre un *time-slice* a 1 s (TWT).

3.2.1. Grupo Uspallata

Salvador Mariano Stelzner definió a lo que hoy en día se conoce como Grupo Uspallata con el nombre de "Formación de Uspallata". Esta formación fue descrita por Stelzner en su trabajo publicado en el año 1885.

En su trabajo de 1979, el geólogo argentino Raúl Adolfo Stipanicic modificó el nombre de "Formación Uspallata" definido por Stelzner en 1889, cambiándolo por "Grupo Uspallata". Stipanicic propuso que la secuencia de rocas asignadas previamente a la Formación Uspallata por Stelzner no solo incluía unidades sedimentarias, sino también unidades volcánicas, lo que sugiere una mayor complejidad y extensión temporal para esta unidad. Por lo tanto, para reflejar esta complejidad y abarcar todas las unidades asociadas, Stipanicic optó por cambiar el término "Formación" por "Grupo", lo que implica una asociación más amplia de diferentes tipos de rocas dentro de una misma unidad estratigráfica.

El Grupo Uspallata también es conocido como Grupo Cacheuta (Borrello, 1942), Grupo Cerro Cocodrilo (Rolleri y Fernandez Garrasino, 1979) y/o Grupo Santa Clara (Nesossi, 1945). De acuerdo con los criterios de Strelkov y Alvarez (1984) el Grupo Uspallata se encuentra integrado de base a techo por las formaciones: Río Mendoza, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco. Luego Stipanicic (1979) añade, por encima de la Formación Río Mendoza, a la Formación Cerro de las Cabras.

Adicionalmente y desde un punto de vista de estratigrafía secuencial, el Grupo Uspallata fue dividido en 4 Supersecuencias (Kokogian et al., 1999) las corresponden a:

- Supersecuencia Las Peñas Inferior: incluye el primer relleno de la cuenca representado por la Formación Río Mendoza.
- Supersecuencia Las Peñas Superior: litoestratigráficamente se traduce en la Formación Cerro de las Cabras, la cual junto a Río Mendoza representan el primer relleno de rift (rift I).
- Supersecuencia Potrerillos-Cacheuta: como su nombre lo indica incluye a las Formación Potrerillos y Cacheuta, las cuales se vinculan con una segunda etapa de rift (rift II).
- Supersecuencia Río Blanco: este conjunto de Supersecuencias es homologable a la Formación Río Blanco, unidad que se depositó en la etapa de subsidencia térmica de la cuenca (SAG).

Las rocas que integran el Grupo Uspallata se apoyan en discordancia angular sobre unidades del Paleozoico, principalmente del Grupo Villavicencio, aunque también pueden hacerlo sobre las formaciones Empozada y Leoncito (Harrington, 1971). En el área de estudio, las unidades del Grupo Uspallata presentan una inclinación general al S (Fig. 3.2), así como un intenso plegamiento y fallamiento (Fig. 3.3).

Según los trabajos de Stelzner (1889) y Stipanicic (1979), el Grupo Uspallata está caracterizado por una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas que abarcan desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Inferior en la región cuyana. Esta unidad incluye conglomerados, brechas volcánicas, areniscas, lutitas, tobas y tuvos volcánicos, así como flujos de lava y domos volcánicos. Los depósitos de origen sedimentario son vinculados, por estos mismos autores, a ambientes marinos, lacustres y fluviales.

Aunque las entidades basales de edad triásica yacen en discordancia sobre las rocas choiyoilenses, hay una importante relación genética. En otras palabras se debe tener en cuenta el vínculo entre los procesos ígneos y sedimentarios, ya que, los primeros con sus fases póstumas de carácter explosivas aportaron un importante volumen de material piroclástico a las formaciones sedimentarias coetáneas, como así también algunos niveles de coladas se presentan en los niveles basales del Grupo Uspallata (Harrington, 1941; Massabie, 1986).

El Grupo Uspallata presenta un amplio registro fósil contenido en las formaciones que lo integran. Para el sector mendocino de la cuenca son características las pisadas de vertebrados provenientes de La Quebrada de las Peñas, como también los restos de tetrápodos y peces (Báez et al., 1993).

A grandes rasgos se habla de un amplio contenido fosilífero, el cual incluye restos de organismos vertebrados, invertebrados, mega y microfloras. Los restos de megafloras se presentan en forma modesta a partir del sector medio de la Formación Cerro de las Cabras y luego muestran un importante registro en las Formación Potrerillos y Cacheuta, para declinar en forma sensible en la base de la Formación Río Blanco (Stipanicic et al., 2002). Entre los principales taxones del Grupo se destacan las coristospermas de los géneros *Dicroidium*, *Zuberia*, *Xylopteris* y *Johnstonia*. Por lo que tomados en conjunto las taifofloras del grupo tienen un marcado carácter mesotriásico tardío pero en esencia neotriásico (Stipanicic 1972, 1979). Por su parte el registro de vertebrados es abundante, especialmente el de peces de agua dulce y tetrápodos (Cabrera, 1944a).

De esta manera, el Grupo Uspallata cuenta con varios trabajos (ejem, Zavattieri et al., 2001) que analizan el contenido paleontológico presentado en las distintas formaciones que lo conforman. Los mismos han contribuido para la asignación de edad a las unidades que conforman al grupo y han permitido acotar la edad de deposición entre Triásico Medio (Anisiano) y el Triásico Superior (Noriano).

Según las edades propuestas el Grupo Uspallata puede ser correlacionable con las unidades del Grupo Ischigualasto de las provincias de La Rioja y San Juan, como así también con las distintas formaciones que integran el Grupo Marayes (Bossi, 1976) de la cuenca homónima ubicada al este de la provincia de San Juan.

Formación Río Mendoza

La unidad fue definida por Borrello (1962), quien le atribuyó en una primera etapa el nombre de Fanglomerados Río Mendoza al conjunto de facies marginales de abanicos aluviales. Caminos (1979) aportó contribuciones significativas tras realizar un análisis regional de la estratigrafía de la zona, mientras que Leanza (1986) profundizó en la comprensión de la geología de la Cordillera Principal y la Precordillera de Mendoza, destacando la relación de la Formación Río Mendoza con otras unidades geológicas, entre ellas la secuencia volcánica Choiyoi como también con el Complejo Metamórfico Las Pirquitas.

La unidad se encuentra integrada por conglomerados y aglomerados de color pardo rojizo (Fig. 3.4), con matriz arenosa e intercalaciones de areniscas conglomerados y tobas, con importantes exposiciones en el cerro Bayo de Potrerillos como también en el cerro Manantiales (Kokogian et al., 2000).

La Formación Río Mendoza se caracteriza por la presencia de depósitos de abanicos aluviales y ríos anastomosados, que muestran una evolución en su desarrollo: en la parte media, se observan facies canalizadas de flujos tractivos, mientras que en el sector apical se encuentran depósitos de flujo de barro y detritos (Kokogian y Mancilla, 1989). Esta formación representa el comienzo de un ciclo sedimentario de gradación normal, marcado por facies aluviales gruesas que se originan en ambientes de alta energía y relieves altos (Kokogian et al., 1993).

Ottone et al. (1992) llevó a cabo dataciones radiométricas en rocas volcánicas asociadas a los niveles basales de la unidad las cuales permitieron establecer una edad aproximada entre 210 y 180 millones de años (Triásico Superior-Jurásico Inferior).

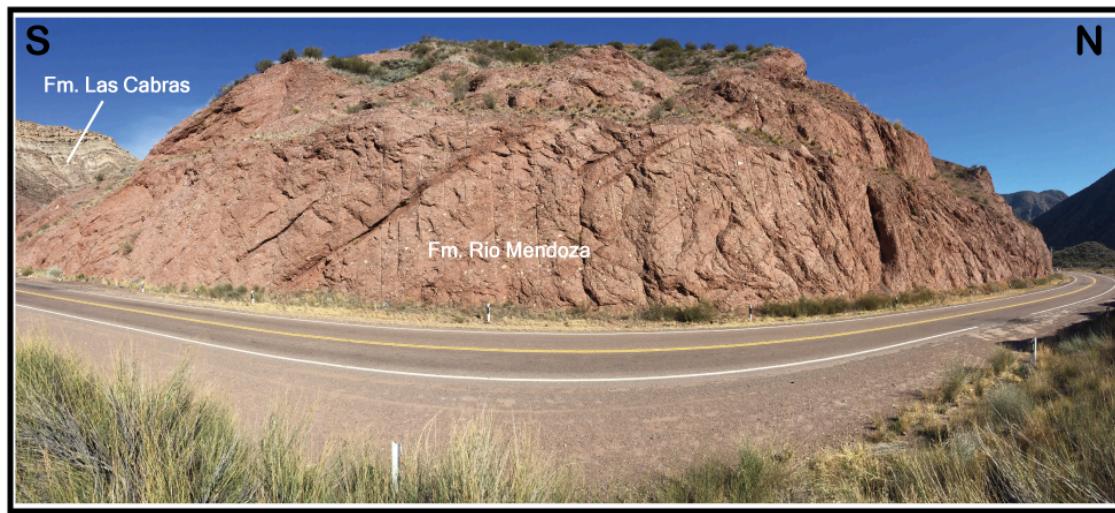


Figura 3.4. Fotografía al costado de la ruta donde se observa en primer plano a la Formación Río Mendoza, y hacia el sector izquierdo de la figura la Formación Las Cabras (fotografía tomada por Marcos Asensio). Fotografía tomada en 32°57'8.89"S, 69°12'16.33"O.

Formación Cerro Las Cabras

La unidad fue inicialmente nombrada como Estratos del Cerro de las Cabras por Frenguelli (1948). Posteriormente, Groeber (1953), tomando como referencia el trabajo de Frenguelli, ampliaron esta designación incluyendo el Fanglomerado Rojo ubicado por encima del Grupo del Cerro de las Cabras.

Rolleri y Criado Roque (1968) luego de realizar una detallada revisión de toda la estratigrafía de la cuenca, agruparon a las formaciones Río Mendoza y Las Cabras dentro del Grupo Rincon Blanco. Los autores señalan en el trabajo la dificultad en definir correctamente la unidad, producto de la intensa deformación tectónica.

Dentro de la formación se diferencian tres secciones (Groeber, 1953). Una sección inferior conglomerática, con calizas arenosas y arcillas portadoras de Estheria; la sección media compuesta principalmente de tobas y areniscas rosadas; y por último, la sección superior donde aparecen lutitas bituminosas alternando con tobas claras y areniscas y lutitas portadoras de restos vegetales indeterminados (Fig. 3.4).

Además, dentro de la formación se distingue un intervalo conocido como Brecha Verde, originalmente descrito por Stappenbeck (1917) como intervalo clorofilo. En términos genéticos, se trata de un complejo piroclástico ignimbótico dentro del cual se pueden diferenciar 4 intervalos. La base está conformada por una nivel arenoso seguido de dos niveles de tobas, inferior y superior respectivamente, que subyacen a la intercalación porfirítica, de importante interés petrolero (Boggetti et al., 2018).

Se reconoce una transición entre los depósitos de abanico aluvial representativos de la Formación Río Mendoza ubicados en el sector externo de los depocentros, los cuales gradan lateralmente a acumulaciones de sedimentos de granulometría más fina asociados a ambientes fluviales efímeros y ocasionalmente entrelazados de la Formación Cerro de las Cabras (Kokogian et al., 2000). A su vez, añaden los autores que hacia los sectores más deprimidos de los depocentros se desarrollaron ambientes de barrales o playa lake y cuerpos de agua semipermanentes, ocasionalmente denominados Intercalaciones Grises.

En cuanto a las edades, dentro del área de estudio la Formación Cerro de las Cabras no posee información radimétrica, pero las relaciones estratigráficas indican una edad triásica media (Formación Río Mendoza - Formación Potrerillos).

En la industria petrolera la Formación Cerro Las Cabras suele representar la unidad más profunda a interpretar, por debajo de la cual ya se habla de basamento económico. Los niveles internos de esta unidad se caracterizan por su muy baja continuidad y diferente contenido en frecuencia, lo cual suele dificultar notablemente su interpretación (Ruiz y Catuneanu, 2019). En este trabajo no se diferenciaron las formaciones Río Mendoza y Cerro Las Cabras, aún cuando eso no quiere decir que no estén presentes en el área. En efecto, en algunos sectores el espesor de la secuencia de sinriff triásicas es muy importante, lo cual sugiere que no se trata solamente de la

Formación Potrerillos, la unidad más antigua reconocida en esta tesis. Para una mayor discusión al respecto ver sección 4 y 5.

Formación Potrerillos

La denominación original de esta formación corresponde a Biondi (1931), quien definió lo que hoy se conoce como la Formación Potrerillos bajo el nombre de "Molasse Jurásico-Cretácica". Esta formación fue caracterizada por una secuencia litológica diversa, que incluye conglomerados, areniscas, lutitas y calizas, reflejando ambientes de deposición variados desde marinos hasta continentales.

A lo largo de los años, varios geólogos han contribuido significativamente a la comprensión y delimitación de la Formación Potrerillos. Entre ellos se destacan Figueroa (1942), quien identificó la importancia de los depósitos volcánicos en la formación, y Suero et al. (1981), quienes realizaron estudios detallados de las facies sedimentarias y sus implicaciones paleoambientales. Estos estudios permitieron una mejor comprensión de la evolución geológica de la región de Potrerillos en la provincia de Mendoza, Argentina.

La unidad está caracterizada litológicamente por la presencia de tufo-pelitas, tufop-samitas, conglomerados y en menor cantidad tobas de tonalidades grises, verdes claras, pardo claras, oscuras y moradas (Figueroa, 1942).

Kokogian et al. (2000) asigna una clara impronta fluvial a la formación identificando la presencia de cursos de sinuosidad variable representados por cuerpos arenosos, con conglomerados basales y niveles de areniscas con estructuras entrecruzadas planares y en artesa que en algunos casos conforman depósitos de point bar. Además, los autores agregan que estos cursos meandros habrían discurrido por llanuras de inundación, representadas a partir de cuerpos tabulares limosos y arcillosos producidos por fenómenos de desbordamiento.

Hacia la base de la unidad Frenguelli (1944, 1948) y Stipanicic (1979) reconocen la presencia de una discordancia levemente angular la cual asocian a la Fase Tunuyán la cual afectó la zona de Mendoza durante el Mesozoico. Esta interpretación se basa en la correlación estratigráfica, la datación de eventos tectónicos y la observación de estructuras geológicas relacionadas con el diastrofismo en la zona de estudio.

Uno de los registros paleontológicos del Triásico más importantes de Argentina (13 horizontes fósiles con 23 taxones) se reconoce en la Formación Potrerillos (Spalletti et al., 2005; Artabe et al., 2007). Según el cuadro gráfico bioestratigráfico basado en megafósiles de plantas propuesto por Spalletti et al. (1999), se identifican dos biozonas (MBC y BNP) en la localidad tipo de la Formación Potrerillos. Esta información permitió a Spalletti et al. (1999) y Morel et al. (2003) sugerir que la Formación Potrerillos fue depositada durante el Triásico Medio tardío - Triásico Tardío temprano.

Por su parte Spaletti et al. (2008) dataron niveles tobáceos en la sección basal y media de la Formación Potrerillos obteniendo edades absolutas para el momento de

erosión y depositación de $230,3 \pm 2,3$ Ma a $239,7 \pm 2,2$ Ma, asignables al Triásico Medio. Más precisamente la muestra tomada hacia la base de Potrerillos permite definir el inicio de la sedimentación de esta unidad para el Triásico Medio más temprano, lo cual es consistente con la datación U-Pb del Triásico Inferior de la Formación Río Mendoza subyacente en la base del Grupo Uspallata (Ávila, 2003; Ávila et al., 2003, 2006).

El tope de la Formación Potrerillos suele estar representado en sísmica por un reflector negativo de alta amplitud, lo cual se debe al contraste litológico que presenta respecto a las pelitas suprayacentes de la Formación Cacheuta. Además, presenta una limitada continuidad lateral en el norte. Hacia el centro y sur del área de estudio la señal es más clara, siendo posible interpretar el tope de la unidad con mayor facilidad. (Fig. 3.5). Por su parte, la base de esta formación es más difícil de interpretar, debido a la falta de continuidad que suelen presentar los reflectores más profundos en la mayoría de los sectores de la cuenca (Ruiz y Catuneanu, 2019).

Debido a la configuración actual del depocentro, se observa que el tope de Potrerillos se ubica a una profundidad menor (1s TWT) en el Dominio Norte que en el Dominio Sur (1,5s TWT; Fig. 3.2). Otro aspecto relevante y que será abordado en próximas secciones, es que esta unidad se encuentra afectada por fallas tanto normales como inversas a lo largo de todo el área de trabajo (Fig. 3.3).

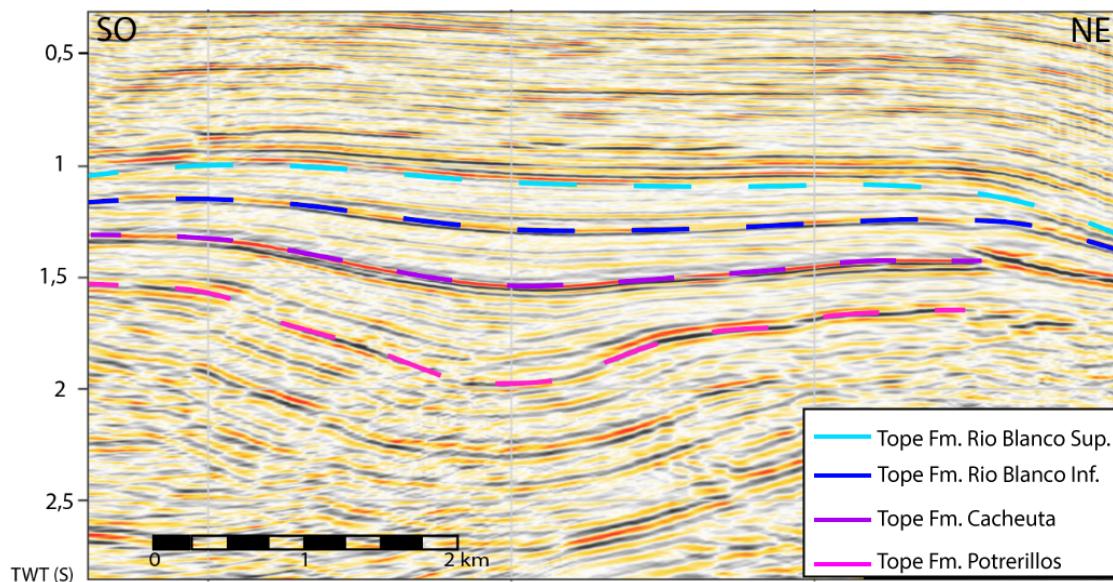


Fig. 3.5. Sección sísmica La Pilonal donde se ilustran los atributos sísmicos asociados a los topes formacionales de las unidades triásicas de la cuenca. Ver ubicación de la sección en figura 3.3.

Formación Cacheuta

Fue Ameghino (1898) quien asignó el nombre de Formación Cacheuta a esta unidad en un primer momento. Por su parte, Biondi (1936) definió como “Estratos de Cacheuta” al conjunto de areniscas, tufitas y lutitas negras bien estratificadas presentes en el flanco sudoeste del Cerro Cacheuta. Unos años después Fossa Mancini et al.

(1938) reconoció esta misma unidad bajo el nombre de “Estratos del Pozo Victor”, unidad que también incluye a las secuencias rojas características de la Formación Río Blanco.

Hacia finales del siglo XX ya eran varios los trabajos que contaban con un enfoque paleoambiental para esta unidad (Kokogian y Mancilla, 1989; Kokogian et al., 1993; Morel, 1994), asignando una clara impronta lacustre.

La secuencia se encuentra integrada principalmente por areniscas, tufitas y lutitas negras a grises (Fig. 3.6) bien estratificadas correspondientes a facies lagunares y fluvio-lagunares, apoyadas concordantemente sobre la Formación Potrerillos (Kokogian et al., 2000).

En su sección basal se reconocen niveles conglomerádicos polimicticos acompañados por areniscas medianas, todo esto en bancos de geometría irregulares. El conjunto se interpreta como depósitos de ambiente deltaico de notable desarrollo, que constituyen las facies de interdigitación entre las sedimentitas netamente fluviales de la Formación Potrerillos con las lacustres de la Formación Cacheuta (Kokogian y Mancilla, 1989). Los autores añaden la presencia de depósitos de turopolitas y limoarcillitas con laminación fina y restos vegetales que representan depósitos de llanura de inundación, los cuales intercalan con niveles tufopsamíticos con laminación paralela y *climbing ripples* producto de los eventos de desbordamiento y *crevasse splay*.

Por encima ya es posible reconocer una clara impronta lacustre, dada a partir de la presencia de espesas lutitas bituminosas oscuras a grises de amplia distribución areal, que en algunos sectores gradan a arcillas pardo rojizas, grises y bancos de bentonita amarillenta (Stipanicic, 2002).

Frenguelli en sus trabajos presentados en la década del 40 dio a conocer una serie de estudios acerca de los diferentes componentes de la flora característica para las unidades pertenecientes al triásico de la Cuenca Cuyana. Para la Formación Cacheuta, Frenguelli (1942 y 1944) enfatiza la presencia de los taxones *Phacolepsis mendozana*, *Umkomasia cacheutensi* y *Fanerotheca dichotoma* los cuales permiten acotar la edad de esta unidad para el Neotriásico temprano a Neotriásico tardío. A su vez Artabe et al. (2001) ubica a la Formación Cacheuta entre el techo del Neotriásico temprano hasta promediar el Triásico Tardío (Biozona OL).



Fig. 3.6. Fotografía de las facies lacustres de la Formación Cacheuta sobre las cuales apoyan bancos rojizos de la Formación Río Blanco (fotografía tomada por Marcos Asensio). Fotografía tomada en 32°57'38.65"S, 69°13'13.75"O.

La Formación Cacheuta representa el principal nivel de referencia de la subcuenca (Ruiz y Catuneanu, 2019), lo cual está vinculado a la muy buena continuidad y alta amplitud que presentan los reflectores que constituyen la base y el tope de la unidad en sismica (Fig. 3.5). Otro rasgo característico de esta formación en subsuelo son sus reflectores continuos y de baja amplitud que reflejan el relleno pelítico depositado producto de los sucesivos lentes lacustres. Presenta un espesor que varía a lo largo y ancho de la zona de estudio, alcanzando un valor máximo de 0,5 s en el eje del sinclinal de la Fig. 4.7 (Dominio Centro Norte).

En la subcuenca Cacheuta se reconocen tres secciones de edad triásica ricas en materia orgánica, con potencial para generar hidrocarburos. La formación Cacheuta está considerada como la principal roca madre de la cuenca (Zencich, 2008).

La generación de hidrocarburos en la cuenca es un proceso que comenzó hace aproximadamente 10 Ma, asociado al soterramiento producido por la flexura cortical generada por el avance del orógeno andino (Jones et al., 1999). En la figura 3.7 se muestra la historia de subsidencia y madurez térmica del depocentro Cacheuta. La subsidencia por carga terciaria comienza a los 15 Ma. En este sector, la roca madre alcanza la ventana de generación de petróleo a los 12 Ma, mientras que los niveles más profundos entrarían en fase tardía después de los 2 Ma (Zencich, 2008).

Figueroa y Chebil (1987) mencionan que la expulsión de los hidrocarburos se produjo entre los 2 y 8 Ma, con posterioridad a la edad de la estructuración miocena.

Este factor es clave, ya que proporciona un timing adecuado para que los hidrocarburos puedan ser entrampados en dichas estructuras anteriormente conformadas.

Cabe destacar que en la Cuenca Cuyana, casi el 88% de los hidrocarburos se ubica sobre el eje oriental mientras que los mayores espesores de roca madre, junto con las mejores condiciones de generación, ocurrieron en la zona occidental (Zencich, 2008). Esto supone una migración lateral de hidrocarburos de entre 20 y 70 kilómetros de distancia.

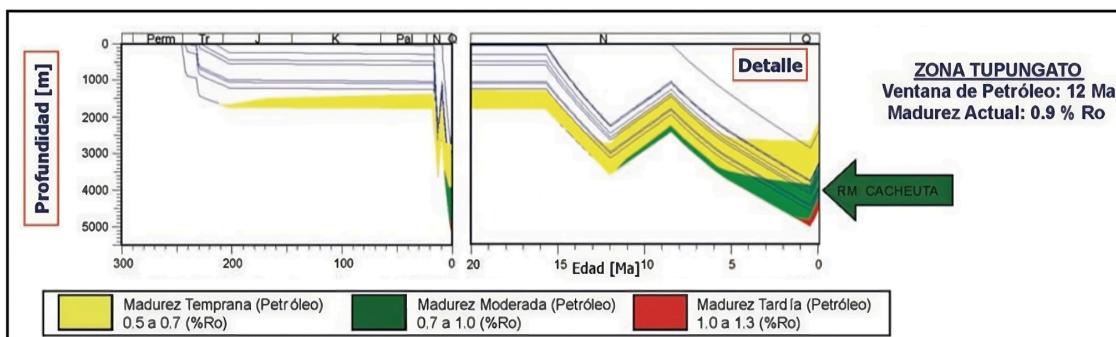


Figura 3.7. Gráfico de soterramiento; evolución térmica para el depocentro Cacheuta de la Cuenca Cuyana (Zencich, 2008).

Formación Río Blanco

El geólogo sudafricano Alexander Logie du Toit (1927) define la presencia en el Valle de Cacheuta de una particular secuencia sedimentaria de tonalidad roja de notable parecido con los estratos rojos de la Cuenca de Karoo. Estos mismos depósitos son los que años después Fossa Mancini et al. (1938), junto a otros niveles de rocas, definen como los “Estratos del Pozo Victor”, que hoy en día integran a la Formación Cacheuta y Río Blanco.

La definición de lo que hoy en día se conoce con el nombre de Formación Río Blanco, se le asigna a Borrello (1942), quien describe la presencia de un conjunto de areniscas, limolitas, pelitas y conglomerados finos dispuestos en la localidad que recibe el mismo nombre.

Kokogian et al. (1993) aporta un significado secuencial a la unidad, destacando que la misma se depositó en la etapa de subsidencia final de la cuenca representando un episodio de SAG. Contribuyendo a esta idea se encuentra el trabajo de Spalletti et al. (1995) quien identifica hacia el contacto basal con la Formación Cacheuta la presencia de una discordancia regional, la cual coincide con un significativo cambio litológico el cual podría estar demostrando importantes variaciones en la evolución de la cuenca.

La Formación Río Blanco está conformada por un conjunto de capas rojas (Fig. 3.6) de espesores de hasta 230 m, integrado por cuerpos de areniscas, areniscas

conglomerádicas, sabulitas y conglomerados de guijas y guijarros, vinculados con intervalos pelíticos (Spaletti y Barrio, 1998).

Frenguelli (1944) sintetizó la descripción de Truempy y Lhez (1937) para desarrollar una descripción litológica a detalle de la Formación Río Blanco. A esta se le suma la descripción llevada a cabo por Rolleri y Criado Roque (1968) a partir de información aportada por YPF. Estos autores dividen a la unidad en una sección inferior, media y superior.

La sección inferior se caracteriza por la presencia de lutitas grises, areniscas finas micáceas y algunos niveles conglomerádicos. Por encima la secuencia continúa con una alternancia de limolitas grisáceas y rojizas, en las que se intercalan niveles cada vez más arenosos que culminan con depósitos conglomerádicos finos. Transicionalmente se pasa a la sección media, conformada por areniscas de color morado que, alternan con limolitas y bancos de tobas silicificadas, las cuales se encuentran acompañadas de niveles finos de arcilitas. La sección superior está conformada por areniscas y limolitas rojas, con frecuentes bancos de conglomerados finos y areniscas amarillentas; se reconoce un tramo inferior arenoconglomerádico y un tramo superior de granulometría más fino, conformado por limolitas y tufitas rojas.

Leanza et al. (2014) lleva a cabo una serie de dataciones radiométricas a partir de intervalos volcánicos presentes en la formación que permitió acotar la edad triásica de la formación, específicamente para el período carniense.

Marsicano et al. (2016) utilizó el registro fósil de los ammonites para comparar con dataciones radiométricas previas, como por ejemplo las del trabajo de Leanza et al. (2004). En particular, compararon las edades obtenidas de las dataciones radiométricas con las edades bioestratigráficas derivadas de los ammonites encontrados en la Formación Río Blanco. Esto permitió confirmar que la Formación Río Blanco posee una edad carniense superior.

En sísmica, el tope del miembro inferior de la Formación Río Blanco se identifica por conformar un reflector positivo de baja amplitud y buena continuidad (Fig. 3.5) que refleja la presencia de un nivel conglomerádico. Por encima se desarrolla un conjunto de reflectores de baja amplitud y continuidad, vinculados al relleno fino que predomina hacia el tope de la unidad, la cual culmina con un reflector negativo de baja amplitud y continuidad (Fig. 3.5).

En lo que concierne a lo observado en este trabajo, la Formación Río Blanco fue subdividida en un miembro inferior y superior, (Fig. 3.2). El término inferior se caracteriza por la presencia de reflectores de moderada amplitud y continuidad lateral, bien diferente a lo que sucede con el miembro superior en el cual ambos parámetros disminuyen notablemente. Esta unidad se ubica aproximadamente a unos 0 s en el extremo norte del área de estudio y alcanza una profundidad máxima de 1,3 s (TWT) en el sector medio del Dominio Centro (ver figura 3.2). En cuanto a los espesores, el miembro inferior posee un espesor promedio en tiempo de 0,2 s, menor al del miembro superior cuyo espesor promedio es de unos 0,4 s (Fig. 3.2).

Ruiz y Catuneanu (2019) describen que hacia la base del miembro inferior se pueden reconocer ciertos truncamientos vinculados a un contacto erosivo entre la Formación Cacheuta y Río Blanco, así como terminaciones de tipo onlap relacionadas con el carácter transgresivo de la formación. En cuanto al contacto entre el miembro superior y la Formación Barrancas, mencionan que la Formación Barrancas se apoya discordantemente, por medio de la presencia de truncamiento en el tope de la Formación Río Blanco.

Formación Barrancas

La Formación Barrancas es una unidad definida en subsuelo por Rolleri y Criado Roque (1968), para referirse a lo que se conocía en aquel entonces como “Conglomerado Rojo Inferior”. Dichos autores consideraban que esta secuencia se apoya en concordancia sobre las sedimentitas triásicas, sucediendo a la Formación Río Blanco y por lo tanto asignando una edad triásica superior. En contraposición, Regairaz (1969) plantea que la unidad se apoya discordantemente sobre Río Blanco, lo cual es compartido por otros autores (Yrigoyen, 1975; Stipanicic, 1979; Alfonso et al., 1984; Ruiz y Catuneanu, 2019).

Años después la unidad fue definida en superficie por Kokogian y Boggetti (1987) en el flanco oriental del Cerro Los Colorados, en donde describen la presencia de un conjunto epiclástico que era considerado hasta el momento como la sección cuspidal de la Formación Río Blanco (Rrolleri y Criado Roque, 1968; Strelkov y Alvarez, 1984; Massabie et al., 1985).

En el sector del Cerro Los Colorados es posible diferenciar dos secciones, una basal y otra superior (Kokogian y Boggetti, 1987). La sección basal está conformada por conglomerados y areniscas grises que conforman bancos de geometrías irregulares con bases erosivas y que internamente se caracterizan por presentar estratificación entrecruzada planar y/o en artesa; de esta manera, hacia la base de la sección predominan las barras conglomerádicas y formas de lecho arenosas. Transicionalmente se pasa a la sección superior, integrada por arcilitas y limoarcillitas rojizas con laminación paralela, intercalando hacia el tope con areniscas finas a muy finas con *climbing ripples* y laminación paralela de alto régimen de flujo, areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada y finalmente con conglomerados también con estratificación entrecruzada.

En su trabajo Kokogian y Boggetti (1987) interpretan la secuencia como depósitos de un sistema fluvial conformado por cursos efímeros con desarrollo de sistemas barrerales hacia los sectores distales. Por su parte Zencich et al. (2008) asocia estos niveles continentales rojos a secuencias apiladas y amalgamadas de abanicos aluviales proximales y distales, que presentan discordancias erosivas intrasecuencia.

El método empleado para aproximar la edad de deposición de la secuencia se basa en las relaciones estratigráficas que guarda con otras unidades. De esta manera Rolleri y Criado Roque (1968) asignan una edad Triásico Superior, basándose en la

possible continuidad lateral que guarda Barrancas con la Formación Río Blanco. La gran mayoría de los autores no está de acuerdo con dicha edad, ya que sostienen que hay una relación discordante entre ambas formaciones. Por su parte sugieren una edad más bien jurásico superior a cretácico inferior, la cual surge de un vínculo estrecho entre la unidad en cuestión y la Formación Punta de las Bardas (Regairaz, 1970; Irigoyen, 1975; Stipanicic y Bonaparte, 1979; Alfonso et al., 1984).

La señal sísmica asociada al tope de la Formación Barrancas es bastante difícil de reconocer, lo cual se debe a la interferencia ocasionada por los basaltos suprayacentes de la Formación Punta de las Bardas. Para poder distinguir ambas formaciones, se suele interpretar el tope de Barrancas en el reflector negativo inmediatamente ubicado por debajo de Punta de las Bardas, el cual presenta baja amplitud y muy baja continuidad (Ruiz y Catuneanu, 2019).

Formación Punta de las Bardas

El primer antecedente que se cuenta para la Formación Punta de las Bardas se remonta a Rolleri y Criado Roque (1968), los cuales incluyen en esta unidad las coladas basálticas conocidas como Melafiros o Intercalación Morada. Estos autores a pesar de contar con dataciones isotópicas que sugieren una edad cretácica y neotriásica, ubican a la formación en el Triásico Superior junto con la Formación Barrancas, las cuales se estarían apoyando concordantemente sobre la Formación Río Blanco. Basándose en otras dataciones isotópicas (Regairaz, 1970; Irigoyen, 1975) como también en un contacto discordante entre el conjunto Barrancas-Punta de las Bardas y la subyacente Formación Río Blanco, se le asigna a esta unidad una edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Stipanicic, 1979; Stipanicic y Bonaparte, 1979; Alfonso et al., 1984).

La Formación Punta de las Bardas se caracteriza por estar integrada por una variedad de litologías. A grandes rasgos se encuentra conformada por niveles sedimentarios clásticos que alternan con niveles basálticos (Rrolleri y Criado Roque, 1968; Stipanicic, 1979; Kietzmann y Palma, 2004).

Los niveles clásticos consisten en conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas, que ocasionalmente presentan niveles carbonosos. Estos niveles fueron asignados a un ambiente depositacional continental, más precisamente fluvio-lacustre (Kietzmann y Palma, 2004). Por otro lado, se reconocen coladas de basaltos olivínicos, con abundantes vacuolas amigdaloides, llenas de carbonato de calcio producto de la alteración de los basaltos (Rrolleri y Fernandez Garrasino, 1979), asignados a un fenómeno magmático de intraplaca, que sería coetáneo con el de la Formación Serra Geral del noreste de la Argentina y Brasil (Stipanicic, 2002).

Los primeros datos isotópicos que se cuenta para esta formación corresponden a los obtenidos por Rolleri y Criado Roque (1968), quienes dataron los niveles basálticos, obteniendo valores de 124 ± 5 Ma y 134 ± 5 Ma respectivamente. A su vez Regairaz (1970) aporta otras dataciones radiométricas, con un promedio de 135 Ma.

Yrigoyen (1975) contribuye con otros seis datos isotópicos con un promedio de 127 Ma, ubicando a los basaltos de la Formación Punta de las Bardas en el Cretácico Inferior.

La base de la formación se ubica según relaciones estratigráficas en el Jurásico Superior, fundamentándose en un contacto discordante entre el Triásico representado por la Formación Punta de las Bardas y el conjunto Barrancas-Punta de las Bardas.

Los basaltos de Punta de las Bardas suelen consistir en niveles de bajo espesor, de entre 18 y 25 metros, representados por medio de reflectores positivos de baja amplitud (Ruiz y Catuneanu, 2019).

Formación Papagayos

La sección tipo de la Formación Papagayos fue definida por Simpson et al. (1962) en el sector del Arroyo Divisadero Largo y Papagayos al oeste de la ciudad de Mendoza. Previamente Chiotti (1946) había estudiado estos mismos depósitos, analizando la discordancia presente hacia la base con su infrayacente Formación Río Blanco. En este trabajo Chiotti asignó el nombre de “Serie de Papagayos” el cual sería luego modificado por el de “Formación Papagayos”.

La Formación Papagayos está conformada por areniscas de grano fino a grueso y conglomerados finos hacia la base, dentro de los cuales se reconocen intercalaciones de brechas calcáreas (Rolleri y Fernandez Garrasino, 1979).

Los afloramientos reconocidos a lo largo del Arroyo Divisadero se caracterizan por su color rojo ladrillo a pardo, los cuales se asientan en discordancia sobre el sustrato conformado por la Formación Río Blanco (Simpson et al., 1962).

La formación carece de contenido fósil, por lo que su edad se determina a partir de las relaciones estratigráficas que guarda con las unidades sub y suprayacentes. Hacia la base la unidad se apoya discordantemente sobre las areniscas triásicas correspondientes a la Formación Río Blanco (Rusconi, 1952; Simpson et al., 1962). Hacia el sector cuspidal se reconoce una relación concordante con los estratos suprayacentes caracterizados por la presencia de restos de mamíferos asignados al Eoceno superior hasta el Oligoceno inferior (Pascual y Odreman Rivas, 1973), asignando una edad al tope de la unidad para el Eoceno.

Formación Divisadero Largo

Chiotti (1946) asigna el nombre de Formación Divisadero Largo a la zona con Anhidrita y Arcillas Abigarradas bien conocida previamente por la comunidad petrolera. Con el fin de poder determinar la edad de la formación Simpson et al. (1962) llevó a cabo un exhaustivo análisis paleontológico de los niveles basales de la secuencia hallando restos de vertebrados, que permite asignar una edad eocena superior. A su vez, Rolleri y Criado Roque (1970) analizan las secuencias cuspidales de la unidad, también conocidas como “Arcillas abigarradas”.

En la bibliografía se suele dividir a la formación en un miembro inferior caracterizado por la presencia de areniscas de grano medio, con intercalaciones de anhidrita, conjunto que presenta un color rojo morado. Por su parte, el miembro superior está conformado por areniscas grisáceas y rojizas y arcilitas verdosas y amarillentas, con niveles conglomerádicos intercalados (Rolleri y Fernandez Garrasino, 1979).

En lo que respecta al ambiente de deposición, se interpretan los términos más psefíticos como relleno de canales y, las facies de menor granulometría se vinculan con depósitos de sabkha continental. Ciertos autores advierten la presencia de facies eólicas y flujos de tipo efímeros (Rolleri y Criado Roque, 1970).

Pascual y Odreman Rivas (1973) presentan un listado con una importante cantidad de restos fósiles de vertebrados presentes en las secciones superiores de la unidad. Entre los elementos mencionados se destaca la presencia de restos de reptiles, aves y mamíferos descriptos por varios autores (Simpson et al., 1962; Rusconi, 1946). Basándose en estos fósiles se definió la Edad Mamíferos Divisaderense que abarca desde la parte terminal del Eoceno medio a la parte basal del Oligoceno inferior.

Formación Mariño

Biondi (1936) describe en la región de la Sierra de Villicum, en la provincia de San Juan, una unidad estratigráfica compuesta por sedimentitas calcáreas y arcillosas de edad cretácica a la cual designa como “Estratos de Mariño”. Rolleri (1950) en un informe describe esta misma unidad también con el nombre de “Estratos de Mariño”, pero tomando como referencia el trabajo de Yrigoyen (1993) le asigna una edad miocena inferior. Luego en su trabajo del año 1970 Rolleri junto a Criado Roque define la Formacion Mariño, la cual se encuentra conformada por tres miembros.

Trabajos más recientes (Sepúlveda, 1999; Zavattieri et al., 2001) permiten ajustar la edad de la Formacion Mariño, por medio de datos palinológicos de polen y esporas, en un rango que va del Oligoceno tardío al Mioceno temprano.

Dentro de la Formacion Mariño se reconocen tres miembros, los cuales para ciertos autores están limitados por discordancias.

La secuencia comienza con un conglomerado de color violáceo o gris violáceo, de clastos generalmente pequeños con matriz arenosa. Esta unidad ha recibido el nombre de Conglomerado Violáceo, y representa el miembro basal (Rolleri y Criado Roque, 1970) de la Formacion Mariño. A estas se les superpone el miembro medio (Rolleri y Criado Roque, 1970) conformado por areniscas medianas a gruesas, de color rojo pálido a rojo morado, que presentan laminación entrecruzada y reciben el nombre de Areniscas Entrecruzadas (Fig. 3.8). Por último se describe el miembro superior (Rolleri y Criado Roque, 1970) denominado Estratos de Mariño, el cual se encuentra constituido por una espesa sucesión rítmica integrada por conglomerados grises, areniscas rojizas y arcilitas moradas en las que es frecuente observar fenómenos de

redeposición de sus propios elementos (principalmente de las arcilitas). Esta descripción basada en el trabajo de Rolleri y Fernandez Garrasino (1979) no hace referencia a la naturaleza de los contactos entre cada uno de los miembros.

Respecto al ambiente depositacional, la secuencia sedimentaria descrita se vincula a un ambiente depositacional netamente continental que involucra depósitos fluviales (miembro Conglomerado Violaceo), eólicos (miembro Areniscas Entrecruzadas) y hacia el tope de la sección, coincidiendo con el miembro Estratos de Mariño, se hayan facies fluviales efímeras donde son frecuentes las grietas de desecación en las capas pelíticas (Rolleri y Fernandez Garrasino, 1979).



Fig. 3.8. Fotografía de los depósitos eólicos de la Formación Mariño, también conocidos como Areniscas Entrecruzadas (fotografía tomada por Marcos Asensio). Fotografía tomada en 32°57'38.97"S, 69°13'21.24"O.

Hasta ahora, la evidencia paleontológica en la Formación Mariño es limitada y fragmentaria. En los niveles expuestos al sur del Cerro Cacheuta, Rusconi (1949) recolectó bivalvos de agua dulce, identificándolos como *Corbicula elchaensis* Rusconi. Por otro lado, Sepúlveda (1999) describió microfloras encontradas en la zona de Salagasta, lo que le permitió asignar a la formación una edad oligocena tardía-miocena temprana. Además, algunos restos de vegetales fueron hallados en la localidad de Potrerillos, como raíces, fragmentos de troncos y una posible semilla, junto con icnitas indeterminadas que podrían atribuirse, aunque con ciertas dudas, a un ave (Zavattieri et al., 2001).

El único registro de mamíferos de la Formación Mariño se remonta a un informe inédito de Rolleri (1950) citado por Yrigoyen (1993), quien menciona el descubrimiento realizado al sudeste del Cerro Cacheuta. Según Yrigoyen, estos fósiles provienen de los "Estratos de Mariño", que forman parte del miembro superior de la formación, y pueden ser asignados a la Edad mamífero Santacruces (Mioceno temprano).

Según estos datos la Formación Mariño es parcialmente correlacionable con la Formación Agua de la Piedra (Criado Roque, 1950), y a su vez se postula que el miembro superior de la unidad, los Estratos de Mariño, es semejante, en parte, con la Formación Albarracín descrita en la Provincia de San Juan (Leveratto, 1968).

Tobas Grises Inferior

Definido por Trumpy y Lhez (1937), se menciona la presencia de una secuencia arenoso-conglomerática de claras tonalidades grisáceas que se apoya concordantemente sobre la Formación Mariño. En su descripción de los depósitos sinorogénicos terciarios, Yrigoyen (1993) asigna el nombre de Tobas La Higuerita para referirse al conjunto de conglomerados grises reconocidos hacia la base de la Formación La Pilona. En trabajos posteriores realizados en el área de Tupungato, Yrigoyen et al. (2000, 2002) postula que la Toba La Higuerita forma parte de la Formación La Pilona, mientras que otros autores sostienen en separarlas como dos formaciones independientes tal como Zencich et al. (2008) quienes le asignan el nombre de Tobas Grises Inferiores.

El nivel de Tobas Grises Inferior, también conocido como Tobas La Higuerita (Yrigoyen. 1993) está conformado por tobas, cineritas y lapillos de cenizas biotíticas blanquecinas (Prevosti et al., 2019) . Se encuentran integrando una sucesión de areniscas de grano medio, conglomerados grises y arcillas rojizas a moradas (Rolleri y Fernandez Garrasino, 1979).

El contenido fosilífero de este nivel tobáceo es muy escaso, destacando el descubrimiento de restos de mamíferos que le confieren a la unidad una edad miocena media hasta tentativamente pliocena temprana (Pascual y Odreman Rivas, 1973; Pascual y de La Fuente, 1993).

Formación La Pilona

La Formación La Pilona fue definida por Trumphy y Lhez (1937), en el ámbito de la Sierra de La Pilona, en la provincia de San Juan. Esta unidad cuenta con amplios afloramientos en la zona de Cacheuta donde se asienta en concordancia sobre la Formación Mariño.

Esta unidad se caracteriza por la presencia de depósitos psefíticos basales, finos a medios, por lo común grisáceos, sobre los que se apoyan areniscas grises y grisáceas verdosas, junto a pelitas y algunas tufitas de diversa coloración. Se reconoce una alternancia con delgadas capas de yeso (Rolleri y Fernandez Garrasino, 1979).

En descripciones como las de Yrigoyen (1993) que consideran a la Toba La Higuerita dentro de esta formación, se añaden depósitos de lapillos y tufitas hacia la base de la unidad.

Algunos autores sugieren que la depositación de esta unidad marca una importante reactivación de la estructura de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Yrigoyen, 1997). A su vez, Rolleri y Criado Roque (1970) vinculan los conglomerados basales que aparecen en la secuencia con una discordancia atribuible con la fase principal del segundo movimiento Andino.

Por su contenido de vertebrados, se refiere a la Formación La Pilona al Plioceno inferior (Pascual y Odreman Rivas, 1973). Esto no coincide con los datos aportados por

Ramos (1999) quien indica una edad de entre 11,7 a 9 Ma obtenida a partir de dataciones Ar⁴⁰-Ar³⁹ y calibraciones paleomagnéticas.

Tobas Grises Superior

Al igual que las Tobas Grises Inferiores, esta secuencia de depósitos piroclásticos fue definida por Trumphy y Lhez (1937) para describir al conjunto de depósitos volcanogénicos de colores grisáceos. Luego Yrigoyen (1993) modifica el nombre y pasa a hablar de las Tobas La Angostura, las cuales presentan su localidad tipo al sur del anticlinal de Tupungato, provincia de Mendoza.

El nivel de Tobas Grises Superior se encuentra integrado principalmente por areniscas grises blanquecinas con predominio de rocas piroclásticas, muy finas, con estratificación bien definida, las cuales intercalan con depósitos epiclásticos samíticos hasta conglomerádicos finos que se tornan más abundantes en la base y techo de la secuencia (Rolleri y Fernandez Garrasino, 1979). Su coloración gris blanquecina permite diferenciarla de los demás depósitos neógenos, los cuales suelen presentar una coloración más bien amarillenta, rojiza y parda (Prevosti et al., 2019).

A grandes rasgos se describen como tobas de caída retrabajadas, interpuestas con areniscas con abundante material piroclástico, que presentan intercalaciones de conglomerados hacia el tope de la sección (Yrigoyen, 1993).

Se han realizado dataciones K/Ar sobre estos niveles tobáceos, más precisamente en cristales de hornblenda como de biotita, que aportaron edades de 9,7 ± 1,1 Ma y 10,0 ± 0,5 Ma respectivamente (Yrigoyen, 1993). Con base en estas dataciones se le asigna una edad miocena superior.

Serie Amarilla

La unidad fue inicialmente definida por Trumphy y Lhez (1937) como Serie Amarilla, cuyo nombre se vincula a la presencia de potentes bancos de areniscas amarillentas. Luego Yrigoyen (1993) modifica el nombre por el de Formación Río de los Pozos, describiendo una secuencia sedimentaria de hasta unos 230-400 metros de espesor en la zona del Cerro Tupungato.

La Serie Amarilla o Formación Río de los Pozos se apoya concordantemente sobre la secuencia tobácea subyacente. Esta se encuentra constituida por una sucesión de fangolitas y fangolitas tobáceas de colores claros, con intercalación de bancos samíticos hasta sefíticos de color amarillentos, que suelen presentar estratificación entrecruzada. A esto se les interponen bancos conglomerádicos, que aumentan su frecuencia y espesor hacia los sectores cuspidales de la secuencia (Yrigoyen, 1993).

No se cuenta con dataciones para las rocas que conforman esta unidad, pero sí se han hallado hacia el sector inferior de la misma restos de vertebrados, más

precisamente de mamíferos que permiten asignarle, junto a evidencias estratigráficas, una edad pliocena superior (Pascual y Odreman, 1973; Pascual y de la Fuente, 1993).

Formación Mogotes

Esta unidad fue definida Trumphy y Lhez (1937) como Conglomerado de los Mogotes, y es Polanski (1963) quien le asigna el nombre de Formacion Mogotes, a esta sucesión de sedimentos gruesos que se apoya en discordancia sobre Río de los Pozos.

Consiste en una secuencia conglomerídica polimíctica de hasta 2000 metros de espesor que presenta intercalaciones de areniscas y fangolitas rojas con escasos niveles tobáceos (Polanski, 1963).

Son varias las interpretaciones paleoambientales que se tienen para la Formacion Mogotes, que hablan desde depósitos continentales fluvio-lacustres a glaciarios. Actualmente se habla de facies de alta energía correspondientes a depósitos sinorogénicos proximales al frente de corrimiento (Yrigoyen, 1993). Este mismo autor describe la deformación expuesta por estos depósitos, los cuales se encuentran dispuestos en amplios pliegues y atravesados por fallas inversas que ponen en contacto con unidades subyacentes de edad triásica.

En una primera instancia, Trumphy y Lhez (1937) asignaron para las rocas expuestas en el área de Tupungato-Piedras Coloradas una edad pliocena superior, lo cual concuerda con lo propuesto por Pascual y Odreman (1973).

Yrigoyen (1993) en su trabajo del Neógeno del norte de Mendoza, plantea la semejanza entre la unidad en cuestión y la Formación Bajada Grande de la región de las Huayquerías. Esta última unidad se caracteriza por presentar un amplio contenido fósil bien preservado de mamíferos de edad Montermonense (Plioceno inferior), estudiado desde principios del siglo XX (De Carles, 1991; Frenguelli, 1930; Yrigoyen, 1993). A su vez, la Formación Bajada Grande cuenta con dataciones radiométricas realizadas en niveles tobáceos que arrojaron edades $2,6 \pm 0,1$ Ma y $2,4 \pm 0,3$ Ma (Marshall et al., 1986).

4. ESTRUCTURA

4.1. Marco estructural

Clásicamente, la Cuenca Cuyana se ha considerado como una cuenca desarrollada como consecuencia de fuerzas extensionales a transtensionales resultantes del colapso de un orogénico paleozoico tardío, formado como consecuencia de la deformación compresiva y engrosamiento cortical ocurridos durante el Pérmico (Mpodozis y Kay, 1990; Dellapé y Hegedus, 1995). A lo largo del Mesozoico, ocurrieron diferentes etapas de reactivación de la extensión y restablecimiento de la zona de subducción, hasta finalizar con un evento de inversión tectónica en el Paleógeno-Neógeno.

La interpretación del estilo estructural cenozoico de la cuenca ha variado a lo largo del tiempo, desde una tectónica sin participación de fallas triásicas heredadas, caracterizada por la presencia de corrimientos que despegan del basamento, (Figura 4.1a; Bettini, 1980; Sarewitz, 1988; Figueroa y Ferraris, 1989) hasta una inversión tectónica completa de fallas normales preexistentes (Figura 4.1b; Legarreta et al., 1992; Dellapé y Hegedus, 1995). En los últimos años se ha postulado un modelo mixto, con reactivación contraccional de fallas normales preexistentes y generación de nuevas fallas con el avance de la deformación contraccional de la Cordillera Frontal hacia el antepaís (Figura 4.1c; Zencich et al., 2008; Giambiagi et al., 2015).

En un marco general se habla de una cuenca de rift de edad triásica de orientación predominantemente NO-SE conformada por varios hemigrábenes asimétricos unidos por zonas de acomodación que estaban parcial o completamente desconectados en la fase temprana del rifting (Legarreta et al., 1993; Barredo, 2005). A medida que estos hemigrábenes se colmaban de sedimento fueron comunicándose hasta que los altos estructurales que inicialmente los dividían fueron solapados por el sedimento (Kokogian et al., 1993). Hacia los estadios finales de la evolución de la cuenca, producto de la orogenia Andina, predominaron los esfuerzos compresivos a partir de los cuales la estructura original de la cuenca se vio parcialmente modificada (Giambiagi et al., 2015).

Estos hemigrábenes asimétricos de sección aproximadamente triangular actualmente se encuentran unidos por zonas de acomodación que permiten dividir la estructura general de la cuenca en una serie de sub-depocentros (Legarreta, 1993) que corresponden a los de Cacheuta, Las Peñas, Rincón Blanco y Puntudo Alvear (Figura 4.2).

Las fallas de borde de cada uno de estos hemigrábenes se caracterizan por presentar una geometría escalonada y disponerse oblicuamente a la dirección de máxima extensión (NNE-SSO) (Barredo, 2012). La polaridad y posición de la falla maestra en ocasiones se alternan a lo largo de los distintos depocentros, mientras que en otros casos conservan igual polaridad. En el primer caso esta transición se produce por medio de zonas de acomodación, como sucede entre las subcuenca de Cacheuta

y Rincón Blanco (Ramos, 1991; Legarreta et al., 1993; Barredo, 2004), mientras que el segundo escenario sucede por ejemplo entre los depocentros de Rincón Blanco y Puntudo (Figura 4.2).

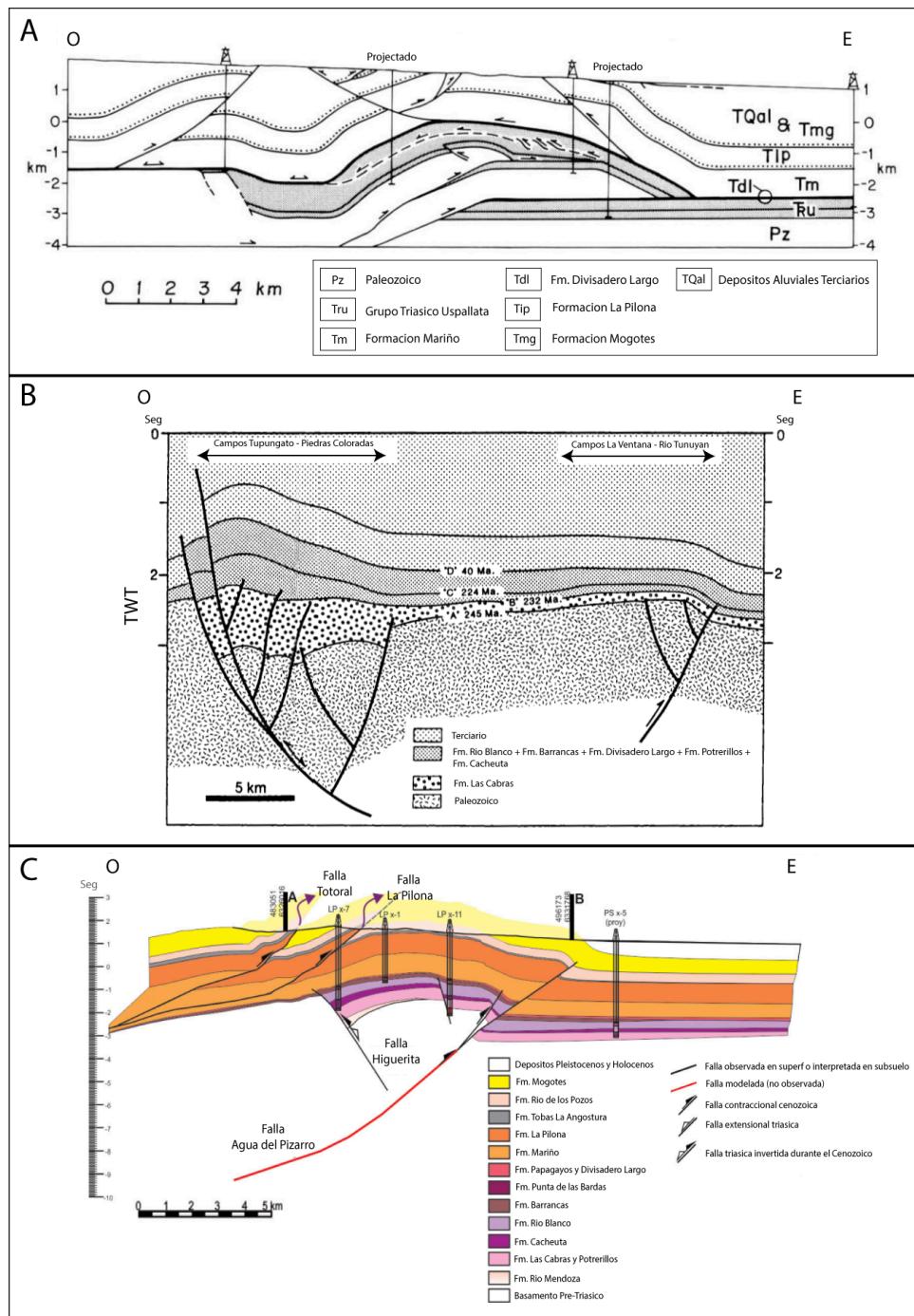


Fig. 4.1. a) Sección estructural transversal al Anticlinal La Pilona que expone un modelo de deformación de la Cuenca Cuyana netamente conformado por corrimientos que despegan del basamento (Modificado de Sarewitz, 1986). b) Sección estructural vinculada al modelo de inversión tectónica pura de fallas normales triásicas de la Cuenca Cuyana (Modificado de Dellapé y Hegedus, 1995). c) Sección estructural desarrollada a partir del modelo estructural mixto de la Cuenca Cuyana, en donde se interpreta la presencia de fallas extensionales triásicas invertidas junto a corrimientos de edad cenozoica (Modificado de Giambiagi et al., 2015).

Algunos autores (e.g., Baldis et al., 1982) han considerado que estos depocentros representan historias geológicas independientes, mientras otros, como Strelkov y Álvarez (1984), vinculan los depocentros por similitudes litológicas y proponen una historia de relleno equivalente para toda la Cuenca Cuyana.

La zona de estudio está situada en el depocentro Cacheuta, cuyos afloramientos representan las exposiciones más australes de la cuenca. Esta subcuenca presenta una forma estrecha y asimétrica aproximadamente triangular en sección transversal (Kokogian et al., 1993). El margen occidental es aquel de mayor inclinación y está conformado por una y/o varias fallas predominantemente normales asociadas con la falla de borde de orientación NNE (Barredo, 2005).

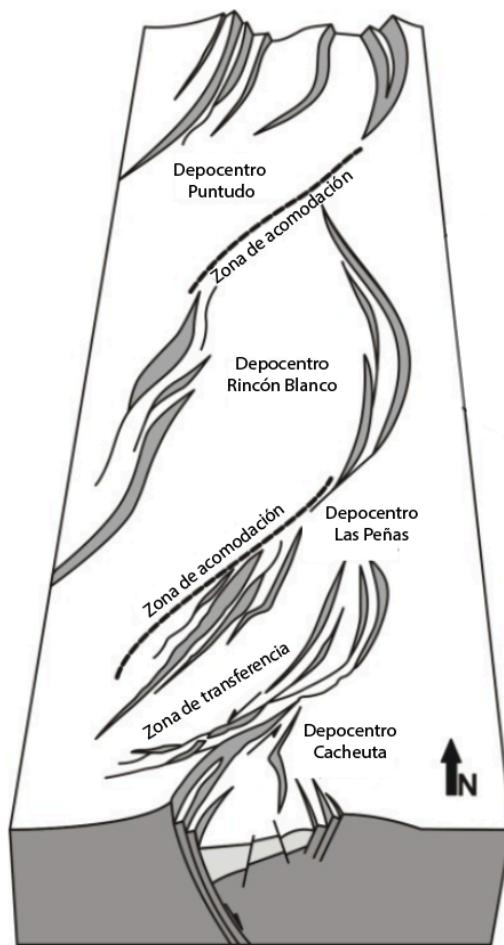


Fig. 4.2. Principales depocentros de la Cuenca Cuyana, vinculados a través de zonas de acomodación que constituyen altos intracuenciales (modificado de Barredo y Ramos, 2010).

La estructura está conformada por los hemigrabenes de Cacheuta y Refugio-Tupungato desarrollados durante la etapa inicial del rifting continental y controlados por movimientos a lo largo de las fallas de primer orden de Higuerita y Anchayuyo Norte, ambas con倾inación al este (Giambiagi et al., 2015). A esto se le suman una serie de pliegues asimétricos con tendencia N-NO a N-S, como el anticlinal de Cacheuta, Refugio y Tupungato (Fig. 4.3) (Dellapé y Hegedus, 1995; Giambiagi et al., 2015). Estas estructuras terminan en el norte contra la provincia geológica de Precordillera y se extienden hacia el sureste hasta el Bloque San Rafael.

Por lo que a grandes rasgos, las estructuras terciarias abarcan tanto cabalgamientos andinos compresionales como también fallas inversas y pliegues anticlinales y sinclinales. Las fallas involucradas en el basamento están levemente reactivadas, pero aún conservan características extensionales (Giambiagi et al., 2015). Asociadas a estas, se reconocen estructuras menores formadas durante el plegamiento principal. También se encuentran fallas inversas de alto ángulo asociadas a la reactivación de estructuras paleozoicas.

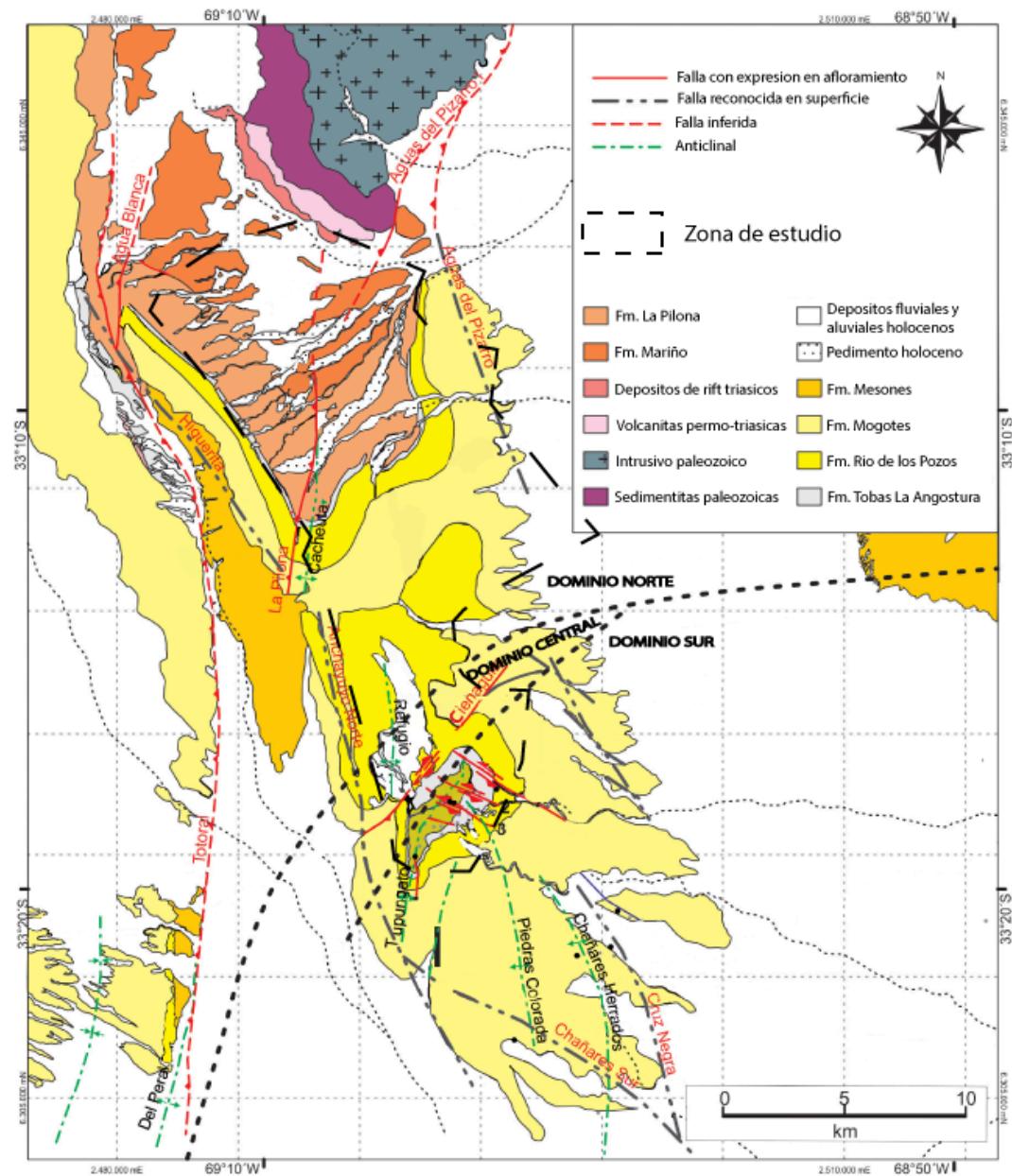


Figura 4.3. Mapa geológico del eje occidental de la Cuenca Cuyana, con el desarrollo de la subcuenca Cacheuta en subsuelo. Se empleo un polígono negro de linea punteada para indicar la zona de estudio. Modificado de Giambiagi et al. (2015).

4.2. Descripción estructural área de estudio

La zona de estudio presenta un área total de 302 km², con una extensión máxima en dirección EO de 9,7 km y 27 km en dirección NS (Fig. 4.4). El área se caracteriza por la presencia de una serie de pliegues NNO y NNE, en algunos casos buzantes, fallas normales e inversas de alto ángulo. Estos rasgos estructurales de primer orden se encuentran compartmentalizados, separados por zonas transversales que permiten definir tres dominios: Dominio Norte, Dominio Central y Dominio Sur (Fig. 4.4), cuyas principales características se describirán en el presente capítulo, focalizando la descripción en un time-slice a 1000 ms.

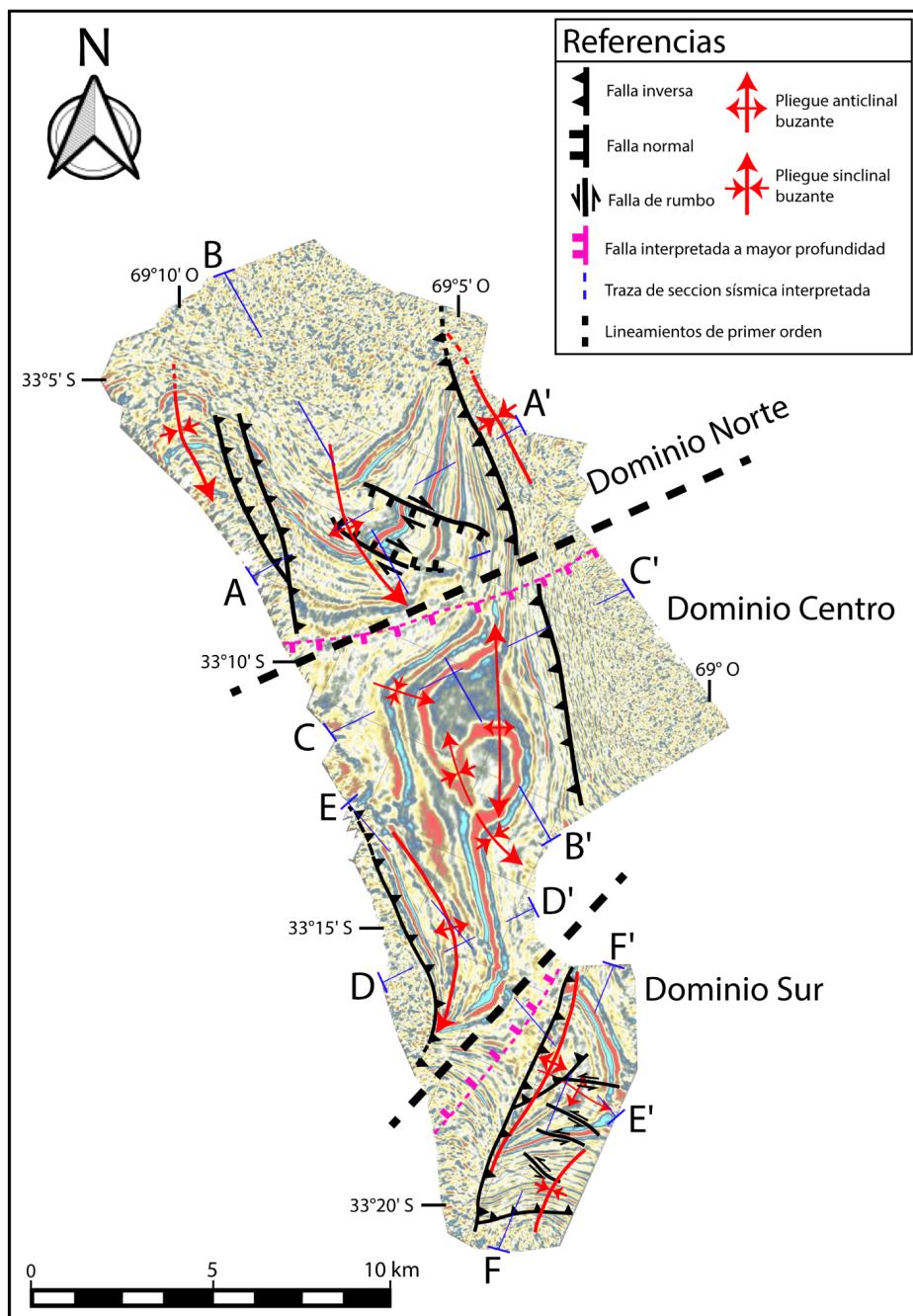


Figura. 4.4. Mapa estructural del área de estudio sobre time-slice a 1000 ms.

Los dominios Norte y Centro se caracterizan por presentar estructuras con rumbos principalmente NNO-SSE, mientras que en el Dominio Sur la estructuración de primer orden se desarrolla en dirección NNE-SSO. Para el Dominio Norte se observa la presencia de dos corrimientos de rumbos NNO y vergencias opuestas, asociado a un sistema de pliegues sinclinal - anticlinal - sinclinal asociado. En lo que respecta al Dominio Central, se reconocieron una serie de pliegues anticlinales y sinclinales discontinuos a lo largo de su rumbo, genéticamente vinculados a corrimientos profundos. Por último en el Dominio Sur, las principales estructuras consisten en una corriente NNE-SSO y un anticlinal asociado a este fallamiento (Fig. 4.4).

4.2.1. Dominio Norte

El Dominio Norte cuenta con una área total aproximada de 126 km², extendiéndose entre los 33°3' - 33°9' S y entre los 69°12' - 69°2' O, limitando al sur con el Dominio Central a partir de un lineamiento con rumbo NE-SO (Fig. 4.4).

La estructura mayor del dominio la conforma un anticlinal abierto, de 7,3 km de longitud de onda, buzante al S y con limbos suavemente inclinados con una leve asimetría hacia al este (Fig. 4.5). Su rumbo varía de N-S al N, a una dirección NNO al S a lo largo de los 6,8 km que abarca (Fig. 4.4). El cierre de esta estructura coincide con el lineamiento NE ya mencionado. Este pliegue es transportado por un corrimiento principal profundo de vergencia oriental, al frente del cual se produce un sinclinal frontal de rumbo similar (NNO). El rechazo vertical máximo de este corrimiento es de 2300 ms en su segmento más profundo, perdiéndose hacia arriba, con un *tip-point* a unos 0,5 seg (Fig. 4.5). En los niveles más someros de edad cenozoica, solamente se aprecia un leve plegamiento. Hacia el oeste, este anticlinal principal se encuentra limitado por un retrocorrimiento (vergencia al oeste) de mayor inclinación y menor rechazo. Al oeste de esta estructura se distingue un sinclinal buzante al S con un rumbo que varía N-S al N, a una dirección NNO al S (Fig. 4.4).

El anticlinal principal descripto se encuentra afectado por un juego de fallas normales antitéticas de rumbos ONO-ESE, con componentes de rumbo dextral (Fig. 4.4), y se encuentran deformando a la secuencia triásica. Su rechazo vertical máximo es aproximadamente de 250 ms (Fig. 4.5), generando un graben que disloca la nariz y el limbo oriental del pliegue en su sección profunda. Su bloque bajo central desarrolla un anticlinal de corta longitud de onda, buzante al SE, afectado por una serie de fallas menores con inclinaciones y cinemáticas variables, donde se destaca la presencia de un corrimiento de baja inclinación al NE que afecta el tope de la Formación Potrerillos.

Inmediatamente al Oeste de este juego de fallas normales antitéticas se desarrolla un corrimiento de mediana inclinación al O que afecta al Triásico Medio.

Por último, se reconoce hacia el limbo dorsal del anticlinal principal la presencia de un corrimiento epidérmico de vergencia oriental, que se encuentra cortando con baja inclinación las secuencias de edad cenozoica (Fig. 4.5).

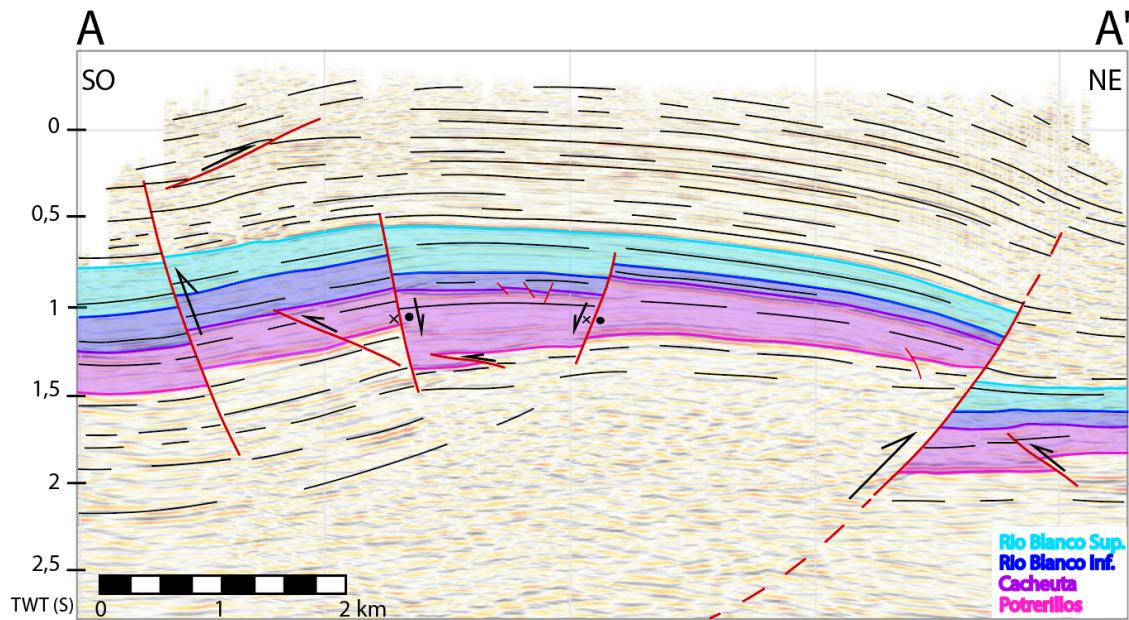


Figura 4.5. Sección A-A' representativa del Dominio Norte. Ver ubicación en la Figura 4.4.

La transición entre el Dominio Norte y el Dominio Centro se definió a partir de un lineamiento con dirección NE-SO, el cual se encuentra representado en la Fig. 4.4 con traza discontinua rosa. La continuidad de las estructuras entre ambos dominios está limitada por un sistema de fallas normales con bloques bajos hacia el S que se desarrollan a profundidades por debajo de los 500 ms (Fig. 4.6).

Más precisamente, se trata de un conjunto de tres fallas sintéticas de alto ángulo que cortan rocas del basamento estructural, alcanzando hasta el tope de Río Blanco superior, con un rechazo aproximado de 160 ms. Producen un desplazamiento del basamento y amplifican la inclinación regional hacia el S que muestra la secuencia (Fig. 4.6).

Por encima de este sistema de fallas sintéticas, se desarrollan otras estructuras de menor magnitud, entre las que se observa un corrimiento de mediano ángulo e inclinación al N que se encuentra cortando el tope de Potrerillos. Inmediatamente por encima, se halla otro corrimiento de mayor inclinación y vergencia opuesta, que afecta a las secuencias del Triásico Superior, hasta el tope de Río Blanco superior.

Hacia el extremo norte de la sección B-B' (Fig. 4.6) se desarrolla un corrimiento epidérmico de bajo ángulo con vergencia al S. Presenta un nivel de despegue cercano al tope de la Formación Cacheuta y afecta hasta las secuencias cenozoicas. Hacia el tramo superior de la estructura se desarrolla una ramificación de menor ángulo (Fig. 4.6).

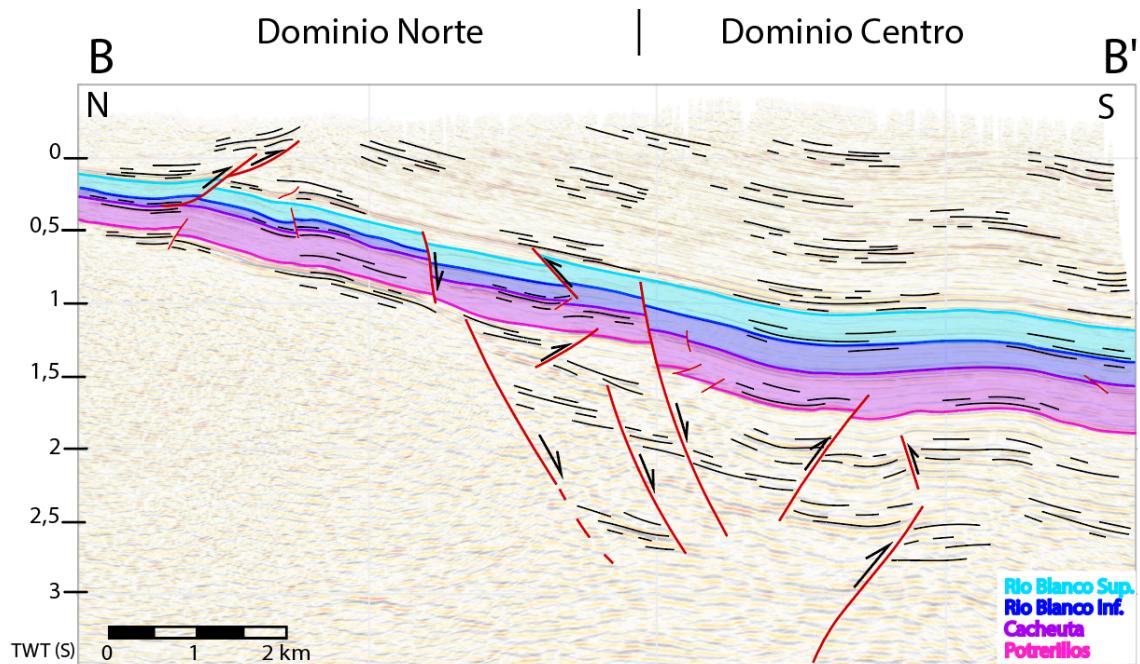


Figura 4.6. Sección B-B' para la transición entre el Dominio Norte-Centro. Ver ubicación en la Fig 4.4.

4.2.2. Dominio Centro

El Dominio Central se extiende entre los $33^{\circ}09'$ - $33^{\circ}15'$ S y los $69^{\circ}07'$ - $68^{\circ}59'$ O, alcanzando un área cercana a los 107 km^2 . A la profundidad estudiada se caracteriza por una serie de reflectores de alta intensidad que registran plegamientos de orientación NNO-SSE, similar al Dominio Norte (Fig. 4.4).

En el sector Norte del dominio la estructura principal está conformada por un anticlinal doblemente buzante que se extiende a lo largo de unos 6 km en dirección N-S (Fig. 4.4). Presenta una longitud de onda aproximada de 7 km, y clara asimetría hacia su limbo frontal oriental. Limita al Norte con el lineamiento NE que define la transición entre los Dominios Norte y Centro. Este anticlinal está asociado con un corrimiento profundo de primer orden con vergencia al E, cuyo ángulo de inclinación aumenta hacia el *tip-point* ubicado a unos 0,5 segundos (Fig. 4.7). La estructura corta y deforma de manera casi completa el relleno del depocentro con un rechazo vertical máximo de 1700 ms, montando las secuencias mesozoicas sobre las cenozoicas. Hacia el NO la secuencia más profunda registra un suave plegamiento sinclinal que modifica la actitud de los reflectores del limbo occidental de anticlinal (Fig. 4.7). El eje de este plegamiento muestra un rumbo ONO-ESE, transversal al tren estructural dominante (Fig. 4.4). Hacia el SO (Fig. 4.4) se desarrolla un sinclinal NNO, doblemente buzante con suaves alabeos a lo largo de su rumbo. Este arreglo resulta en un sistema de plegamiento complejo para este dominio estructural.

En cuanto a las estructuras menores, se reconocen una serie de fallas inversas de alto ángulo que afectan tanto el flanco occidental como al oriental del sinclinal descripto (Fig. 4.7). El flanco occidental se encuentra afectado por tres fallas inversas

que inclinan al Oeste, involucrando a la secuencia triásica hasta el tope de Potrerillos, con un rechazo vertical máximo de 83 ms. El flanco oriental del sinclinal presenta una falla inversa de alto ángulo y una posible falla normal invertida, ambas inclinando al E, que también afectan a los reflectores correspondientes a la secuencia triásica, pero en este caso hasta el tope de Río Blanco inferior.

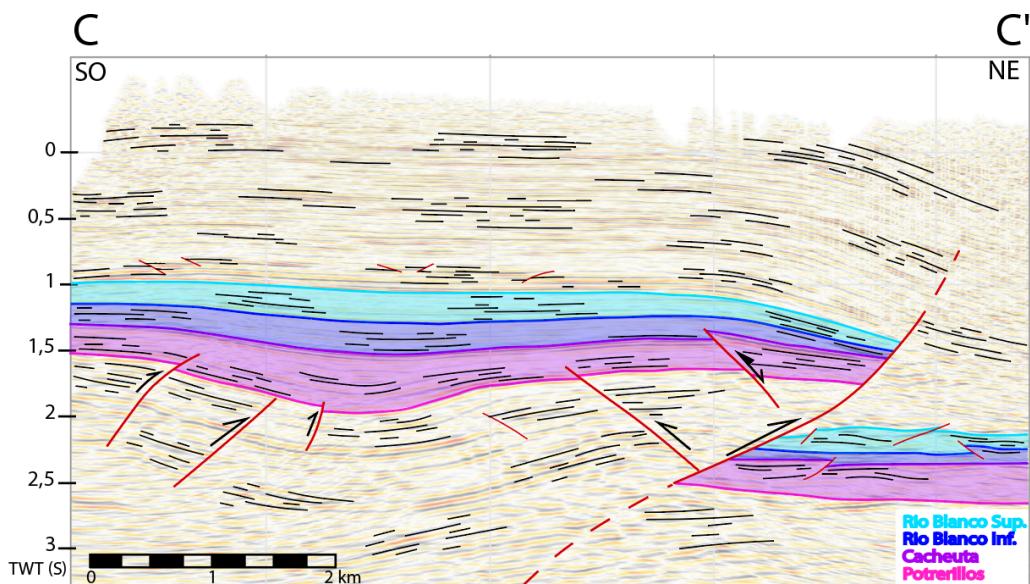


Figura 4.7. Sección C-C' representativa del sector norte del Dominio Centro. Ver ubicación en la Fig 4.4.

La estructura principal del sector austral del Dominio Centro lo conforma un pliegue anticlinal con 6,3 km de traza curva, con una dirección NNO al N que pasa a NNE al Sur (Fig. 4.4). Este pliegue apretado de unos 3 km de longitud de onda y buzamiento al SO, pliega las capas someras de edad cenozoica con una mayor intensidad respecto a las secuencias más profundas. Al oeste del pliegue se interpreta una falla inversa de alto ángulo que presenta la misma variación en el rumbo (NNO al N a NNE al S) que el anticlinal recién mencionado (Fig. 4.4), y sería responsable del plegamiento. Esta estructura posee un nivel de despegue de basamento y un *tip-point* en el cenozoico, afectando la secuencia con un rechazo vertical máximo de 300 ms (Fig. 4.8).

Hacia el centro de la sección D-D' (Fig. 4.8) se reconoce la presencia de una falla normal de segundo orden, la cual presenta inclinación al NE. La misma afecta al relleno triásico de la cuenca. Por encima se desarrollan estructuras de menor importancia.

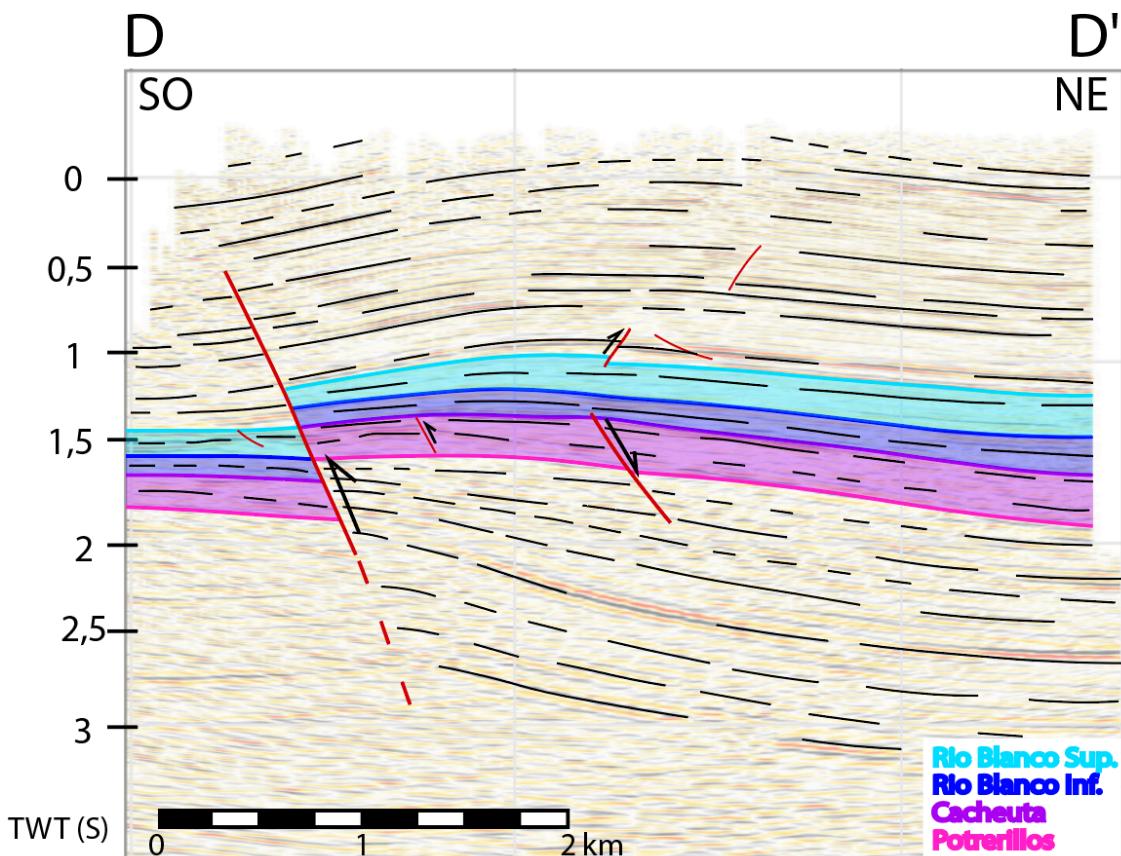


Figura 4.8. Sección D-D' representativa del sector sur del Dominio Centro Sur. Ver ubicación en la Fig 4.4.

La transición entre el Dominio Centro y el Dominio Sur se encuentra definido por un lineamiento NE-SO (Fig. 4.4), asociado a una falla normal profunda de igual dirección y bloque bajo al NO. Esta falla de alto ángulo afecta a los niveles ubicados por debajo de los 1500 ms, atravesando las rocas del basamento estructural (Fig. 4.9).

En un rango de menor importancia se desarrollan una serie de fallas normales que cortan el tope de Potrerillos (Fig. 4.9). Se pueden diferenciar dos órdenes de magnitud diferentes, aquellas de mayor importancia se encuentran atravesando niveles suprayacentes a Potrerillos, hasta Río Blanco superior con un rechazo vertical máximo de 200 ms. Las fallas menores afectan solamente el tope de Potrerillos con un rechazo vertical máximo del orden de 10 ms (Fig. 4.9). Por encima, atravesando rocas de edad cenozoica, se destaca la presencia de dos corrimientos de alto ángulo que inclinan al E, que se encuentran acompañados por una falla normal antitética de alto ángulo (Fig. 4.9).

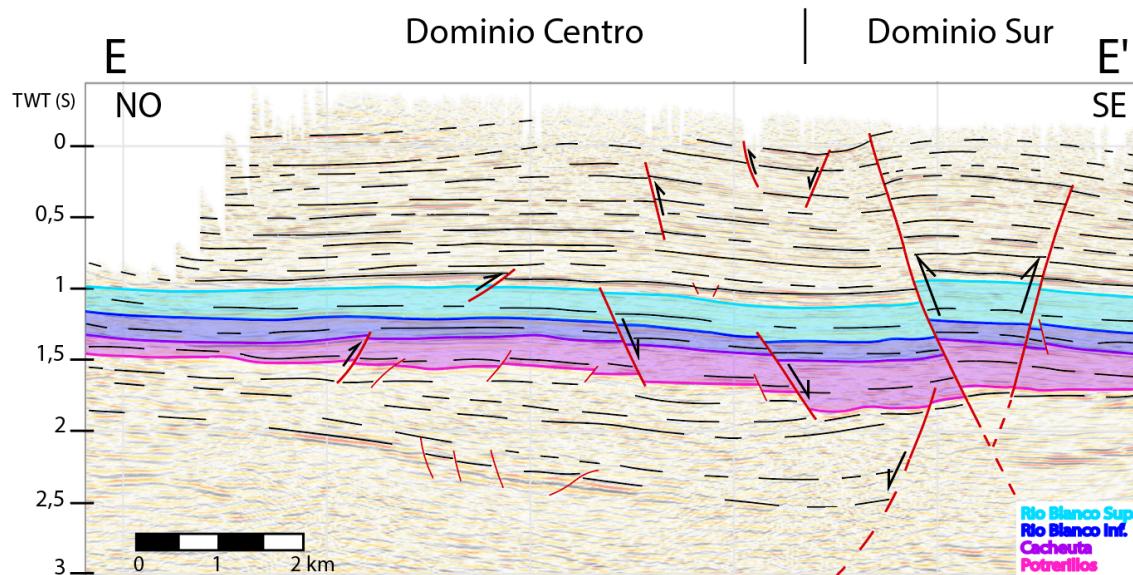


Figura 4.9. Sección E-E' para la transición entre Dominio Centro y Dominio Sur. Ver ubicación en la Fig 4.4.

4.2.3. Dominio Sur

El Dominio Sur se extiende al sur del lineamiento NE-SO, hasta el extremo sur del bloque; abarca un área total aproximada de 59 km^2 . La principal característica de este dominio es el cambio en el rumbo de las estructuras dominantes respecto a los otros dominios, siendo la orientación principal NNE-SSO (Fig. 4.4).

La estructura principal está dada por la presencia de un pliegue anticlinal NNE-SSO de unos 7,5 km de longitud (Fig. 4.4). Este pliegue se reconoce en el sector oriental de la sección sísmica E-E' (Fig. 4.9), como un anticlinal apretado de al menos 4 km de longitud de onda, que presenta una clara asimetría con un límbo frontal más inclinado que el dorsal. La secuencia cenozoica se presenta más involucrada en el plegamiento, el cual se pierde hacia niveles subyacentes. El anticlinal se encuentra asociado a una falla inversa de alto ángulo que controla espesores del triásico, involucra al basamento, y muestra vergencia al NO. Muestra un rechazo vertical máximo de 300ms, y su traza puede interpretarse hasta superficie en la sección sísmica. Presenta un retrocorrimiento menor conjugado, de poco rechazo. El límbo oriental de esta estructura muestra un replegamiento suave de eje transversal al anterior, aproximadamente ENE-OSO, que define un anticlinal de baja amplitud. Mediante una sección N-S (Fig. 4.10) se puede interpretar que este pliegue es transportado por una falla inversa profunda de vergencia al S que corta y deforma el relleno de la cuenca con un rechazo vertical máximo de 200 ms, perdiéndose hacia superficie, con un *tip-point* a unos 0,5 segundos. Esta estructura es aproximadamente E-O y se interrumpe contra el corrimiento NNE que domina este sector.

Por último hacia el sector oriental del dominio (Fig. 4.4) se reconoce la presencia de un pliegue sinclinal de rumbo NE-SO que se torna N-S hacia el S y presenta una longitud cercana a los 4 km (Fig. 4.4).

Por otra parte el Dominio Sur cuenta con una serie de estructuras de menor importancia que se desarrollan en dirección ONO-ESE, afectando al limbo oriental del anticlinal principal (Fig. 4.4). Se las interpreta como un sistema de fallas inversas sintéticas inclinando al N, con componente de rumbo sinestral. Afectan únicamente a la secuencia cenozoica, sin propagarse hacia niveles más profundos.

Además, afectando a las secuencias triásicas se desarrollan una serie de fallas inversas de alto ángulo tanto al N como el S, que cortan el tope de Potrerillos y, en algunos casos el de Cacheuta, con un rechazo vertical máximo de 100 ms.

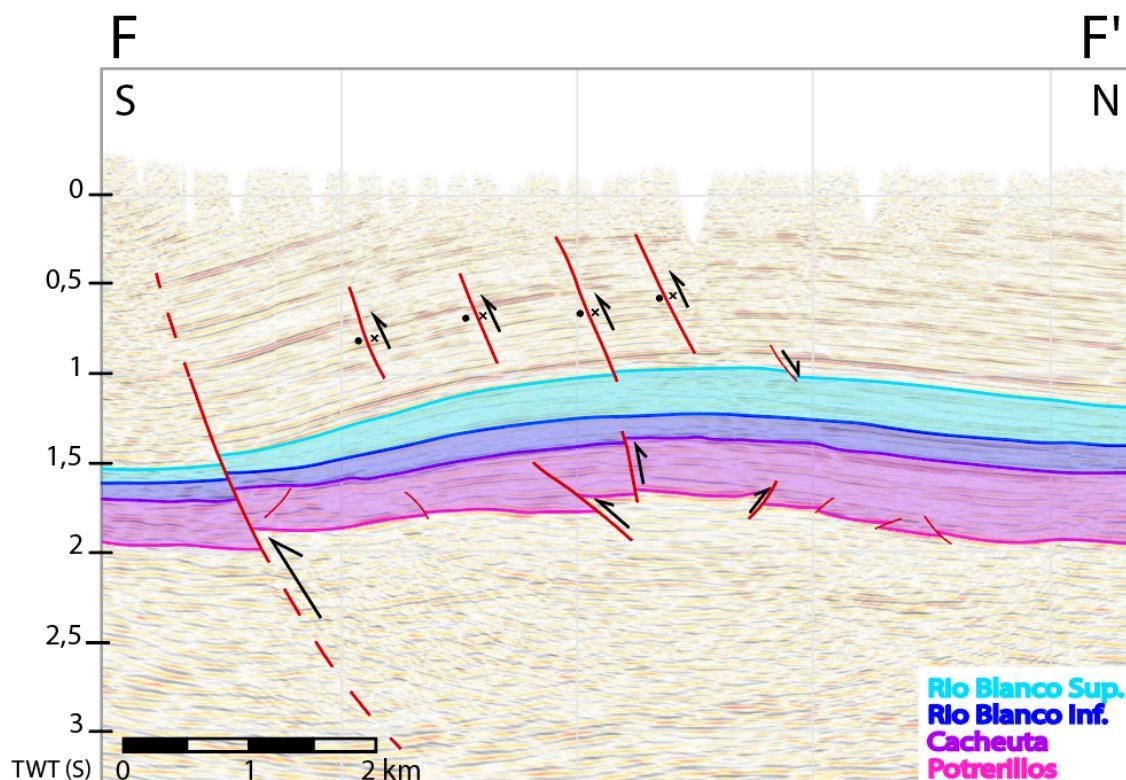


Figura 4.10. Sección F-F' representativa del Dominio Sur. Ver ubicación en la Fig 4.4.

5. DISCUSIONES

5.1. Introducción

En este capítulo se integrarán los datos estructurales de subsuelo descritos en el capítulo 4, en el contexto estructural conocido para la sub-cuenca Cacheuta de la Cuenca Cuyana. Se prevé asociar los rasgos de subsuelo reconocidos con aquellos de superficie. Se discutirá el rol de las estructuras del rift triásico sobre la contracción sobreimpuesta, y se evaluará de qué manera la arquitectura extensional mesozoica del bloque estudiado habría condicionado la compleja estructuración posterior.

5.2. Arquitectura de la sub-cuenca Cacheuta

La subcuenca Cacheuta, se encuentra conformada por los hemigrabenes de Cacheuta y Refugio-Tupungato. Estos hemigrabenes se habrían originaron durante la etapa inicial del rifting continental, como consecuencia de la actividad de las fallas maestras Higuerita y Anchayuyo Norte (Giambiagi et al., 2015), ambas con inclinación hacia el este (Figura 5.1a).

La subcuenca Cacheuta presenta una geometría en planta caracterizada por ser angosta en el norte e ir ampliándose progresivamente hacia el sur (Fig. 5.1a). Este rasgo podría ser explicado por un menor rechazo de la falla normal Higuerita en relación a la falla Anchayuyo Norte, dando lugar a la profundización de la subcuenca hacia el SE y a una mayor acumulación de depósitos sinrift en esa dirección (Figura 4.6). De acuerdo a la interpretación y análisis realizados, la profundización de la cuenca hacia el SE podría estar favorecida por la presencia de dos fallas normales profundas, oblicuas al tren estructural dominante que controlan la estructura de hemigrabenes (Fig. 5.1b y 5.1c). De estos dos lineamientos, aquel ubicado hacia el Norte separa el Dominio Norte y Centro del área de estudio (Fig. 5.2) y propicia una profundización del basamento hacia el sur, con un rechazo normal de orientación perpendicular al de las Fallas Higuerita y Anchayuyo Norte.

La posición de este lineamiento coincide con el sector donde ocurre la transición entre el depocentro Cacheuta y Refugio-Tupungato (Fig. 5.1a). En base a estas características dicha estructura representa una zona de acomodación entre depocentros pertenecientes a la subcuenca. Este rasgo profundo heredado de la extensión triásica puede explicar la desarticulación entre las fallas Higuerita y Anchayuyo Norte tanto en su evolución durante su movimiento normal como durante la compresión cenozoica, ya que su presencia puede controlar la magnitud de inversión que absorban estas estructuras, como se discutirá más adelante.

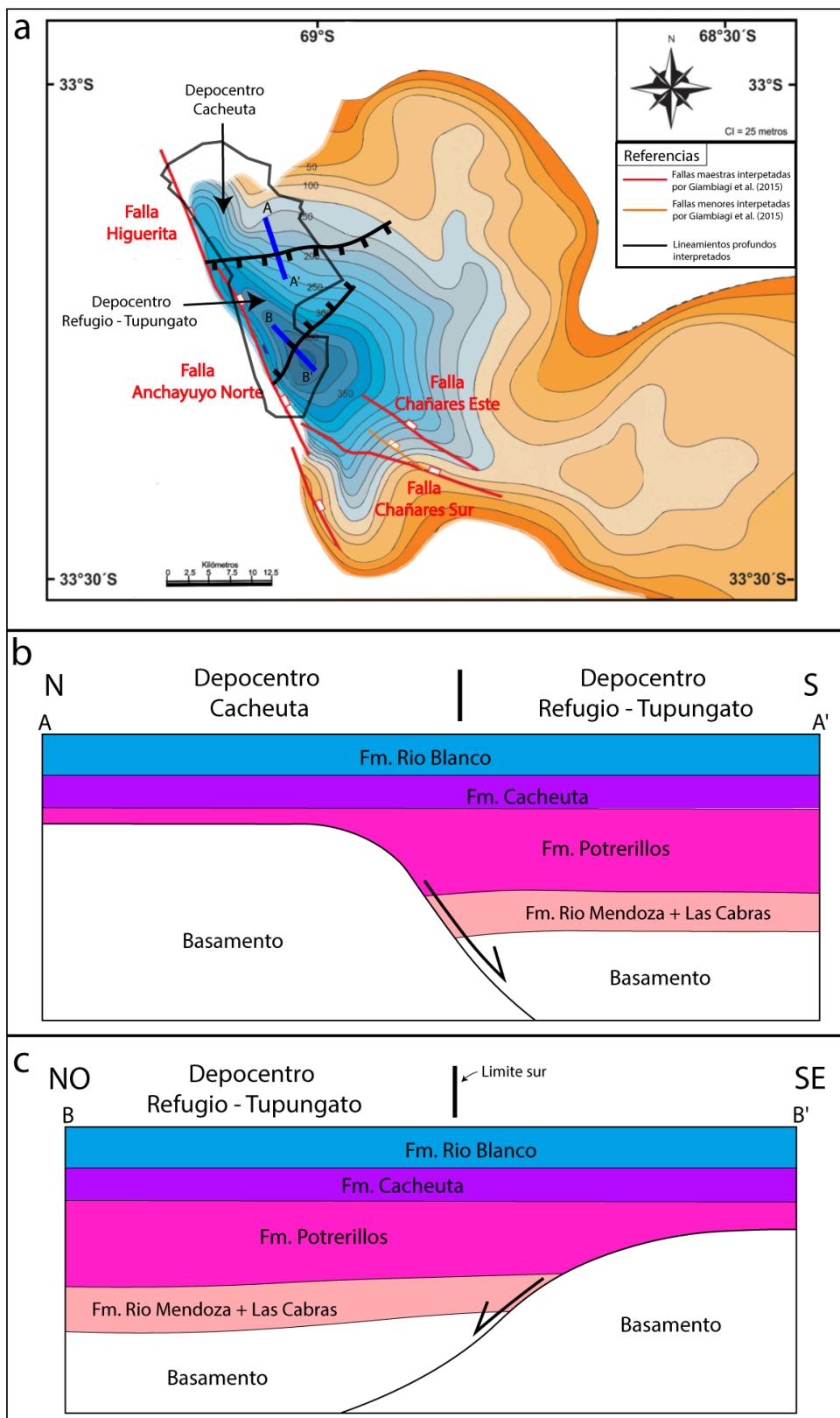


Fig. 5.1. a) Mapa de espesores de la Formación Cacheuta para la zona del depocentro de Cacheuta y Refugio-Tupungato, junto a las principales estructuras de la zona. Se ilustra el área de estudio. Modificado de Giambiagi et al. (2015). b) Sección esquemática A-A' donde se representa uno de los lineamientos profundos que divide los depocentros de Cacheuta y Refugio-Tupungato. c) Sección esquemática B-B' donde se representa el segundo lineamiento

profundo reconocido en la zona.

5.3. Interpretación estructural y modelo conceptual

La interpretación estructural realizada para cada dominio ha permitido definir las principales estructuras que caracterizan a la subcuenca Cacheuta (Fig. 5.2), junto a estructuras secundarias (véase las diferentes secciones sísmicas interpretadas en el capítulo 4.2) que resultan de la cinemática de las principales fallas y pliegues que se desarrollan en la zona.

El sector norte del área de estudio se caracteriza por la presencia de un anticlinal buzante al sur, >7 km de longitud de onda que involucra a todas las unidades estratigráficas en la deformación (Anticlinal Cacheuta; Fig. 5.2).

La siguiente estructura en importancia en este dominio corresponde a la falla inversa de inclinación al oeste (Fig. 5.2). Dicha falla se correlaciona con la falla Agua del Pizarro definida en la zona oriental del área de estudio (Giambiagi et al., 2015). En superficie, en su segmento septentrional, Giambiagi y colaboradores caracterizan a esta estructura como una falla inversa que monta el basamento paleozoico sobre las unidades neógenas-cuaternarias e interpretan que el Anticlinal Cacheuta es generado por esta falla inversa, y por la inversión parcial de la falla antitética Higuerita. Como evidencia de esta relación genética, la pérdida de rechazo hacia el sur de la falla Agua del Pizarro explicaría la mayor simetría y amplitud del anticlinal Cacheuta, así como también su buzamiento hacia el sur (Fig. 5.2). En base a la información de subsuelo se plantea el mismo modelo al desarrollado en el trabajo de Giambiagi et al. (2015), con la diferencia de que la estructura que controla el levantamiento del pliegue al oeste consiste en un corrimiento con inclinación al NE (Fig. 5.3, sección A), y no una falla normal invertida como describen los autores.

Se plantea en función de lo aquí descrito que el fallamiento transversal ENE-OSO que separa los depocentros de Cacheuta y Refugio-Tupungato desarticula la falla Aguada Pizarro y su plegamiento asociado, dando lugar a la compartmentalización de la estructura del Dominio N y el Dominio Central. Es decir que la arquitectura del basamento, heredado de la actividad extensional triásica, habría ejercido un control de primer orden sobre la deformación compresiva resultante, configurando pliegues y fallas inversas que pierden continuidad a lo largo de su rumbo.

Este es el caso de la continuidad hacia el Sur de la falla Aguada Pizarro, cuya traza se desarrolla en el Dominio Central levemente desfasada al atravesar la estructura transversal ENE. Esta configuración sugiere que este escalón del basamento funcionó como rampa lateral, y habría favorecido la formación del patrón de interferencia descrito en el Dominio Centro gracias al crecimiento posiblemente simultáneo del anticlinal N-S transportado por la rampa frontal, y el sinclinal ONO de su flanco occidental, que respondería a la rampa lateral. El pliegue principal es doblemente buzante y se extiende a lo largo del rumbo por aproximadamente 6 km.

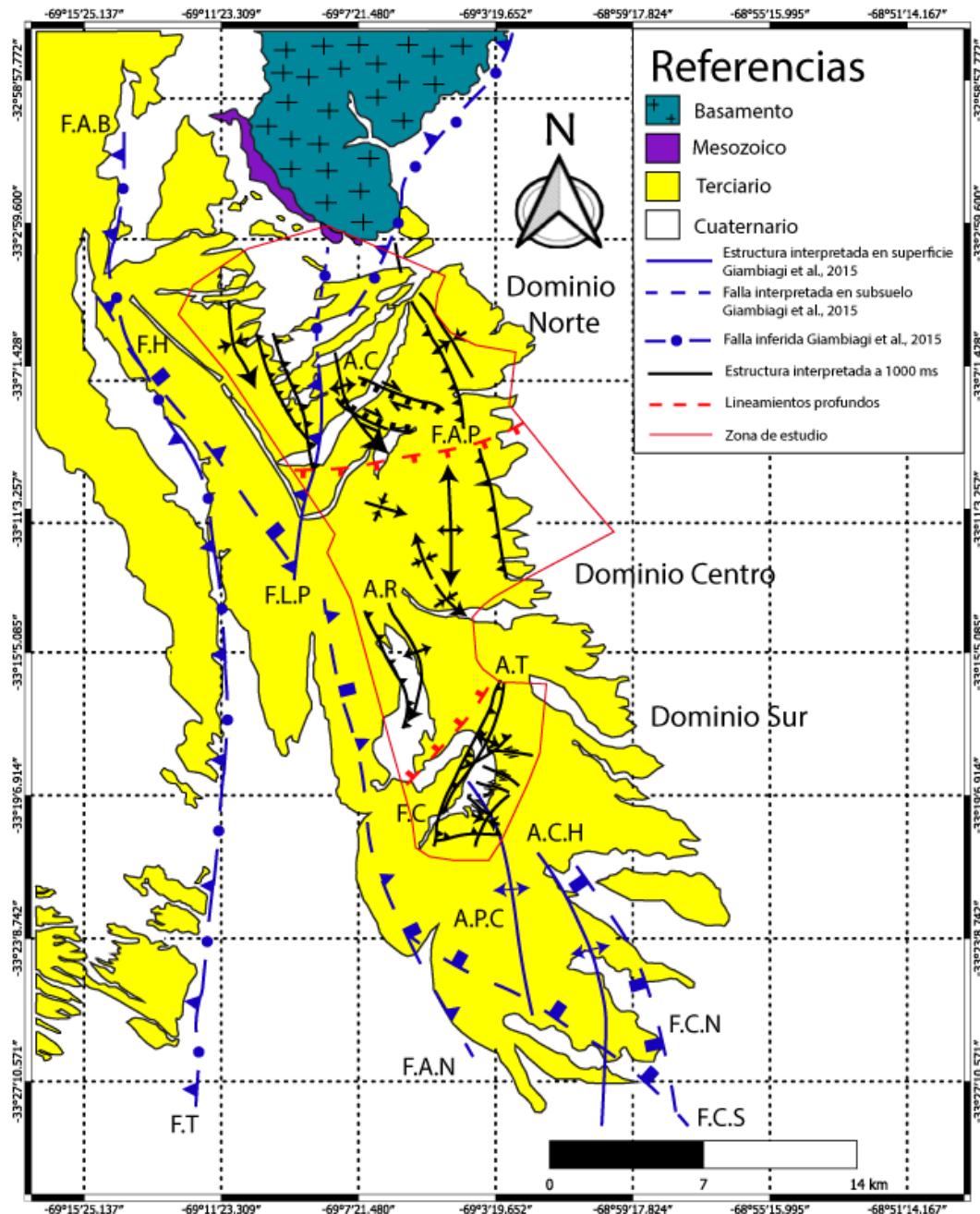


Fig. 5.2. Mapa geológico de superficie, sumando las estructuras identificadas en subsuelo por Giambiagi et al. (2015) y aquellas reconocidas en esta Tesis a 1000 milisegundos TWT. F.A.B: Falla Agua Blanca; F.A.P: Falla Aguas del Pizarro; F.H: Falla Higuerita; F.L.P: Falla La Pilona; F.C: Falla Cienaguita; F.A.N: Falla Anchayuyo Norte; F.T: Falla Totoral; F.C.S: Falla Chañares Sur; F.C.N: Falla Cruz Negra; A.C: Anticlinal Cacheuta; A.R: Anticlinal Refugio; A.T: Anticlinal Tupungato; A.P.C: Anticlinal Piedras Coloradas; A.C.H: Anticlinal Chañares Herrados.

Unos kilómetros al sur (Fig. 5.2), el Anticlinal Refugio muestra una geometría apretada y buzante al SO. Este anticlinal se levanta producto de la presencia de una falla inversa de alto ángulo, que despega del basamento y posee un tip point en el cenozoico, atravesando la secuencia con un rechazo aproximado de 300 ms (TWT) (Fig. 5.3, sección D). En base a estas características dicho corrimiento podría vincularse con

la Falla Anchayuyo Norte de Dellapé y Hegedus (1995) y Cristallini et al. (2000), quienes en base a información de subsuelo, interpretan también una falla inversa de alto ángulo e inclinación al E, atribuyéndole el nombre asignado en primera instancia por Polanski (1963). Existen también otras apreciaciones respecto a la cinemática de la Falla Anchayuyo Norte, más precisamente Giambiagi et al. (2015) describe esta estructura como una falla normal invertida producto de la compresión andina. En este trabajo no se observaron evidencias de inversión y se propone que la falla que transporta al anticlinal Refugio conforma una estructura interna tipo bypass que afecta al bloque colgante de la falla normal parcialmente invertida Anchayuyo Norte. Esta última estructura controla la geometría de la cuña de synrift, y está presente unos kilómetros al oeste del bloque.

La estructura principal interpretada para el sector austral de la zona de estudio se caracteriza por la presencia de un pliegue anticlinal NNE-SSO (Fig. 5.2), de unos 7,5 km de longitud correspondiente con el anticlinal Tupungato (Fig. 5.3, sección E). Este pliegue presenta vergencia dominante occidental y se encuentra transportado con por una falla inversa de alto ángulo que se enraiza en el basamento y corta hasta niveles de edad cenozoica, denominada Falla Cienaguita. La geometría final de este pliegue se asocia también a una falla inversa de vergencia oriental conjugada (Fig. 5.3). No se han identificado evidencias de inversión tectónica para la Falla Cienaguita, a diferencia de autores previos que la interpretan como una falla normal invertida (Giambiagi et al., 2015).

En resumen, del análisis realizado se desprende que la arquitectura del rift triásico en esta zona y su orientación respecto a la contracción andina sobreimpuesta ejerció un fuerte control sobre el estilo estructural compresivo, que no necesariamente se expresa en la inversión de fallas normales del rift. Los lineamientos transversales (ENE al N y NE-SO al sur) habrían funcionado como rampas laterales del sistema extensional. La contracción reactivó parcialmente estas estructuras, lo cual generó compartimentos estructurales con trazas de direcciones variables, inflexiones, fallas de rumbo de menor orden, interferencia de pliegues, braquianticlinales y cambio de vergencia de los corrimientos principales. Esta arquitectura tiene implicancias significativas al analizar los cierres y trampas estructurales de hidrocarburos, enfatizando el rol del basamento y sus discontinuidades y paleorelieve heredados en el análisis del sistema petrolero.

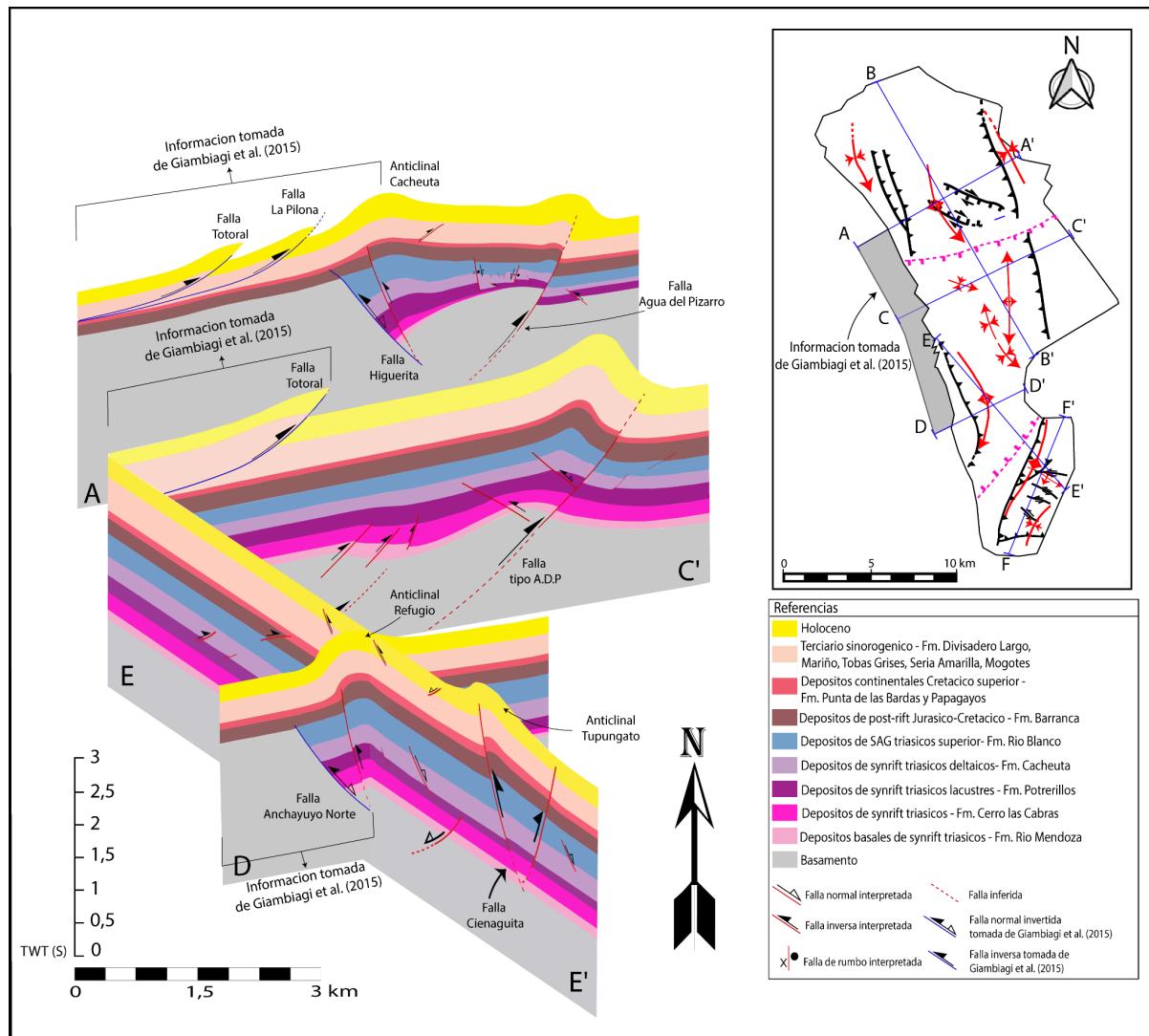


Fig. 5.3. Secciones estructurales esquemáticas de la zona de estudio que reflejan las interpretaciones realizadas en este trabajo junto a las de Giambiagi et al. (2015). Se añade el z-slice a 1000 ms con las ubicaciones de las secciones presentadas.

6. CONCLUSIONES

El presente Trabajo Final de Licenciatura consistió en realizar un estudio estructural de subsuelo del área de Refugio Tupungato, Provincia de Mendoza, abarcando la descripción geológica, tectónica y estratigráfica del bloque analizado. Las distintas conclusiones a las que se arribaron se enumeran a continuación:

- El cubo sísmico analizado se ubica dentro de la Subcuenca Cacheuta, más precisamente en los depocentros de Cacheuta y Refugio Tupungato, separados a partir de un lineamiento profundo de rumbo aproximadamente ENE-OSO.
- La Subcuenca Cacheuta presenta una geometría subtriangular en planta, ampliándose progresivamente desde el norte hacia el sur.
- Se reconoce una progresiva profundización del basamento de la subcuenca hacia el SE, favorecida por la presencia de dos fallas normales profundas, oblicuas al tren estructural dominante que controlan los hemigrabenes.
- Estas fallas normales profundas, generadas durante la etapa de rift triásico, definen lineamientos ENE-OSO que se expresan a diferentes profundidades del cubo, compartimentalizándolo en tres dominios estructurales bien definidos: Dominio Norte, Dominio Centro y Dominio Sur.
- Se confeccionó un mapa geológico de subsuelo a un tiempo de 1 s (TWT).
- Se construyeron secciones estructurales esquemáticas que reflejan la relación espacial entre las principales estructuras.
- Se integró la interpretación realizada con el marco estructural regional sintetizado por diversos autores que trabajaron en la zona.
- Las estructuras principales se dividen en fallas normales mesozoicas vinculadas al primer estadio extensional de la Cuenca Cuyana, y fallas inversas de alto ángulo y pliegues anticlinales, generados como consecuencia de la compresión cenozoica.
- Del análisis realizado se desprende que la arquitectura del rift triásico y su orientación respecto a la contracción andina sobreimpuesta ejerció un fuerte control sobre el estilo estructural compresivo, que no siempre se expresa en la inversión de fallas normales del rift.
- Los lineamientos transversales habrían funcionado como rampas laterales del sistema extensional.
- La contracción reactivó parcialmente estas estructuras, lo cual generó compartimentos estructurales con trazas de direcciones variables, inflexiones, fallas de rumbo de menor orden, interferencia de pliegues, braquianticlinales y cambio de vergencia de los corrimientos principales.

- Esta arquitectura provoca cierres en las dos direcciones, fomentando la generación de trampas estructurales de hidrocarburos.
- El basamento, sus discontinuidades y paleorelieve resultan en esta región determinantes para el análisis del sistema petrolero.

BIBLIOGRAFÍA

- Ameghino, F. (1898). Sinopsis geológico-paleontológica de la Argentina. En: "Segundo Censo de la República Argentina", 1(4): 112-255.
- Artabe, A.E.; Morel, E.M.; Spalletti, L.A. (2001). Paleoecología de las de las floras triásicas argentinas. In El Sistema Triásico en la Argentina (Artabe, A.E., Morel, E.M.; Zamuner, A.E.; editor). Fundación Museo de La Plata 'Francisco P. Moreno': 199-225. La Plata.
- Artabe, A.E., Morel, E.M., Gauza, D.G., Zavattieri, A.M., y Spalletti, L.A. (2007). La paleoflora triásica de Potrerillos, provincia de Mendoza, Argentina. Ameghiniana, 44(2), 279-301.
- Astini, R.A. (1990). Formación Punta Negra: Un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma. Actas 3^a Reunión Argentina de Sedimentología, 19-24. San Juan
- Avé Lallement, G. (1892). Observaciones sobre el mapa del Departamento de Las Heras, Provincia de Mendoza. Anales del Museo de La Plata, Sección Geológica y Mineralógica, 1: 5-20. La Plata.
- Ávila, J.N. (2003). Evolução tectono-termal-deposicional da sub-bacia de Cacheuta, bacia de Cuyo, NW-Argentina. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Trabalho Conclusão Curso Geologia, Porto Alegre, 132 pp.
- Ávila, J.N., Chemale Jr.F., Cingolani, C.A., Armstrong, R., Kawashita, K. (2003). Sm–Nd isotopic signature and U–Pb Shrimp zircon dating of the Cacheuta Sub-Basin, Cuyo Basin, NW- Argentina. IV American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Abstracts, 35-37.
- Ávila, J.N., Chemale Jr. F., Mallmann, G., Kawashita, K., Armstrong, R. (2006). Combined stratigraphic and isotopic studies of Triassic strata, Cuyo Basin, Argentine Precordillera. Geological Society of America Bulletin, 118, 1088-1098.
- Báez, A.M., Marsicano, C.A., y Cione, A. (1993). Vertebrados mesozoicos. En: Ramos, V. A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio, 2(13): 341-348. Buenos Aires.
- Baldis, B.A., Beresi, M., Bordonaro y O., Vaca A. (1982). Síntesis evolutiva de la Precordillera argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología Argentina, Actas IV: 399-445. Buenos Aires.
- Barredo, S.P, (2004). Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. Tesis doctoral de la Universidad de Buenos Aires: 325 pp. Inédita.
- Barredo, S. P., y Cazau, L. (2005). Implicancias estratigráficas de la evolución de las fallas normales del hemigraben Rincón Blanco, cierre norte de la cuenca Cuyana,

provincia de San Juan. In Electronic proceedings of the VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (p. 9).

Barredo, S.P., y Sharkov, E. (2012). Geodynamic and tectonostratigraphic study of a continental rift: the Triassic Cuyana Basin, Argentina. *Tectonics—Recent Advances*, 346, 99-130.

Bettini, F. (1980). Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde occidental de la Cuenca Cuyana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 579-581.

Biondi, J.L. (1931). Informe geológico sobre Estación Potrerillos, sur de Río Blanco, San Ignacio, Río Seco de Cacheuta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. (Inédito).

Biondi, J.L. (1936). Exploraciones geológicas en las inmediaciones del Cerro Cacheuta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. (Inédito).

Boedo, F.L., Willner, A.P., Vujovich, G.I., y Massonne, H.J. (2016). High-pressure/low-temperature metamorphism in the collision zone between the Chilenia and Cuyania microcontinents (western Precordillera, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 227-240.

Boggetti, D.A., Ibáñez, G., Kokogian, D.A., y Villarroel, H.S. (2005). Cuenca Triásica de Cuyo. In Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina, 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Instituto Argentino del Petróleo y el Gas (pp. 175-192).

Borrello, A.V. (1942). Estratigrafía y tectónica del Triásico Retiense en los alrededores de Potrerillos, provincia de Mendoza. Tesis Doctoral 32. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 181 pp. La Plata. (Inédito).

Borrello, A.V. (1962). Fanglomerado Río Mendoza (Triásico, provincia de Mendoza). Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC), Notas 1(3): 1-9. La Plata.

Bossi, G. (1976). Geología de la Cuenca de Marayes-El Carrizal (Provincia de San Juan, República Argentina). VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca, 1975), Actas 1: 23- 38. Buenos Aires.

Cabrera, A. (1944). Sobre un estegocéfalo de la provincia de Mendoza. Notas del Museo de La Plata, 9, Paleontología 69: 421-429. La Plata.

Caminos, R. (1965). Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(3): 351-392. Buenos Aires.

Caminos, R. (1979). Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 397-453. Córdoba.

Cegarra, M. I., y Ramos, V. A. La faja plegada y corrida del Aconcagua (1996) Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza, 24. Ramos, VA, et al., Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales, Buenos Aires, 387-422.

Chiaramonte, L., y Ramos, V.A. (2000). Structure and seismotectonics of the Barrancas anticline, Province of Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54(4), 309-336.

Chiotti, O.V. (1946). Estratigrafía y tectónica del oeste de la ciudad de Mendoza y Las Heras. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.Tesis Doctoral (inédita). Córdoba.

Christiansen, R., Morosini, A., Enriquez, E., Muñoz, B., Klinger, F., Martinez, M., Ortiz Suárez, A., Kostadinoff, J. (2019). 3D litho-constrained inversion model of southern Sierra Grande de San Luis: new insights into the Famatinian tectonic setting. Tectonophysics 756, 1–24.

Coira, B.L., y M. Koukharsky. (1976). Efusividad tardío hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona Arroyo del Tigre, Provincia de Mendoza, República Argentina. 1er Congreso Geológico Chileno, 2(F): 105-124. Santiago

Criado Roque, P. (1950). El Terciario del Sur de la Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 5: 223-255.

Criado Roque, P., Mombrú, C. y Ramos, V. (1981). Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología de la provincia de San Luis. Relatorio. 8º Congreso Geológico Argentino; 155-192.

Cuerda, A., C. Cingolani, R. Varela, y O. Schauer. (1987). Graptolitos ordovícicos del «Grupo Villavicencio», flanco sudoriental de la Sierra del Tontal en el área de Santa Clara. 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1: 111-118. Santa Cruz de la Sierra.

Cuerda, A., E. Lavandaio, O. Arrondo., y E. Morel. (1989). Investigaciones estratigráficas en el «Grupo Villavicencio», Canota, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43(3): 356-365. Buenos Aires

Dahlquist, J. A., Cámera, M. M. M., Alasino, P. H., Pankhurst, R. J., Basei, M. A., Rapela, C. W., ... y Galindo, C. (2021). A review of Devonian–Carboniferous magmatism in the central region of Argentina, pre-Andean margin of SW Gondwana. Earth-Science Reviews, 221, 103781.

Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Kay, S.M. (2000). Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. Geology 28, 171e174.

De Carles, E. (1911). Ensayo geológico descriptivo de las Guayquerías del Sur de Mendoza (Dep. de San Carlos). Anales del Museo Nacional Historia Natural de Buenos Aires 22: 77-95.

Dellapé, D. y Hegedus, A. (1995). Structural inversion and oil occurrence in the Cuyo basin of Argentina. En Tankard, A.J., Suárez-Soruco, M. y Welsink, H. (eds.) Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 359-367.

Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), 1123-1139.

Ducea, M., Otamendi, J., Bergantz, G., Stair, K., Valencia, V., Gehrels, G. (2010). Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section, U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Tectonics* 29, TC4002.

Du Toit, A.L. (1927). A Geological Comparison of South America with South Africa. Carnegie Inst. Publ. N. 381, 157 p. Washington.

Fernández Seveso, F., M.A. Pérez, I.E Brisson y L. Álvarez (1993). Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo Basin, Western Argentina. *Comptes Rendus, Douzième Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien*, 2: 223-260. Buenos Aires.

Fernández, P.C. (1955). Geología del Alto río Tupungato. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(2): 100-126. Buenos Aires.

Folguera, A., y Ramos, V. A. (2011). Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 531-546.

Frenguelli, J. (1930). Las Guayquerías de San Carlos en la provincia de Mendoza. *Universidad Nacional del Litoral, Departamento de Extensión Universitaria* 9: 7-54.

Frenguelli, J. (1942). Contribución al conocimiento de la flora del gondwana superior en la Argentina IX. *Kurtziana cacheutensis* Kurtz sp. n., gen et n. comb. Notas del Museo de La Plata, Paleontología 7: 332-338.

Frenguelli, J. (1944). Contribuciones al conocimiento de la flora del Gondwana superior en la Argentina. XV. La Florula de la base de la "Serie de Cacheuta" en el Cerro de Los Baños, Mendoza. Notas del Museo de La Plata, Paleontología 9: 271-310.

Frenguelli, J. (1948). Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. *GAEA*, 8:159-309.

Figueroa, D., y Chebil, J. (1987). Expulsión de hidrocarburos en la Cuenca Cuyana. *Revista de Geología Aplicada*, 12(3), 45-58.

Fossa Mancini, E., E. Feruglio y J.C. Yussen de Campana. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 15(171): 1-67. Buenos Aires.

García, V. H., y Casa, A. L. (2015). Quaternary tectonics and seismic potential of the Andean retrowedge at 33–34 S. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 311-327.

Giambiagi, L. B. (2003). Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal: entre los 33° 30' y 33° 45'S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(1), 85-96.

Giambiagi, L. B., y Ramos, V. A. (2002). 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(1), 101-116.

Giambiagi, L., Spagnotto, S., Moreiras, S. M., Gómez, G., Stahlschmidt, E., y Mescua, J. (2015). Three-dimensional approach to understanding the relationship between the Plio–Quaternary stress field and tectonic inversion in the Triassic Cuyo Basin, Argentina. Solid earth, 6(2), 747-763.

González Bonorino, G. (1973). Sedimentology and paleogeography of a Devonian turbidite basin in Argentina. Master Science Thesis, Mc Master University, 137 p., (inédito). Canadá.

González Díaz, E.F. (1958). Estructuras del basamento y del neopaleozoico en los contrafuertes nordorientales del Cordón del Portillo, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12(2)(1957): 98-133. Buenos Aires.

González-Menéndez, L., Gallastegui, G., Cuesta, A., Heredia, N., y Rubio-Ordóñez, A. (2013). Petrogenesis of Early Paleozoic basalts and gabbros in the western Cuyania terrane: Constraints on the tectonic setting of the southwestern Gondwana margin (Sierra del Tigre, Andean Argentine Precordillera). Gondwana Research, 24(1), 359-376.

Groeber, P. (1918). Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Dirección General de Minas, Geología, Hidrogeología, Boletín 8: 5-81. Buenos Aires.

Groeber, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1, Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, 1(3): 117-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980). Buenos Aires.

Groeber, P., Stipanicic, P.N., y Mingramm, A.G. (1953). Jurásico. En Geografía de la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2, p. 143-347.

Haller, M.J., y Ramos, V.A. (1993). Las ofiolitas y otras rocas afines. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (4): 31–39. Mendoza.

Harrington, H.J. (1941). Investigaciones geológicas en la Sierra de Villavicencio y Mal País, Prov. de Mendoza. Dir. Min. y Geol., Bs. As., Bol. 49.

Harrington, H.J. (1971). Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón, provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114: 1-87. 1 mapa. Buenos Aires

Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R. E., Giambiagi, L. B., y Ramos, V. A. (2018). Review of the geodynamic evolution of the SW

margin of Gondwana preserved in the Central Andes of Argentina and Chile (28°-38° S latitude). *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 87-94.

Irigoyen, M.V., Buchan, K.L., y Brown, R.L. (2000). Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, lat 33°S, Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America, Bulletin* 112: 803-816.

Irigoyen, M. V., Buchan, K. L., Villeneuve, M. E., y Brown, R. L. (2002). Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 3-18.

Jones, P.A., Smith, R.T., y Brown, L.M. (2019). Hydrocarbon generation history in the Cuyo Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 42(3), 245-267.

Kokogian, D.A., y Boggetti, D.A. (1987). Reconocimiento de las Formaciones Barrancas y Punta de las Bardas en la zona de Paramillos de Uspallata, provincia Mendoza, Argentina. In *Congreso geológico argentino*. 10 (pp. 131-134).

Kokogian, D.A., y Mancilla, O. (1989). Análisis estratigráfico y secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 169-201. San Miguel de San Miguel de Tucumán

Kokogian, D.A., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A. (1993). Las secuencias sedimentarias triásicas. 9º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, I (7): 65-78.

Kokogian, D., Spalletti, L.A., Morel, E.M., Artabe, A.E., Martínez, R.N., Alcober, O.A., Milana, J.P., Zavattieri, A.M., Papú, O.H. (2000). Los depósitos continentales triásicos. En: Caminos, R. y Panza, J. (Eds.): *Geología de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29(15): 377-398. Buenos Aires.

Kury, W. (1993). Características composicionales de la Formación Villavicencio, Devónico, Precordillera de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza, 1: 321-328. Mendoza

Leanza, H. (1986). Descripción geológica de la hoja 36b, Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional (inédito).

Leanza, H.A. y C.A. Hugo. 2004. Estratigrafía del Mesozoico. En: E.I. Rovere, A. Caselli, S. Tourn, H.A. Leanza, C.A. Hugo, A. Folguera, L. Escosteguy y S. Geuna, Hoja geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 298, 104 pp. Buenos Aires.

Legarreta, L., y Gulisano, C.A. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), in: *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán San Miguel de Tucumán, pp. 221-243.

Legarreta, L., Kokogian, D. A., & Dellape, D. (1992). Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿Cuánto de inversión tectónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(1), 83-86.

Leveratto, M.A. (1968). Geología de la zona al oeste de Ullúm-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2): 129-157. Buenos Aires.

Llambías, E. J. Leanza, H.A., Carbone, O. (2007). Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37° 05' S-37° 15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62(2), 217-235.

Llambías, E., y P. Srugia. (1992). Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Ligue Calel, La Pampa province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 5(2): 141-152. Great Britain.

Marshall, L.G., Drake, R.E., Curtis, G.H. (1986). 40K-40Ar calibration of late Miocene-Pliocene mammal-bearing Huayquerías and Tunuyán Formations, Mendoza province, Argentina. Journal of Paleontology 60: 448-457.

Massabié, A.C. (1986). Filón Capa Paramillos de Uspallata, su caracterización geológica y edad, Paramillo de Uspallata, Mendoza. Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera (San Juan, 1985). Asociación Geológica Argentina Serie A, Monografías y Reuniones, 2: 325-330. (1985). Buenos Aires.

Milana, J.P., y Alcober, O. (1994). Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(3-4), 217-235.

Morel, E.M. (1994). El Triásico del cerro Cacheuta, Mendoza (Argentina). Parte I: Geología, contenido paleoflorístico y cronoestratigrafía. Ameghiniana 31: 161-176.

Mpodozis, C., y S.M. Kay. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica del Gondwana: Andes Chilenos, 28°-31° LS. Revista Geológica de Chile, 17(2): 153-180. Santiago.

Mpodozis, C., y Ramos, V. (1990). The Andes of Chile and Argentina, in: Cañas Pinochet, M., Reinemud, J. (Eds.), Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum Pacific Council Publications, Houston, pp. 59-90.

Nesossi, D. (1945). Contribución al conocimiento geológico de Santa Clara, Prov. de Mendoza y San Juan (zona límitrofe). Tesis doctoral 69, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 70 pp. La Plata. (Inédito).

Ottone, E.G., Alvarez, P.P., Benoit, S.V. (1992). Late Triassic plant microfossils from the Rancho de Lata Formation, Main Cordillera, Argentina. Micropaleontology, 38(3): 261-278. New York.

Pascual, R., y de la Fuente, M.S. (1993). Vertebrados fósiles cenozoicos. XII Congreso Geol. Argentino y II Congreso de Explotación de Hidrocarburos, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo, Relatorio 2: 357-363.

Pascual, R., y O. Odreman Rivas. (1973). Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y relaciones y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 3: 299-338. Buenos Aires.

Peralta, S. (1994). Discontinuidades estratigráficas en la sucesión marino - clástica eopaleozoica de la Precordillera de Cuyo: Análisis y correlaciones. V Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 193 - 198. San Miguel de Tucumán.

Pérez, D., F. Munizaga, G. Mange., y V.A. Ramos. (1987). El «Huincanlitense» del Paramillo de Las Vacas, provincia de Mendoza. Simposio internacional sobre vulcanismo andino. 10º Congreso Geológico Argentino, 4:272-275. San Miguel de Tucumán

Polanski, J. (1963). Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17 (3-4):127-349. Buenos Aires.

Polanski, J. (1964). Descripción geológica de la Hoja 25 a, Volcán San José, provincia de Mendoza, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 1- 94. Buenos Aires.

Prevosti, F.J., Turazzini, G.F., y Forasiepi, A.M. (2019). Síntesis geológica y paleontológica del Mioceno tardío de la provincia de Mendoza.

Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. (1984). Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106.

Ramos, V.A. (1988). The tectonics of the Central Andes (30°-33°S latitude). En: Clark, S., D. Burchfiel y J. Suppe (Eds.), Processes in continental lithospheric deformation, Geological Society of America, Special Paper, 218: 31-54. Boulder.

Ramos, V. A., y Kay, S. M. (1991). Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. Andean magmatism and its tectonic setting, 265, 79-91.

Ramos, V.A. (1999). Evolución tectónica de la Argentina. Geología Argentina Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires: Anales, 29, 715-784

Ramos, V.A. (1999). Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (22): 651-682.

Ramos, V.A. (1999). Rasgos estructurales del territorio argentino. Geología Argentina, 29(24), 15-75.

Ramos, V.A. (1999). Evolución Tectónica de la Argentina en Geología Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación. SEGEMAR – IGRM. P. 715-759. Buenos Aires.

Ramos, V.A. (2008). La cuenca cretácica de San Rafael. Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Mendoza, 15-24.

Ramos, V.A., y Folguera, A. (2009). Andean flat-slab subduction through time. Geological Society, London, Special Publications, 327(1), 31-54.

Rapalini, A.E. (1989). Estudio paleomagnético del volcanismo permotriásico de la región andina de la República Argentina. Consecuencias tectónicas y geodinámicas. Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral inédita, 243 pp. Buenos Aires.

Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Dahlquist, J., Fanning, C., Baldo, E., Galindo, C., Ramacciotti, C., Verdecchia, S., Murra, J., Basei, M. (2018). A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America, evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. Earth Sci. Rev. 187, 259–285.

Rapela, C.W., PAN Pankhurst Khurst, R.J., Casquet, C., Fanning, M.C., Baldo, E.G., González Casado, J.M., Galindo, C., y Dahlquist, J. (2007). The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. Earth Sci. Rev., 83, 49–82.

Regairaz, A.C. (1969). Contribución al conocimiento de las discordancias en el área de las Huayquerías, Mendoza, Argentina. Proceedings of the IV Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza, 2, 243-254.

Regairaz, A.C. (1970). Rasgos geomorfológicos y Evidencias de Fenómenos de Neotectónica en la Huayquerías del Este (Mendoza). Primera Contribución a su Conocimiento, Boletín de Estudio Geográficos, Vol. XVII, N° 68, Mendoza, Instituto de Geografía de la Universidad Nacional de Cuyo, pp. 169-210.

Rolleri, E.O., y Criado Roque, P. (1968). La cuenca triásica del norte de Mendoza. III Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966), Actas 1: 1-76. Buenos Aires.

Rolleri, E.O., y Criado Roque, P. (1970). Geología de la provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), 2: 1-60. Buenos Aires.

Rolleri, O.E., y Fernández Garrasino, C. (1979). Comarca septentrional de Mendoza. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, I: 771-809. Córdoba

Ruiz, Y., y Catuneanu, O. (2019). Depositional patterns in the lacustrine Cuyana Basin: VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas, 210-233.

Rusconi, C. (1946). Peces triásicos de Mendoza. In Anales de la Sociedad Científica Argentina (Vol. 141, pp. 148-153). Sociedad Científica Argentina.

Rusconi, C. (1949). Los moluscos miocénicos de Cacheuta, Mendoza. Revista del Museo de Historia Natural 3: 237-239.

Rusconi, C. (1952). El maxilar del pez triásico *Neochallaia minor*. In Anales de la Sociedad Científica Argentina (Vol. 153, pp. 157-160).

Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A., Castro, C.E. (2015). Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *J. S. Am. Earth Sci.* 63, 48–69.

Schiller, W. (1912). La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 7(5):1-68. Buenos Aires.

Sepúlveda, E. (1999). Datos palinológicos de la Formación Mariño en la localidad de Salagasta, Mendoza, Argentina. En: C. Náñez (ed.), Simposio "Paleógeno de América del Sur". IGCP Project 301 South American Regional Committee on Paleogene Stratigraphy. Subsecretaría de minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales , Buenos Aires 1996, pp. 75-78.

Simpson, G.G., Minoprio, J.L., y Patterson, B. (1962). The mammalian fauna of the Divisadero Largo Formation, Mendoza, Argentina. *Museum of Comparative Zoology (Harvard College), Bulletin*, 127(4): 239-292. Cambridge, Mass.

Spalletti, L.A., Artabe, A.E., Morel, E.M., y Brea, M. (1999). Biozonación paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico Argentino. *Ameghiniana*, 36(4): 419-451. Buenos Aires.

Spalletti, L.A. (2001). Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (2): 189-210.

Spalletti, L.A., Veiga, G. D., y Franzese, J.R. (2011). "The Neuquén Basin: An overview." *Sedimentary Basins of the World*, 5, 259-294.

Stahlschmidt, E., 1985. Geología del Braquianticinal de la Cienaguita, Petrolera San Jorge, mapa (inédito).

Stappenbeck, R. (1917). Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Provincia de Mendoza). Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, 12(1). Buenos Aires.

Stelzner, A. (1885). Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik und des angrenzenden, zwischen dem 32º u 33º S. Br. gelegenden Teiles der Chilenischen Cordillere. I. Geologischer Theil. 329 pp. Cassel y Berlin.

Stelzner, A. (1873). Über die argentinische Cordillere zw. 31° und 33°S. Beiträge Neues Jarhbuch Mineralogie, Geologie, Paläontologie:726-744. Stuttgart.

Stipanicic, P.N. (1966). El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(4): 403-478. Buenos Aires.

Stipanicic, P.N. (1972). La Cuenca Triásica de Barreal (San Juan). En Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 537-566, Córdoba.

Stipanicic, P.N. (1979). El Triásico de valle del río de Los Patos (provincia de San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 695-744. Córdoba

Stipanicic, P. N., y Marsicano, C. A. (2002). Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen VIII. Triásico.

Strelkov, E.E., y L.A. Álvarez. (1984). Análisis estratigráfico evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. Actas 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), 3: 115-130. Buenos Aires.

Trümpy, E., y R. LHEZ. (1937). División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato. Boletín de Informaciones Petroleras, 14 (152):39-56. Buenos Aires.

Uliana, M.A., y Biddle, K.T. (1988). Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira de geociencias, 18(2), 172-190.

Uliana, M. A., Arteaga, M. E., Legarreta, L., Cerdán, J. J., & Peroni, G. O. (1995). Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 88(1), 211-233.

Yrigoyen, M.R. (1975). Geología del subsuelo y plataforma continental. Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino: 139-168. Bahía Blanca.

Yrigoyen, M.R. (1993). Los depósitos sinorogénicos terciarios. Geología y recursos naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Explotación de Hidrocarburos, Relatorio 1: 123-148.

Yrigoyen, M.V., K.L. Buchan, M.E. Villeneuve., y R.L. Brown. (2002). Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de CacheutaTupungato, Provincia de Mendoza, Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 57, p. 3-18.

Yrigoyen, M.V. (1997). Magnetic polarity and gechronological constraints on the secuence of thrusting: in the Principal and Frontal Cordilleras and the Precordillera of the Argentine Central Andes, (33ºS latitude). Carleton University Ph.D. Dissertation. Trabajo inédito, 392 pp. Ottawa.

Zavattieri, A. M., Cerdeño, E., Bottero, R., y Londro, S. (2001). Estudio, prospección y propuesta de rescate y protección de yacimientos paleontológicos en el área de Potrerillos y zonas aledañas, Ministerio de Ambiente y Obras Públicas de

Mendoza, Mendoza. Inédito. Ministerio de Ambiente y Obras Públicas de Mendoza, Mendoza. Informes parciales y final inéditos.

Zeil, W. (1981). Volcanism and geodynamics at the turn of the Paleozoic to the Mesozoic in the Central and Southern Andes. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I-1981(3/4)*: 298-318. Stuttgart.

Zencich, S., Villar, H. J., & Boggetti, D. (2008). Sistema petrolero Cacheuta-Barrancas de la Cuenca Cuyana, Provincia de Mendoza, Argentina. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas) (pp. cp-266).

Agradecimientos

Por último como cierre de este Trabajo Final de Licenciatura quiero dedicar unas palabras de agradecimiento a varias personas que me acompañaron de distinta manera en este largo y arduo camino que hoy me lleva a darle cierre a una hermosa etapa de mi vida y comienzo a otra, esperemos aún mejor.

En primer lugar quiero agradecer a la Universidad de Buenos Aires y especialmente al Departamento de Geología, junto a todas las personas que lo conforman profesores, JTPs y ayudantes, por el excelente nivel de educación y grupo humano que uno puede encontrar. Especial mención a Dani y Feli por guiarme durante este último tramo, considerando todo el esfuerzo que conlleva para ellos, les agradezco mucho chicos!. También a Vanesa y Miguel por haber dedicado su tiempo a evaluar el trabajo y darme sus respectivas devoluciones.

A mis padres, Juan y Claudia, a mi hermano Sebastián, a mis segundas madres, Gabriela, Estela y Paola. Quiero agradecerles por siempre confiar en mí y por saber como hacer para que nunca me conforme y pueda ir por más. Sin su apoyo, compañía y consejo hoy no podría estar acá.

A todos los amigos y compañeros que hice en estos años de estudio. Especialmente quiero agradecer a un grupo de personas con los que tuve la suerte de cruzarme, Ojotas Locas. Gran parte de la razón por la cual pude llegar a este momento es gracias a ellos, desde la compañía en las cursadas, presenciales y virtuales, los mates en la facultad, los viajes de campo y vacaciones y otros momentos muchas gracias!! Simplemente dedicarles estas palabras de agradecimiento por darme la posibilidad de mostrarme tal como soy.

Por último quiero agradecer a una persona muy especial que me abrió las puertas de su casa para que pueda venir a Buenos Aires a estudiar la carrera que elegí, mi abuela Chacha. En todos estos años tuvo la paciencia, el amor, la sabiduría y varias otras cualidades que hicieron que me sienta como en mi casa y pueda seguir creciendo como persona.