



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Departamento de Ciencias Geológicas



Geología del Río Lista a los 48° de latitud sur, Provincia de Santa Cruz, Argentina.

Trabajo Final de Licenciatura

JUAN CRUZ VILLÁN

Directores: Dr. Matías Ghiglione y Dr. José Cuitiño

2019

Resumen:

El objetivo del presente trabajo consistió en relevar la geología de la región del Río Lista a la latitud de 48°S en cercanías a la Estancia El Roble, inmediatamente al sur del Parque Nacional Perito Moreno, en la provincia de Santa Cruz, Argentina. Específicamente se realizó un mapeo a lo largo del curso del Río Lista y sus arroyos afluentes. A partir de los datos relevados, se confeccionaron un perfil estratigráfico, un mapa geológico y una sección estructural interpretando la continuación de las unidades en profundidad.

La estratigrafía de la zona comprende unidades del paleozoico superior hasta depósitos actuales, con una importante representación del Mesozoico, Cenozoico y depósitos glaciales.

En el sector occidental se encuentra el basamento paleozoico representado por las metasedimentitas de la Formación Río Lácteo y por encima, en discordancia angular, las riolitas dacitas e ingnimbritas del Complejo El Quemado, representando un volcanismo y sedimentación de *sinrift* jurásico dando inicio a la Cuenca Austral.

En el sector occidental se registra una transgresión cretácica inferior en un contexto de *sag* (Formación Río Mayer) y posteriormente una regresión y un pasaje gradual a un ambiente transicional (Formación Río Belgrano) y fluvial (Formación Río Tarde). Por encima se reconocen las volcanoclastitas albianas de la Formación Kachaike y las facies continentales de la Formación Río Lista, asociadas a una fase de antepaís. Se intercalan coladas basálticas del Basalto Posadas, de edad eocena, vinculadas a una ventana astenosférica asociada a la subducción de la dorsal de Farallón-Aluk. En paraconcordancia, se registra una secuencia transgresiva marina miocena inferior de la Formación Centinela y hacia el tope de la secuencia se reconocen depósitos fluviales miocenos de la Formación Santa Cruz, cubiertos por unidades glaciarias y fluviales cuaternarias.

En particular, se realizó un análisis palinológico sobre las muestras extraídas de la Formación Río Mayer, identificándose especies de edad aptiana que no habían sido reconocidas previamente en esa unidad y realizándose la primera mención de angiospermas para esta sección.

En cuanto a la estructura, el estilo de deformación general se interpreta como un sistema por inversión tectónica, donde el depocentro originado por fallas extensionales jurásicas se reactivó, incluyendo corrimientos nuevos que despegan en facies de *postrift*. Se interpretan importantes

anisotropías por estructuras extensionales antiguas, con origen durante la apertura de la Cuenca Austral. Pueden reconocerse distintos ciclos de deformación y dominios morfotectónicos, consecuencia de las orogénias cretácica y cenozoica.

Se levantó una sección estructural donde se observa que el Complejo El Quemado experimentó un plegamiento asociado a fallamiento inverso. En la sección estructural se reconoce el dominio de basamento, que desarrolla fallamiento e inversión de estructuras. También afecta a las secuencias de rift jurásicas y la tectosecuencia de subsidencia termal cretácica.

ÍNDICE

Resumen.....1

Índice.....3

1. INTRODUCCIÓN.....5

 1.1 Objetivos.....5

 1.2 Ubicación geográfica.....6

 1.3 Metodología.....8

 1.4 Antecedentes.....9

2. MARCO GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO.....12

3. ESTRATIGRAFÍA.....16

 3.1 Formación Río Lácteo.....18

 3.2 Complejo El Quemado.....22

 3.3 Formación Springhill.....27

 3.4 Formación Río Mayer.....29

 3.5 Formación Río Belgrano.....37

 3.6 Formación Río Tarde.....42

 3.7 Formación Kachaike.....48

 3.8 Formación Cardiel.....53

 3.9 Formación Río Lista.....55

 3.10 Basalto Posadas.....58

 3.11 Formación Centinela/ Estancia 25 de mayo.....59

 3.12 Formación Santa Cruz.....61

 3.13 Depósitos cuaternarios.....64

4. PALINOLOGÍA..... 65

5. ESTRUCTURA.....71

5.1 Estructura regional.....	71
5.2 Estructura local.....	74
5.3 Evolución tectónica.....	78
6. GEOMORFOLOGÍA.....	84
7. HISTORIA GEOLÓGICA.....	86
8. CONCLUSIONES.....	90
9. AGRADECIMIENTOS.....	91
10. BIBLIOGRAFÍA.....	92
11. ANEXO	108

1. INTRODUCCIÓN

El presente Trabajo Final de Licenciatura tiene como fin cumplir con los requisitos para obtener el título de Licenciado en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

El estudio comprende las cabeceras del Río Lista a los 48°LS y 72°LO en el ámbito de los Andes Patagónicos Australes y la Cuenca Austral, en la provincia de Santa Cruz. Las labores de campo se desarrollaron durante el mes de Febrero del año 2017, e incluyeron una recorrida geológica regional y la recolección de datos de detalle en la zona de estudio. Como resultado se confeccionó un perfil estratigráfico, un mapa geológico y una sección estructural, que aportan datos actualizados a una poco estudiada.

1.1 Objetivos

El objetivo principal fue el relevamiento geológico del río Lista, y zonas aledañas, ubicado en el ámbito de la faja plegada y corrida externa a antepaís. El estudio involucró el relevamiento de la estratigrafía y la estructura del área con el fin de contribuir al conocimiento geológico de base de la misma.

Un objetivo particular fue el estudio de las unidades sedimentarias cretácicas y cenozoicas acumuladas en ambientes marinos a continentales dentro de la Cuenca Austral (o Magallanes). Particularmente sobre la Formación Río Mayer, que representa las secuencias basales de dicha sedimentación (véase la sección 3. Estratigrafía), se realizó un estudio palinológico.

Otros objetivos específicos incluyeron la realización de un mapa geológico escala 1:50.000 representativo de la zona de estudio, el levantamiento de un perfil estratigráfico a escala 1:2500 en el intervalo Hauteriviano-Aptiano incluyendo la descripción de fósiles, muestras de rocas y cortes petrográficos. Además, se elaboró una sección estructural que comprende las unidades desde el Paleozoico hasta la actualidad.

Finalmente, para cumplir con el objetivo general, estos resultados se integraron para el sector de estudio reconstruyendo una historia geológica del mismo.

1.2 Ubicación geográfica

La zona relevada se ubica en un sector remoto y de difícil acceso, al oeste de la provincia de Santa Cruz (Fig. 1.1), en el departamento de Río Chico, a unos 130 km al NW de la localidad de Gobernador Gregores. Se accede desde la ruta nacional 40 tomando posteriormente la ruta provincial 37 (ripio) hacia el oeste, desviando luego hacia el sur por caminos vecinales hasta la estancia El Roble, la cual se ubica en el extremo sur del Parque Nacional Perito Moreno y representa el extremo norte de la zona mapeada. El cuadrante mapeado está limitado por los paralelos $47^{\circ}59'$ y $48^{\circ}03'$ de latitud Sur y los meridianos $72^{\circ}01'$ y $72^{\circ}06'$ de longitud Oeste.

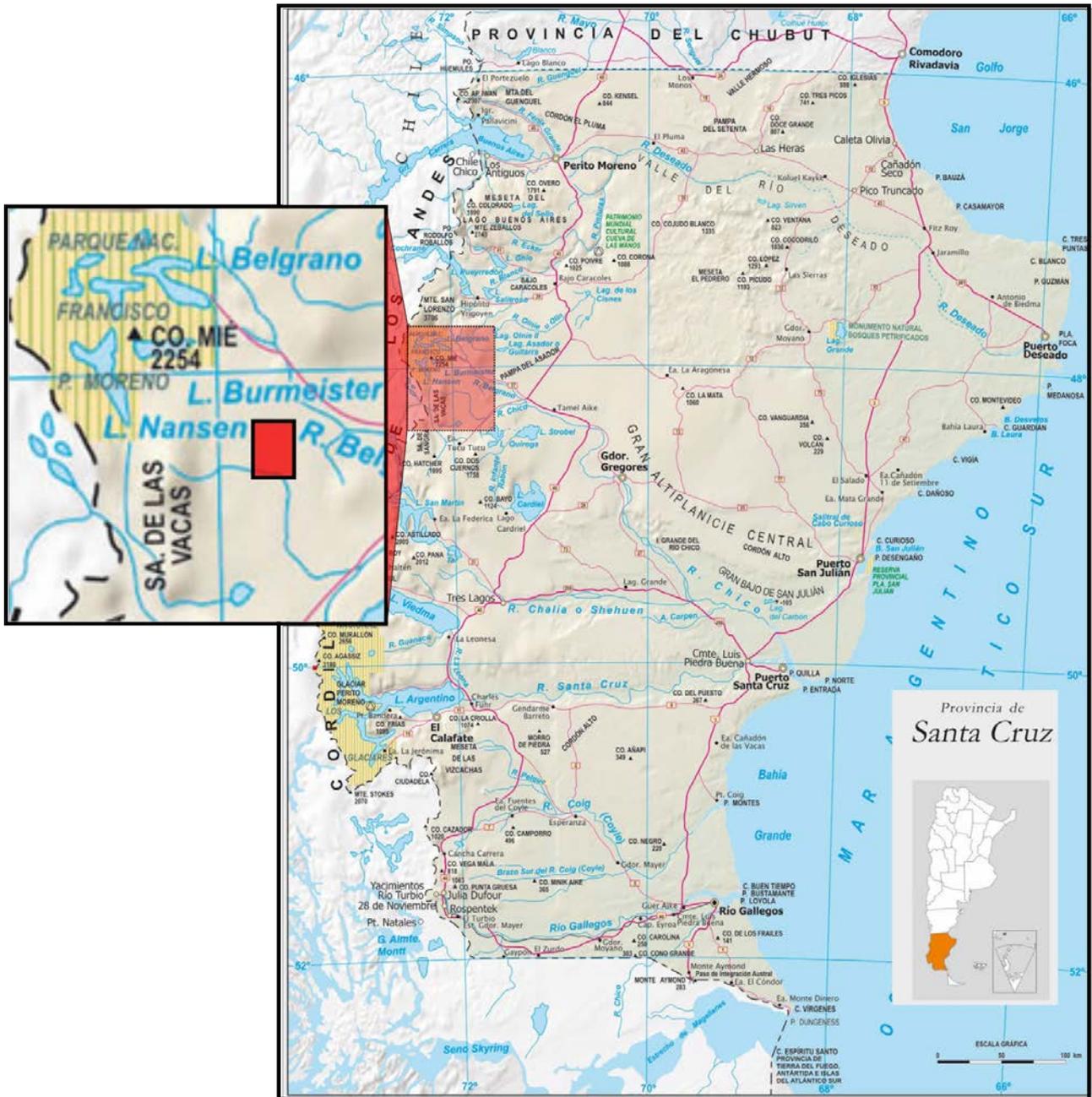


Figura 1.1: Mapa de ubicación de la zona de trabajo a escala regional y de detalle, y accesos a la misma.

A su vez se recorrió hacia el sur una zona más amplia que la mapeada, abarcando parte de la Sierra Baya y la Sierra de las Vacas (Figura 1.1). Allí se reconocieron unidades litoestratigráficas que fueron descritas pero que no afloran en la zona de estudio.

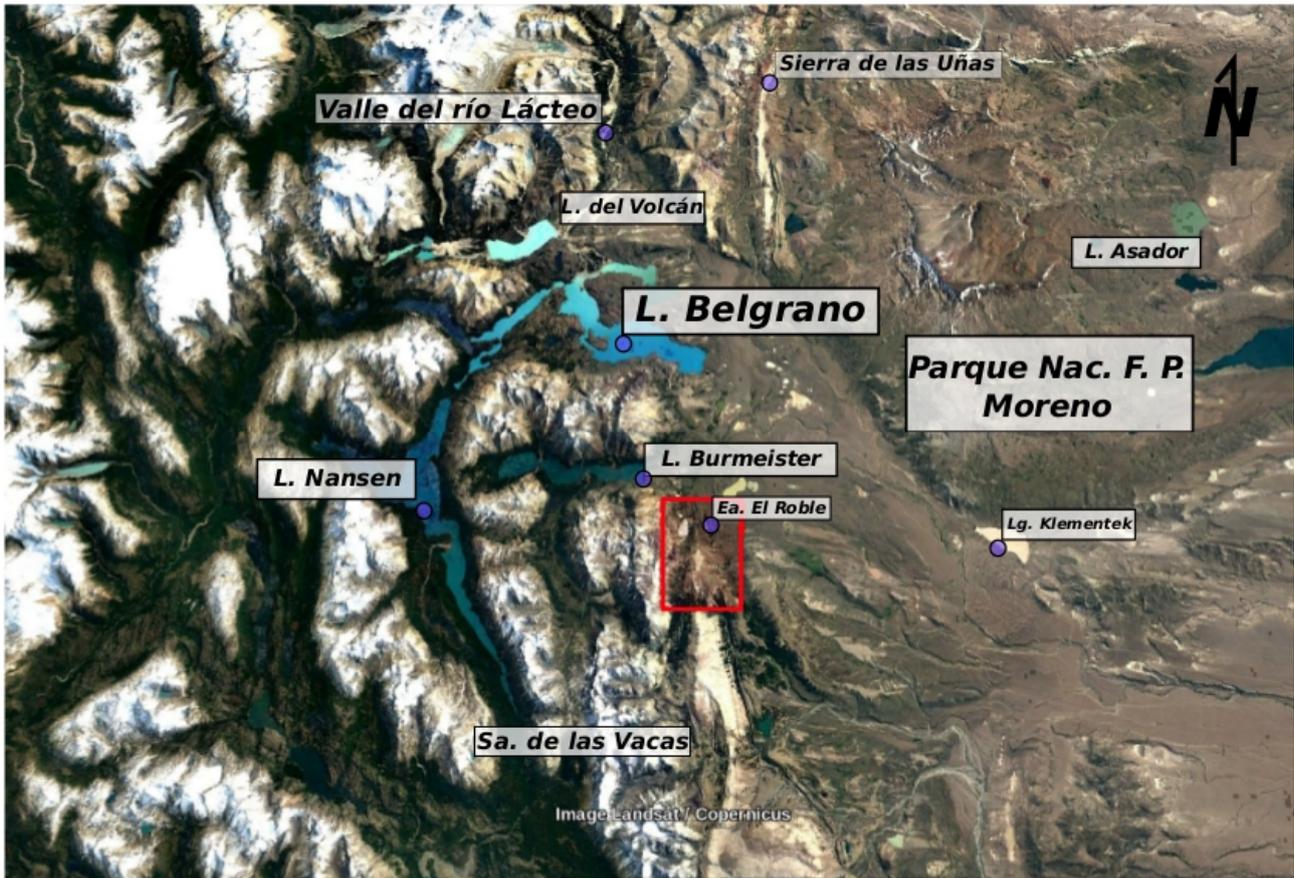


Figura 1.2: Imagen satelital de la región con la zona de estudio resaltada en rojo y los principales exponentes geográficos.

1.3 Metodología

El desarrollo del trabajo constó de tres etapas metodológicas: 1) una etapa preliminar; 2) una de toma de datos en el campo y finalmente 3) una de análisis de datos en gabinete.

Durante el trabajo previo al viaje de campo se recopilieron los antecedentes bibliográficos y se delimitó la zona de mapeo, se ubicaron los accesos y zonas propicias para el acampe y se reconocieron los mejores afloramientos para la toma de datos. Para ello se contó con imágenes satelitales y la bibliografía publicada sobre la geología regional y local.

Durante el viaje de campo, realizado durante febrero de 2017, se tomaron datos estructurales, estratigráficos, sedimentológicos y litológicos con el objetivo de describir la geología de la zona. Se levantaron muestras de roca y se reconocieron los contactos de las distintas unidades

aflorantes.

Por último, se procedió al tratamiento de los datos obtenidos. Se analizaron los cortes petrográficos al microscopio, se construyó un perfil estratigráfico, un mapa geológico, una sección estructural y se procesaron muestras para palinología. La elaboración del presente manuscrito forma parte de las tareas de análisis de datos.

1.4 Antecedentes

El área estudiada presenta escasos antecedentes geológicos locales, y gran parte del conocimiento procede de trabajos de escala regional o de sectores aledaños. Los primeros estudios en la zona fueron llevados a cabo por Moyano (1881), quien realizó observaciones sobre los depósitos glaciarios y mesetas basálticas.

Posteriormente, las expediciones dirigidas por Hatcher (1897) fueron las primeras en alcanzar la Cuenca del Río Mayer. Hatcher bautizó el acceso a la cuenca como “Shell Gap” debido a las areniscas con ostras de la Formación Centinela aflorantes en la intersección de las rutas provinciales 35 y 81, al sur del área de estudio. A su vez definió los “Río Mayer Beds” (Hatcher, 1897) posteriormente formalizados como Formación Río Mayer.

Durante la segunda mitad del siglo XX se estudió regionalmente la cuenca Austral y la Cordillera Patagónica Austral, debido su interés para la prospección de hidrocarburos. Es durante estos años que se establece formalmente la estratigrafía de la cuenca Austral, a partir de trabajos como los de Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938; 1949-1950), Thomas (1949), Riccardi (1971), Furque (1971) y Nullo *et al.* (1978), alcanzándose una síntesis integradora al respecto en Riccardi y Rolleri (1980). El interés posterior apunta al reconocimiento de ciclos sedimentarios y relaciones espaciales entre las formaciones descriptas previamente, sintetizados por Arbe (2002). Por su parte, Borello (1943) describe el sector del río Lista en relación al estudio de combustibles sólidos.

En la década de 1980, el Dr. V. A. Ramos llevó adelante el mapeo geológico a escala 1:200.000 para el SEGEMAR, y la descripción correspondiente a las hojas Cerro San Lorenzo y Monte Belgrano. Las hojas geológicas Lago Belgrano y Lago Posadas 1:250000 (Giacosa y

Franchi, 2001) que abarcan únicamente el extremo norte de la zona de estudio se basan parcialmente en dichos datos. Aguirre Urreta y Ramos (1981), y Ramos (1982, 1989) completan los antecedentes de la zona. Más recientemente, Escosteguy *et al.* (2014) realizaron un relevamiento de unidades jurásicas y Escosteguy *et al.* (2017) estudiaron las relaciones estratigráficas del Basalto Posadas en la zona del Río Lista. Por otro lado, Escosteguy *et al.*, (2017) realizaron la Hoja Geológica Monte Tetris que abarca parte de la zona de estudio de este trabajo. Además, se deben mencionar tres Trabajos Finales de Licenciatura de la FCEN-UBA realizados en el arroyo Potranquita (Relañez, 2014), en las sierras Bayas (Ronda, 2015) y en la Meseta Belgrano (Cataldi, 2017).

Con respecto al registro paleontológico, cabe mencionar los trabajos regionales de Hatcher (1897, 1903); Stanton (1901) y Ortmann (1902). Han contribuido también a la síntesis del conocimiento general de la paleontología de la Cuenca Austral, y en particular sobre los invertebrados, trabajos como: Leanza (1968, basado en la colección Feruglio; 1970), Aguirre Urreta (1983, 1986, 1989 y 2002) y Riccardi (2002). Más localmente Archangelsky y Llorens (2009) estudian la palinología de la Formación Kachaike mientras Longobucco, Azcuy y Aguirre-Urreta (1985) hacen lo propio con sus plantas. Por su parte Richiano (2012) estudia la icnología de la Formación Río Mayer.

En cuanto a la estructura regional, no fue hasta la exploración de hidrocarburos llevada a cabo por YPF e YCF que se obtuvieron los primeros datos estructurales de la Cordillera Patagónica Austral (Casas, 1957; Turic, 1967). Posteriormente fue interpretada como un conjunto de fajas plegadas y corridas con edad decreciente hacia el este (Leanza, 1972). Las primeras secciones estructurales fueron construidas en los sectores de Lago Viedma y Lago Argentino hasta el Lago San Martín por Nullo *et al.* (1978), y en la región de Lago Belgrano por Ramos (1979). Luego se realizaron los estudios entre los lagos Pueyrredón y San Martín (Ramos, 1981, 1988, 1989), alcanzándose el mayor detalle estructural de la zona de estudio en Ramos (1989). Kraemer (1994) reconoce estructuras asociadas al *rift* jurásico, a partir de datos geofísicos. Una síntesis integradora de la geología estructural de los Andes Patagónicos Australes puede encontrarse en Kraemer *et al.*, (2002). A través del modelado estructural más actual, autores como Ghiglione *et al.* (2009, 2014, 2019), y Likerman *et al.* (2013) han explicado las diferencias estructurales existentes a lo largo de la faja plegada y corrida en relación a las estructuras extensivas asociadas a la apertura de la Cuenca

Austral. Ronda *et al.* (2019) presentan secciones estructurales restauradas cinemáticamente, mostrando la variación geométrica a lo largo del tiempo del sector este del dominio de basamento y de la faja plegada y corrida y proponen tres fases principales de deformación compresiva para el área. Ramos, M. *et al.*, (2019) analizan el estilo, la distribución y los mecanismos de la deformación del retroarco andino entre los 47° LS y los 50° LS en los Andes Patagónicos Australes durante el Mioceno.

2. MARCO GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO

En este capítulo se describirá la geología regional y se dará un marco de las interpretaciones sobre la dinámica de la región desde un punto de vista tectónico y tectonoestratigráfico.

La zona de estudio se ubica en la provincia geológica de la Cordillera Patagónica Austral, definida por Leanza (1972) y caracterizada por los depósitos de la transgresión marina cretácica y por el desarrollo axial del Batolito Patagónico (Figura 2.1). Sus límites se encuentran a la latitud del Lago Fontana (45° LS), al norte, y a la latitud del Monte Stokes (50° LS), al sur, y se encuentra segmentada por el punto triple de Aysén, donde se unen las placas de Nazca, Antártida y Sudamericana y se subduce la dorsal de Chile (Figura 2.2).

La historia tectónica de la región está signada por la formación de Gondwana y su posterior desmembramiento y por el desplazamiento hacia el norte de la dorsal de Chile que actualmente subduce en el punto triple de Aysén, a la latitud de $46^{\circ}30'S$ y delimita al norte a la placa de Nazca que subduce a una velocidad de 9 cm/año y al sur a la placa Antártica que subduce bajo la placa Sudamericana a una velocidad de 2 cm/año (Diraison *et al.*, 2000). El punto triple de Aysén también delimita los Andes Patagónicos Septentrionales, al norte del mismo, y los Andes Patagónicos Australes al sur.

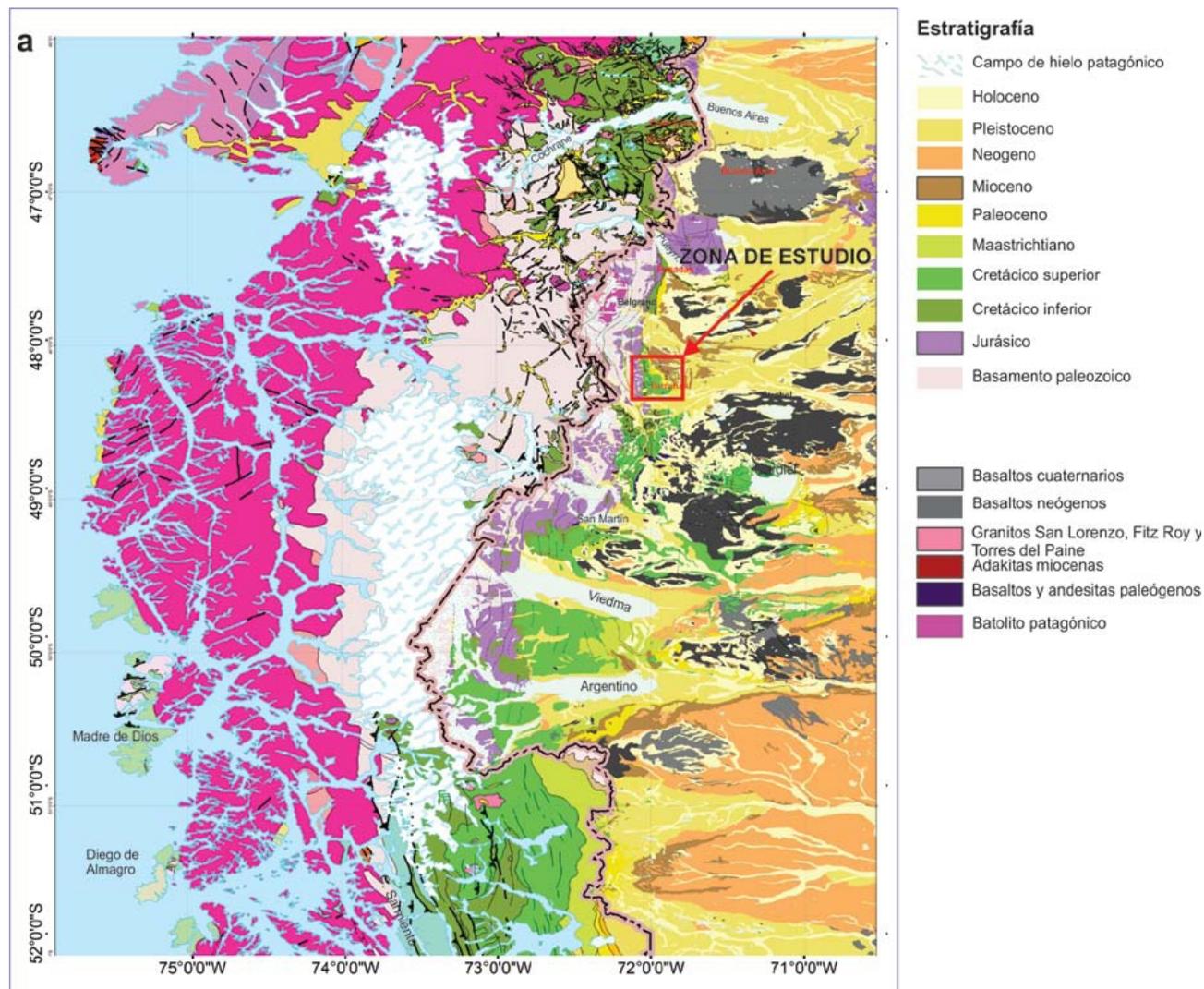


Figura 2.1: Mapa geológico regional de la Cordillera Patagónica Austral. Tomado de Ronda (2015), modificado de Ghiglione *et al.* (2016).

El basamento de la región se encuentra representado por las metasedimentitas de bajo grado metamórfico correspondientes a las formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha. Dichas unidades son interpretadas como secuencias turbidíticas asociadas a un antiguo prisma de acreción del margen occidental de Gondwana, posteriormente metamorizadas durante el Paleozoico superior (Hervé *et al.*, 2008).

Sobre el basamento se derramaron dacitas, riolitas e ignimbritas correspondientes al Complejo El Quemado, en un contexto de fallamiento extensional jurásico debido al *rifting* asociado al desmembramiento de Gondwana (Pankhurst *et al.*, 2000).

Hacia el Cretácico acontece un pasaje de tectónica extensional a un período de subsidencia térmica que da lugar a secuencias marinas transgresivas muy extendidas. La transgresión comienza con areniscas continentales a marinas de la Formación Sprinhill, y continua con La Formación Río Mayer, que representa pelitas del período de máxima inundación de la cuenca y constituye la roca madre de hidrocarburos de la cuenca Austral (Katz, 1963; Biddle *et al.*, 1986; Arbe, 2002).

Hacia el Cretácico inferior alto se establece un régimen de subducción compresivo asociado a un aumento en la velocidad de convergencia de las placas tectónicas en el margen pacífico, acompañado de facies regresivas litorales y continentales representadas en el norte de la cuenca por las formaciones Río Belgrano y Río Tarde (Ghiglione *et al.*, 2015), que representan los primeros depósitos de antepaís (Aramendía *et al.*, 2018) cubiertos por tobos y areniscas tobáceas de la Formación Kachaike (Archangelsky y Llorens, 2009).

En las inmediaciones del río Lista, hacia el sector sur de la zona de estudio, se reconoce una colada basáltica tabular del Basalto Posadas, intercalada en la parte media de la secuencia sedimentaria continental de la Formación Río Lista (Escosteguy, 2017). Continúan sedimentos Miocenos orogénicos y basaltos, que se asocian a la ventana astenosférica producida por la subducción de la dorsal sísmica de Chile debajo de la placa América del Sur (Ramos y Kay, 1992). Dicha ventana astenosférica sería responsable del levantamiento dinámico regional mioceno (Davila *et al.*, 2019) y posterior a la transgresión atlántica *Patagoniana*, denominada bajo diversos nombres a lo largo del país, denominándose Formación Centinela en la Cordillera Patagónica Austral (Furque y Camacho, 1972). Está representada por depósitos arenosos de plataforma con abundante contenido fósil marino (Ortmann, 1902; Furque y Camacho 1972; Cuitiño y Scasso, 2010) y es cubierta por los depósitos sinorogénicos continentales de la Formación Santa Cruz.

La zona de estudio se encuentra actualmente sometida a la deformación andina (Figura 2.2) que dió lugar a la estructuración de la Cordillera Patagónica Austral (Ramos *et al.*, 1982; Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991).

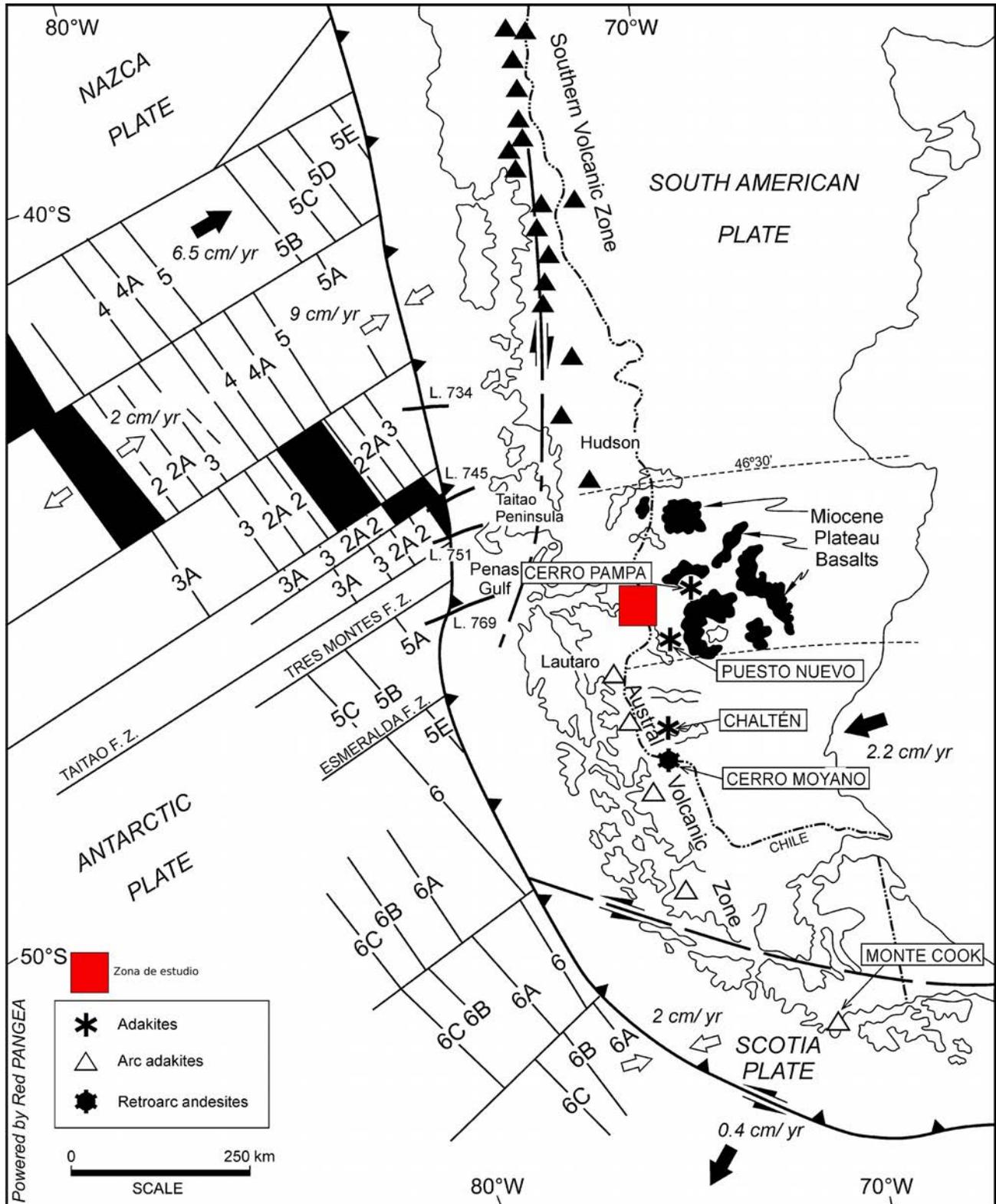


Fig. 2.2: Configuración geodinámica actual de la Cordillera Patagónica, con la ubicación de la zona de estudio. Modificado de Ramos y Aguirre Urreta (2002).

3. ESTRATIGRAFÍA

A continuación, se detallan las unidades litoestratigráficas aflorantes en la región recorrida y se incluye una descripción breve de unidades no aflorantes pero que resultan de interés por su importancia regional (Figuras 3.1 y 3.2), y porque son incluidas en la sección estructural.

Se levantó un perfil estratigráfico de detalle en el valle del Río Lista, incluyendo a las formaciones Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde y Kachaika, cuya importancia reside en el reconocimiento del pasaje de ambientes marinos a continentales. Aunque no pudieron ser relevadas en detalle, se incluyen observaciones respecto de las unidades cenozoicas del área de estudio.

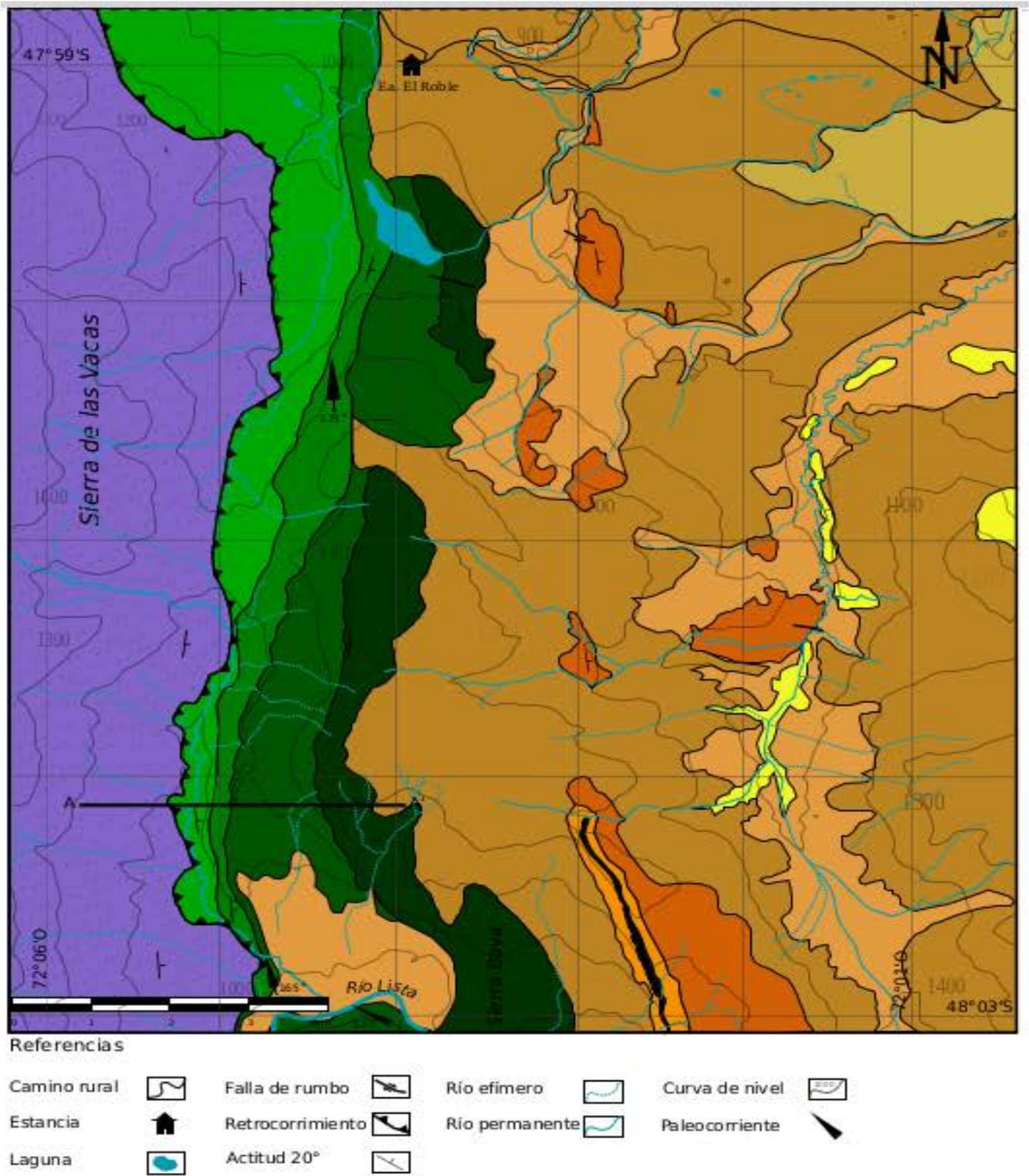


Figura 3.1: Mapa geológico de la zona de estudio, véase ubicación en Figura 1.1.

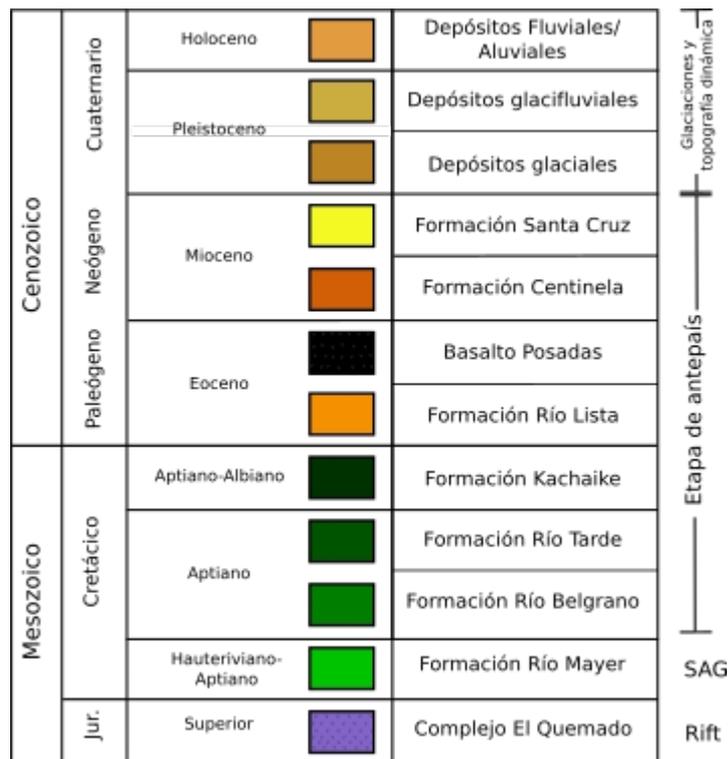


Figura 3.2: Columna estratigráfica de las unidades aflorantes en la zona de estudio.

3.1 Formación Río Lácteo

Antecedentes

El nombre de la formación deriva del “Complejo Esquistoso del Río Lácteo” definido por Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) refiriéndose a una serie de pizarras y esquistos aflorantes en el río Lácteo. Posteriormente Bianchi (1967) y Leanza (1972) utilizan el nombre de Formación Río Lácteo.

Distribución areal

Si bien esta unidad no aflora en el área de estudio, se la describe por estar incluida dentro de la sección estructural (Capítulo 5, Estructura). Los afloramientos más septentrionales ocurren sobre ambas márgenes del río Oro, en general amplios afloramientos al sur del Lago Pueyrredón (Figura

1.1) y se extienden hasta el Lago San Martín, donde reciben el nombre de Formación Bahía de La Lancha en facies sedimentarias similares, pero con menor a nulo metamorfismo. Hacia el oeste, en Chile, continúan los afloramientos bajo el nombre de Formación Cochrane, mientras que hacia el este sólo se la encuentra en subsuelo tal como sucede en el pozo Piedra Clavada 1 (PC1). En la zona de estudio no se registraron afloramientos de esta unidad, pero se la reconoce en clastos de los conglomerados de la Formación Río Tarde y como afloramientos, en las inmediaciones del lago Volcán y el río Lácteo, su localidad estratotipo (Figura 1.2). También al oeste de la Sierra de las Vacas, al sur de la estancia El Roble (Figura 1.2).

Litología y espesores

Giacosa y Márquez, (2002), reconocen metagrauvacas, pizarras y cuarzofilitas como las litologías más representativas. Durante las tareas de campo se la reconoció dentro del Parque Nacional Perito Moreno en las inmediaciones del lago Volcán (Figura 1.2), al norte de la zona de estudio. Macroscópicamente, el afloramiento consiste en metapsamitas de bajo grado con venillas deformadas de cuarzo (Figura 3.3A), provenientes de la disolución por presión durante la progresiva deformación.

Son comunes las venas de cuarzo singenético, altamente deformadas (Figura 3.3B). Las metagrauvacas son de color gris verdoso y de grano fino a medio, mientras que las metapelitas son oscuras y con fisilidad.

En imágenes satelitales se caracteriza por una textura de erosión fácilmente identificable, dada por el intenso plegamiento. Es importante mencionar el fuerte desarrollo de clivaje y superficies metamórficas.

Según Giacosa (1987), sólo en casos extremos el metamorfismo alcanza la facies de esquistos verdes. La fuerte deformación de las rocas (Figura 3.3) dificulta el cálculo de un espesor máximo. En Riccardi y Rolleri (1980) se establece un espesor aproximado en la Sierra de Sangra de unos 1000 m.

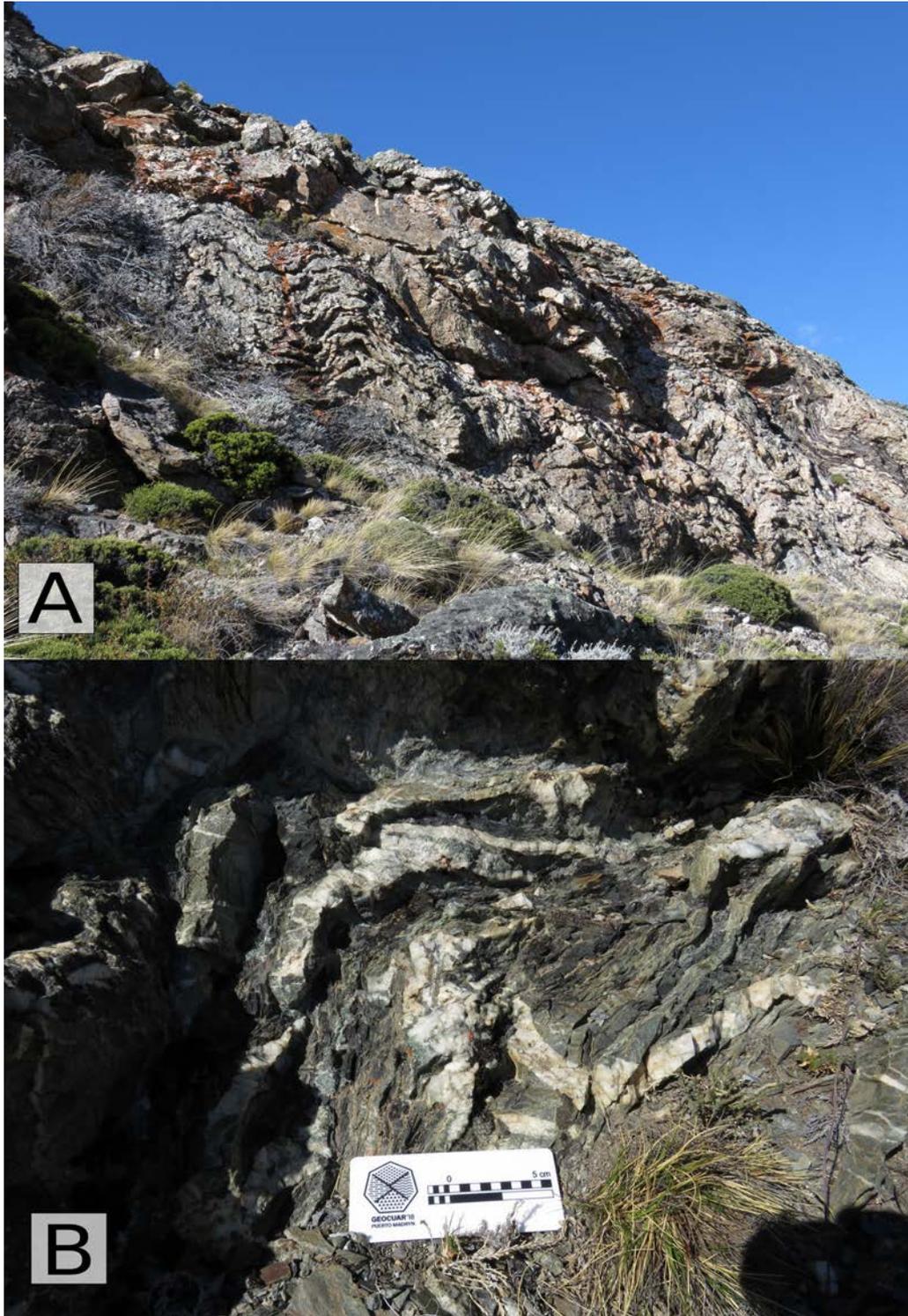


Figura 3.3: Fotografía con vista al Sur de afloramientos plegados de la Formación Río Lácteo en el valle del río Volcán (A), puede observarse un detalle de las venillas deformadas de cuarzo en (B). Ubicación en Figura 1.2.

Relaciones estratigráficas y edad

La base de la Formación Río Lácteo no se ha reconocido en los afloramientos recorridos, tampoco existe bibliografía al respecto. En cuanto al techo, el contacto consiste en una discordancia angular con las unidades volcánicas mesozoicas, que en esta zona se encuentran representadas por el Complejo El Quemado. También constituye la roca de caja regional de intrusiones cretácicas y paleógenas del Batolito Patagónico (Figura 2.1).

La edad de la unidad de basamento se ha definido como devónica-carbonífera en base a dataciones U-Pb SHRIMP en el Complejo Metamórfico Oriental en Chile (Sepúlveda y Hervé, 2000). Augustsson *et al.* (2006) han datado circones detríticos en la unidad equivalente, Bahía de la Lancha, arrojando una edad máxima de depósito de 345 Ma. Matsuda (1981) describió en territorio chileno, a 50 km hacia el oeste del valle del río Lácteo (Figura 1.2), que estas metasedimentitas alojan filones básicos deformados cuyas edades K/Ar indican que durante el Carbonífero superior el complejo metamórfico continuaba deformándose dúctilmente, habiendo finalizado el proceso en el Pérmico inferior. Por otro lado, la secuencia es asignada por Riccardi y Rolleri (1980) al Devónico Superior-Carbonífero en función de icnitas de tetrápodos y algunos restos de plantas.

Ambiente de depósito

Las metasedimentitas de la Formación Río Lácteo han sido tradicionalmente interpretadas como un prisma de acreción, asociado a subducción en el margen de Gondwana durante el Paleozoico superior (Forsythe, 1983), con sedimentación en un ambiente marino profundo. Bell y Suárez (2000) asignan los episodios de deformación y metamorfismo a un ambiente de núcleo orogénico dado por la interacción de microplacas. Dataciones realizadas en intrusivos básicos en territorio chileno arrojaron edades de 309 ± 48 Ma en un filón deformado junto con las metasedimentitas, y 246 ± 9 Ma en uno no afectado por la deformación (Matsuda, 1981). A partir de estas edades se infiere que el complejo metamórfico continuaba deformándose durante el Carbonífero tardío, habiendo finalizado el proceso para el Pérmico tardío (Giacosa y Márquez, 2002).

3.2 Complejo El Quemado

Antecedentes

Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) define el Complejo volcánico del Quemado y luego Riccardi (1971) lo formaliza como Complejo El Quemado, denominación que perdura en las posteriores menciones, comprendiendo a las vulcanitas Jurásicas de la Cordillera Patagónica Austral en sentido amplio.

Distribución areal

El Complejo El Quemado se reconoce a lo largo de todo el sector oeste de la Provincia de Santa Cruz, en la franja oriental del dominio de basamento (Figura 2.1). Su localidad tipo fue definida en la margen noroccidental del lago Argentino (Figura 1.1), en la ex-estancia El Quemado. Su equivalente en Tierra del Fuego son los productos volcánicos jurásicos de la Formación Lemaire, mientras que a nivel prospectivo de la Cuenca Austral, en la región de Magallanes en Chile y en pozo, se la denomina Formación Tobífera.

En la zona de estudio aflora extensamente en la Sierra de las Vacas (Figura 1.2) y ocupa el sector oeste de la zona mapeada (Figuras 3.1 y 3.4).



Figura 3.4: Vista al sur de la Formación El Quemado.

Litología y espesores

Se agrupan bajo la denominación de Complejo El Quemado una serie de productos volcánicos ácidos y mesosilícicos que incluyen volcanitas y piroclastitas de color morado y verdoso. En general se encuentra representado por riolitas, ignimbritas, dacitas y brechas volcánicas (Leanza, 1972; Riccardi y Rolleri, 1980). Pueden encontrarse a su vez intercalaciones

sedimentarias. En una publicación reciente, Ecosteguy *et al.*, (2014) agrupan una serie de depósitos sedimentarios conglomerádicos que se encuentran regionalmente en la base del Complejo El Quemado, bajo el nombre formal de Formación El Bello.

Es difícil definir espesores para la unidad debido a que presenta grandes variaciones en distancias cortas. Feruglio (1944), Furque (1971, 1973) y Ramos (1976) le asignan entre 400 y 1000m de espesor en distintas localidades.

Durante los estudios de campo se levantó un perfil estratigráfico a los 48° de latitud sur, donde se relevó al Complejo El Quemado, pero no se reconoció su base y por lo tal no puede definirse un espesor local. En esa zona se encuentra representado por riolitas de color morado (Figura 3.5). Al recorrer la zona hacia el sur y bajar estratigráficamente el afloramiento se hace más volcániclastico y brechoso.



Figura 3.5: **A**, Riolita de color morado del Complejo El Quemado aflorante al sur de la estancia El Roble, y **B**, detalle de rocas volcanoclásticas en la misma localidad.

Se recolectó la muestra EQII, descrita como una colada dacítica de coloración rojiza y de textura porfírica, en la que se reconocen fenocristales de plagioclasa en tablillas de 1mm, anfíboles

prismáticos alterados de 2mm y feldespatos. La roca se clasifica como una andesita altamente alterada.

En corte petrográfico (Figura 3.6), para dicha muestra se observa una textura porfírica conformada por fenocristales de plagioclasa, anfíboles, feldespatos y minerales opacos. Los fenocristales de feldespato se presentan subhedrales, inequigranulares y parcialmente alterados a arcillas. Las plagioclasas son subhedrales con macla polisintética y se encuentran parcialmente alteradas a carbonatos. Los anfíboles son euhedrales y están altamente alterados a carbonatos, formando hematita o magnetita y en menor proporción titanogaugita grumosa. Los opacos presentan halos de alteración y son euhedrales. La pasta es de textura intersertal y se compone de vidrio alojado entre microlitos de plagioclasa.

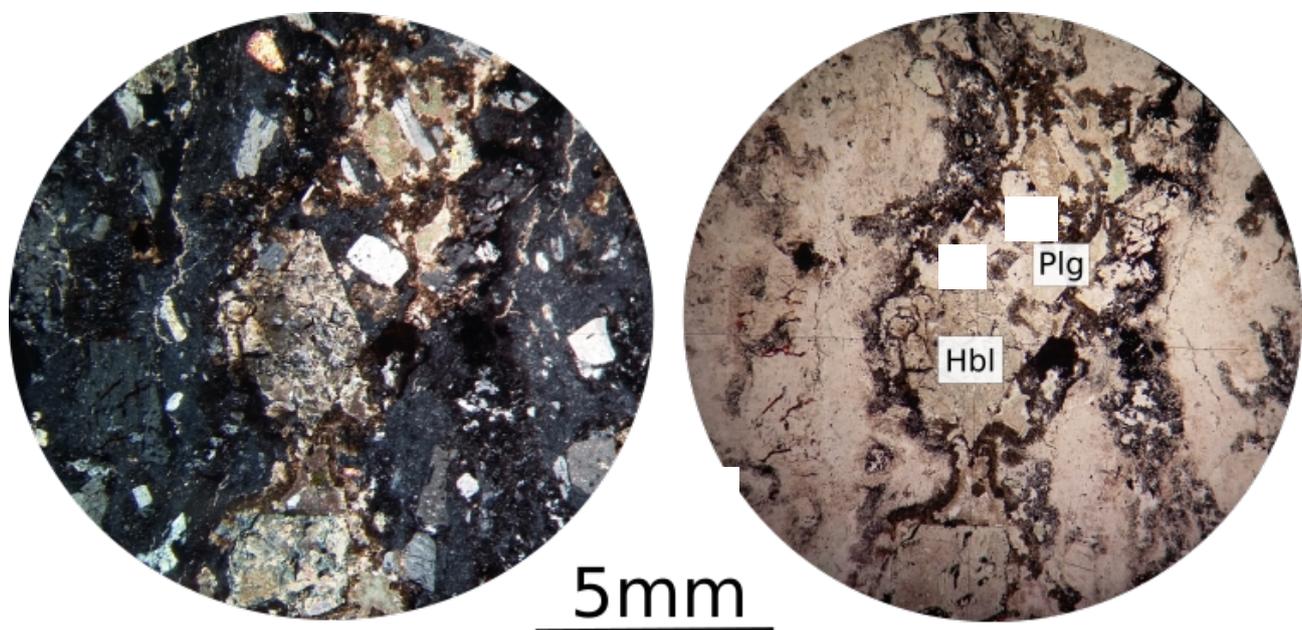


Figura 3.6: Corte petrográfico de la muestra EQII donde se reconocen anfíboles altamente alterados a carbonatos. A la izquierda nicoles cruzados y a la derecha nicoles paralelos. Hbl= Hornblenda, Plg= Plagioclasa.

Relaciones estratigráficas y edad

Si bien no se ha reconocido la base del Complejo El Quemado en la zona relevada, se ha descrito que cubre en discordancia angular a las sedimentitas paleozoicas de Río Lácteo y en

determinadas zonas esta unidad se encontraría en contacto transicional sobre la Formación El Bello (Escosteguy *et al.*, 2014). Por encima, en leve discordancia se encuentran los depósitos cretácicos de la Formación Río Mayer (Ghiglione *et al.*, 2015), aunque dicho contacto no pudo ser reconocido en el campo por estar cubierto. En la zona de estudio, el mismo corresponde a un corrimiento que afecta a las unidades jurásicas y cretácicas.

La ha sido asignada al Jurásico superior en base a su contenido fosilífero y por considerarse simultánea al volcanismo del Grupo Bahía Laura, en el Macizo del Deseado (Feruglio, 1949-1950 y Riccardi, 1971). Al sur, las dataciones arrojan edades de 158 ± 10 Ma (K/Ar en Sierra de Sangra, Nullo *et al.*, 1978). Al norte, en cercanías del lago Pueyrredón (Figura 1.2), la unidad fue datada por U-Pb en circones en 154 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.*, 2000) y por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, arrojando una edad de 156 ± 2 Ma (Iglesia Llanos *et al.*, 2003).

Ambiente de depósito

Actualmente existe consenso en que el volcanismo Jurásico cordillerano se encuentra fuertemente ligado a un régimen extensional asociado al desmembramiento de Gondwana (Pankhurst *et al.*, 2000). Asociado a este proceso la Cordillera Patagónica habría desarrollado una serie de depocentros extensionales de dirección noroeste (Ghiglione *et al.*, 2014) que fueron rellenados por secuencias volcánicas ácidas y mesosilícicas constituyendo el relleno de *sinrift* en un contexto de subsidencia mecánica durante la apertura de la Cuenca Austral (Biddle *et al.*, 1986). Kraemer (1998) y Ronda (2015) describen evidencias de extensión sindeposicional en la Sierra de las Vacas al SO de la zona de estudio (Figura 1.2).

3.3 Formación Springhill

Antecedentes

Las areniscas de la Formación Springhill fueron definidas por Thomas (1949) en base a información de pozo en la provincia de Magallanes en Chile. Es Flores (en Leanza, 1972) quien las correlaciona con las areniscas que se reconocen sobre las volcanitas jurásicas en el área de los lagos Belgrano y Pueyrredón.

Distribución areal

Los afloramientos se encuentran a lo largo de toda la cordillera Patagónica Austral, desde el sur del lago Buenos Aires, al norte, hasta el lago Argentino, al sur (Figuras 1.1 y 2.1). Es preciso destacar que en la zona de estudio no se ha reconocido esta unidad, posiblemente por haber sido cortada y desplazada por el corrimiento que limita a las unidades jurásicas y cretácicas (véase Capítulo 5, Estructura) o quizás por erosión o no depositación, sin embargo Boixart (2017) describe afloramientos en la Sierra de las Uñas (Figura 1.2), en el Parque Nacional Perito Moreno.

Litología y espesor

La Formación Springhill está formada por conglomerados y areniscas cuarzosas de tonos claros con intercalaciones de pelitas y mantos de carbón, dispuestos en ciclos grano decrecientes. Aramendía *et al.*, (2018) describen conglomerados cuarzosos, areniscas cuarzosas y tobáceas y pelitas negras que representarían facies continentales y marinas, estas últimas con restos de invertebrados fragmentados. La mayoría de los afloramientos tienen un espesor de 25 m.

Edad y relaciones estratigráficas

De acuerdo con Ramos (1979) la Formación Springhill podría alcanzar en parte al Valanginiano, en base a la edad valanginiana superior que le asigna a la base de la suprayacente Formación Río Mayer. Este criterio es seguido por Aguirre Urreta y Ramos (1981), quienes la circunscriben al lapso Valanginiano.

Regionalmente, la Formación Springhill se apoya mediante discordancia erosiva sobre el Complejo El Quemado. En algunos sectores en cercanías del arroyo Correntoso la discordancia es suave y angular. Mantiene un pasaje superior transicional con la Formación Río Mayer, pero en la zona de estudio ese contacto está cubierto o suprimido tectónicamente.

Ambiente de depósito

La Formación Springhill es una secuencia granodecreciente con una sección continental representada por areniscas y conglomerados cuarzosos de ambiente fluvial y depósitos de canal.

También cuenta con una sección de planicie de inundación representada por pelitas carbonosas. Los restos de invertebrados y las pelitas negras representan facies marinas para las cuales Ramos (1979) sugiere un ambiente intertidal, cuyos depósitos engranan lateralmente hacia el sudoeste con la Formación Río Mayer.

3.4 Formación Río Mayer

Antecedentes

El nombre se origina como *Rio Mayer Beds*, acuñado por Hatcher (1897) al referirse a pelitas oscuras con amonites en las cabeceras del río Mayer. Posteriormente Riccardi (1971) identifica las pelitas amoníticas que se apoyan discordantemente sobre las volcanitas jurásicas y las renombra Formación Río Mayer.

Distribución areal

Los depósitos pelíticos se distribuyen de manera generalizada en toda la Cuenca Austral, tanto en afloramiento como en subsuelo. En su gran extensión reciben distintos nombres. Ramos (1976) los reconoce en cercanías al Lago Fontana (Chubut) con el nombre de Formación Katterfeld, mientras que Kranck (1932) ya los había descrito en Tierra del Fuego, bajo la denominación Formación Yaghan.

Ronda (2015) registra rocas de esta unidad plegadas en la zona ubicada entre las sierras Baya y de las Vacas (Figura 1.2).

En la zona de estudio aflora de manera continua a orillas del río Lista, al sur de la Estancia El Roble (Figura 3.1), que es donde se levantó un perfil de detalle (Figura 3.7). La base de la unidad no fue identificada pero sí el techo.

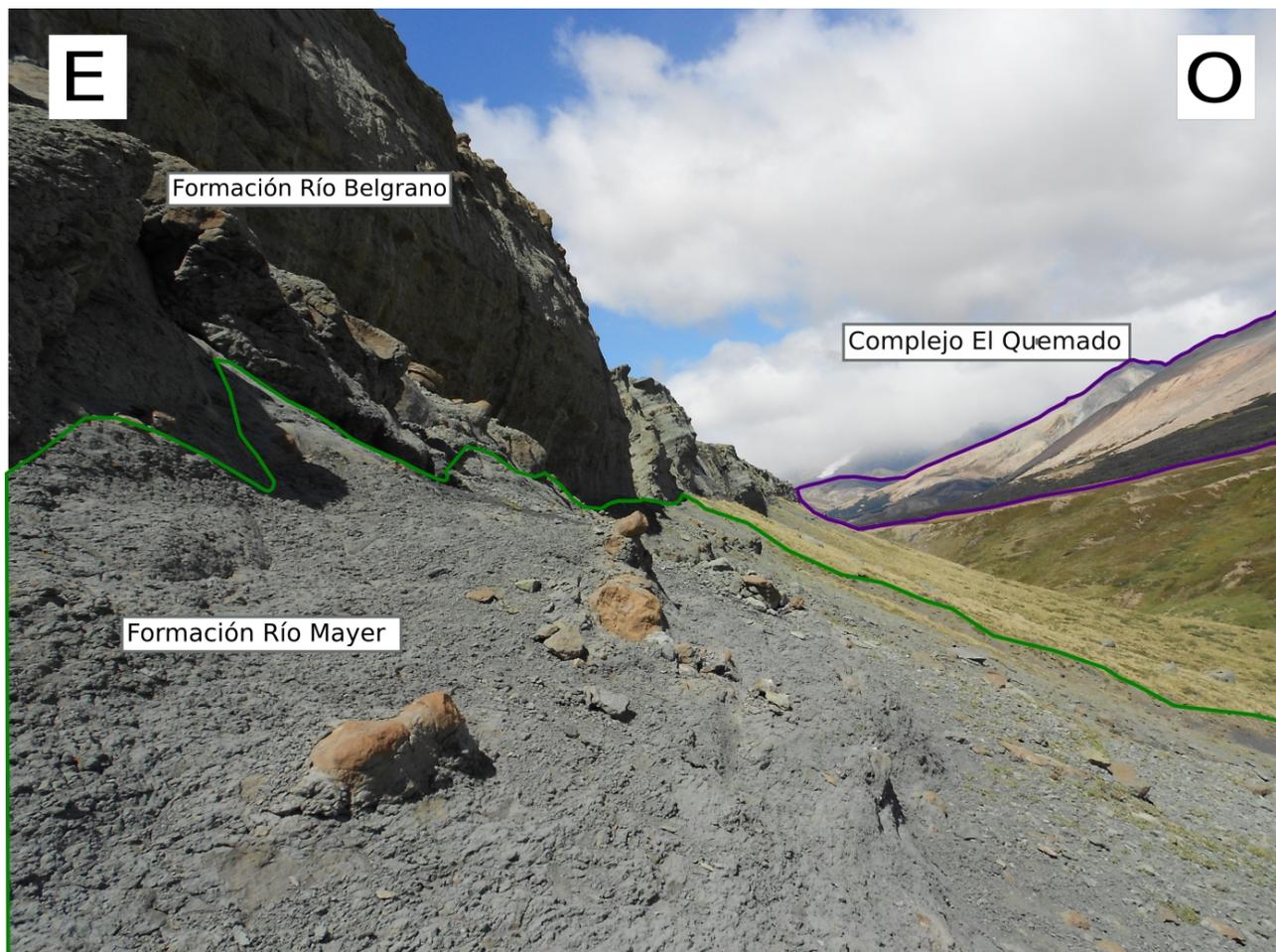


Figura 3.7: Vista hacia el sur del valle del Río Lista en donde se levantó el perfil de detalle.

Litología y espesores

La Formación Río Mayer se constituye principalmente por pelitas negras portadoras de alto contenido fosilífero y nódulos calcáreos, en especial hacia su tope. Riccardi (1971) describe pelitas laminadas de color gris oscuro a negro con intercalaciones de bancos calcáreos y arenosos.

Riccardi y Rolleri (1980), le asignan aproximadamente 600 m en el Lago Belgrano, mientras que en su localidad tipo tendría aproximadamente 450 m (Hatcher, 1897).

Relañez (2014) registra 70 m de espesor para la formación Río Mayer en el arroyo La Potranquita. Ronda (2015) le asigna un espesor de 90 m en su sección del Chorrillo del medio, en cercanías a la Sierra de las Vacas (Figura 1.1), mientras que Aramendía *et al.* (2018) le asignan un

espesor de 80 m en su perfil de la Veranada de Gómez en el lago Pueyrredon.

En el perfil levantado al sur de la estancia El Roble se reconocieron 90 m de espesor de afloramiento correspondientes a la parte superior de la unidad (Figura 3.8). Se tomaron muestras para hacer análisis palinológico cada 25 m (indicadas por estrellas verdes en Figura 3.8; véase los resultados y su análisis en el Capítulo 4, Palinología).

En la zona mapeada, la Formación Río Mayer presenta abundante contenido fósil, principalmente amonites (Figura 3.9). Hacia el tope de la secuencia aumenta la participación de bancos de arena fina y concreciones calcáreas (Figura 3.10), pasando gradualmente hacia arriba a la Formación Río Belgrano.

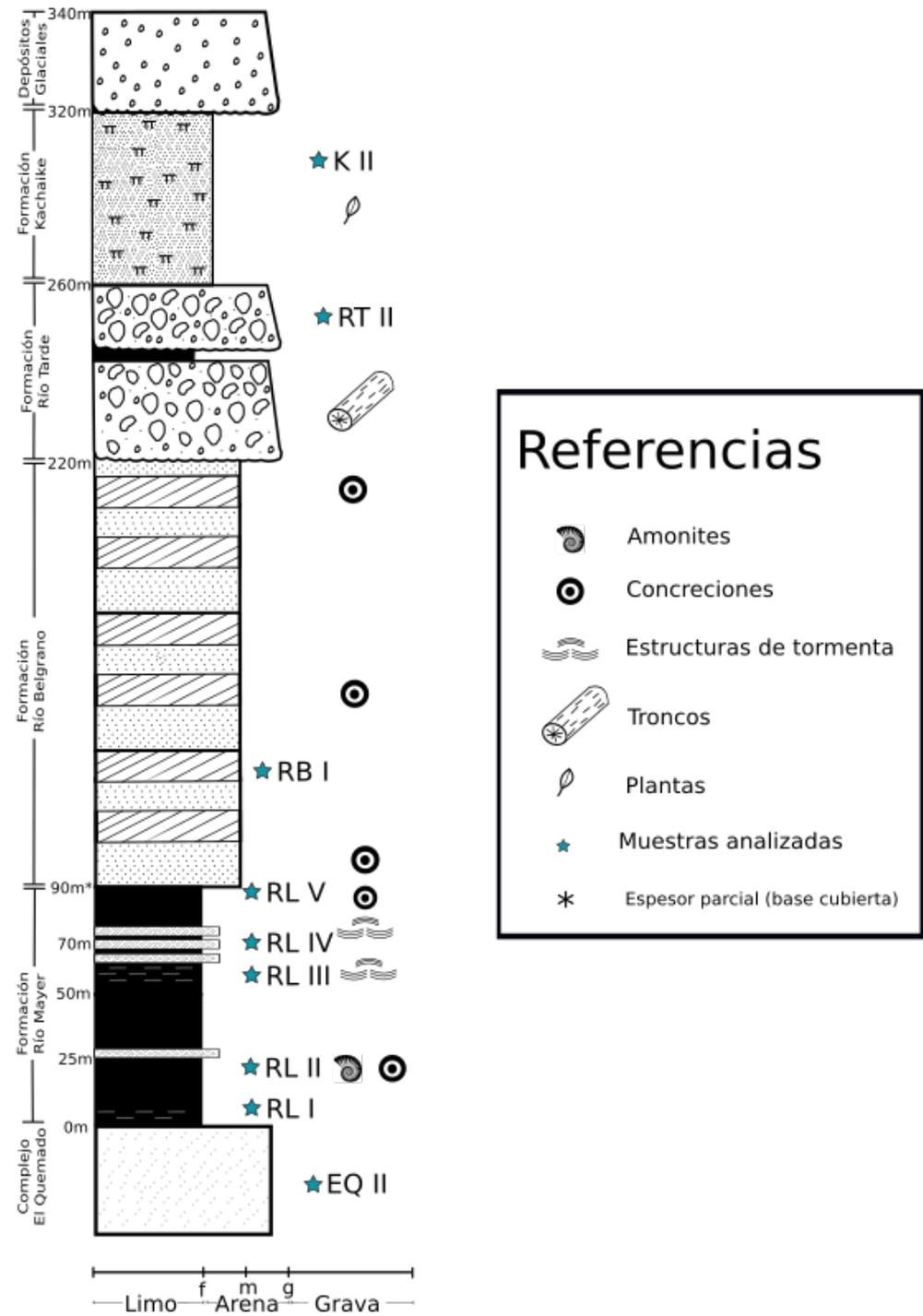


Figura 3.8: Perfil estratigráfico de las unidades sedimentarias cretácicas de la cuenca Austral levantado al sur de la estancia El Roble.



Figura 3.9: Amonites de la Formación Río Mayer. A: Amonite *in situ*. B: Amonite en concreción suelta.



Figura 3.10: Formación Río Mayer con intercalación de areniscas finas con estructuras tractivas.

La sección, cuya base no está expuesta, comienza con 60 m de pelitas negras con amonites de tamaños variados, desde 10 a 20 cm de diámetro, con cierta laminación en la parte superior. Luego intercalan bancos arenosos centimétricos de base neta y plana con laminación horizontal y ondulítica que se interpretan como estructuras de corriente y de tormenta (Figura 3.10). También registra concreciones calcáreas de 5 cm de diámetro, algunas de ellas mineralizadas con pirita y calcopirita, evidenciando ambientes reductores por la presencia de materia orgánica. Hacia la parte superior la pelita cambia a un color violáceo, las concreciones aumentan de tamaño, alcanzando los 15 cm y las intercalaciones de areniscas se hacen más frecuentes.

Barberón *et al.* (2015) analiza la proveniencia de los sedimentos de la Formación Río Mayer a partir de muestras recolectadas al sur de la zona abarcada por este trabajo, concluyendo que la fuente consiste en el reciclado de un orógeno cuarzoso con predominancia del basamento metamórfico representado por la Formación Río Lácteo.

Contenido paleontológico, edad y relaciones estratigráficas

Las primeras menciones sobre el contenido fósil las realiza Hatcher (1897), destacando asociaciones amoníticas como las de *Favrella americana*, *Favrella wilkensi* (Favre), *Aioloceras argentinum* y *Hatchericeras spp.* (Stanton, 1901). El contenido de invertebrados fue estudiado históricamente por Stanton (1901), Favre (1908), Stolley (1912), Bonarelli y Nágera (1921), Leanza (1970), Riccardi (1970), Aguirre-Urreta y Ramos (1981), Aguirre-Urreta y Klinger (1986), entre otros.

En el perfil levantado se han encontrado diversos amonites indeterminados (Figura 3.9). Aguirre-Urreta y Klinger (1986) y Ramos y Aguirre-Urreta (2002) describen la presencia, en esta localidad, de *Colchidites vulanensis australis*, *Sanmartinoceras africanum insignicostatum* y *Phylloceras sp.*

En base a las asociaciones amoníticas reconocidas por Riccardi y Rolleri (1980) se le asigna a la unidad una edad hauteriviana. Por otro lado, el límite superior correspondería al Albiano, en base a la presencia de *Aioloceras* (Riccardi *et al.*, 1987; Aguirre-Urreta y Riccardi, 1988; Riccardi y Medina, 2000). Según Ramos y Aguirre-Urreta (2002) la evidencia fósil permite acotar la edad de la Formación Río Mayer en la región del lago Belgrano a una edad hauteriviana-barremiana temprana.

Hacia el sur el techo de esta unidad se hace cada vez más joven, alcanzando el Aptiano en Loma Pelada, mientras que en la zona del Lago San Martín llega al Albiano temprano (Berberón *et al.* 2015, 2019). De acuerdo a Arbe (2002) se encuentra contenida en el intervalo de 117,5 Ma – 112 Ma, Aptiano-Albiano. El análisis palinológico de las muestras recogidas en la Formación Río Mayer (ver Capítulo 4, Palinología) sugiere una edad aptiana, interpretada a partir de la presencia de polen de angiospermas del tipo *Clavatipollenites* sp.

Regionalmente las pelitas de la Formación Río Mayer se apoyan concordantemente sobre las areniscas de ambiente litoral de la Formación Springhill, constituyendo ambas el sistema petrolero de la Cuenca Austral. En la zona de estudio no pudo reconocerse el piso de la unidad, pero en zonas aledañas se apoya discordantemente sobre las vulcanitas jurásicas del Complejo El Quemado. Ghiglione *et al.* (2015) establecen el contacto superior en base a cambios granulométricos. En la zona recorrida se identifica este cambio y se asocia al comienzo de sistemas progradantes, representados por areniscas y conglomerados finos de la base de la Formación Río Belgrano (Figuras 3.7 y 3.11).



Figura 3.11: Pasaje transicional de las pelitas de la Formación Río Mayer a las areniscas finas de la Formación Río Belgrano.

Ambiente de depósito

El depósito de los sedimentos finos que conforman las pelitas de la Formación Río Mayer habría tenido lugar en un ambiente de aguas calmas, con fondos reductores y con una temperatura promedio de 25°C (Gómez Dacal. *et al.*, 2019), a juzgar por su contenido fósil y el color oscuro. La presencia de granos de polen (ver capítulo 4. Palinología) indica un ambiente cercano a la línea de costa (Pothe de Baldis y Ramos, 1980). La porción inferior de esta unidad representaría la máxima inundación registrada en Cuenca Austral, generada por la subsidencia térmica (Ramos y Aguirre-Urreta, 2002; Arbe, 2002). De acuerdo a Arbe (2002), la porción superior de esta formación ya registraría el inicio de un subciclo regresivo iniciado en el Hauteriviano (Figura 3.12). Richiano *et al.* (2012) proponen una evolución paleoambiental integral para esta unidad, describiendo un pasaje

de condiciones de plataforma externa a interna, y a ambientes de prodelta hacia la parte superior. Esta interpretación coincide con las observaciones de campo en las que se reconocen pelitas negras de ambientes marinos distales y por encima bancos arenosos que indicarían el pasaje a ambientes costeros proximales. El hallazgo en todos los niveles de elementos marinos, microforaminíferos y dinoflagelados y su menor participación en las capas superiores apoya esta interpretación. Aramendía *et al.* (2018) interpretan esta formación en el Lago Pueyrredón como una plataforma silicoclástica de baja energía con episodios de mayor energía evidenciados en las areniscas que se intercalan con las pelitas.

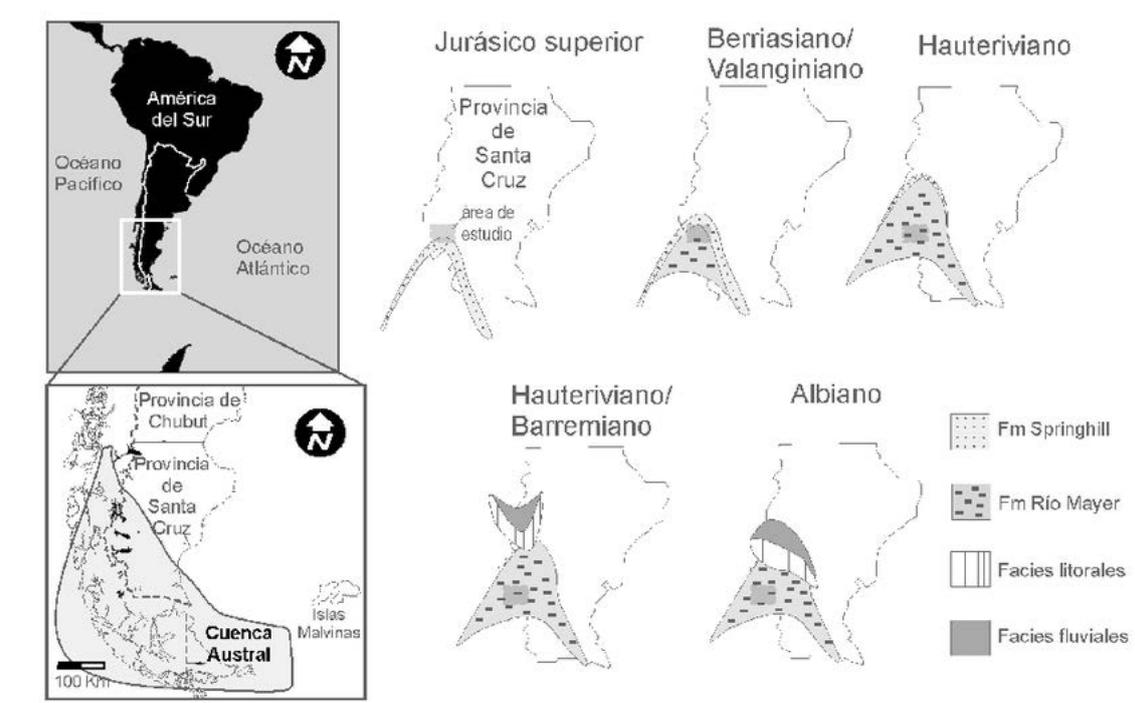


Figura 3.12: Sedimentación de la Cuenca Austral desde el Jurásico superior hasta el Albiano. Modificado de Arbe, (2002).

3.5 Formación Río Belgrano

Antecedentes

Hatcher (1987) es quien define los “Río Belgrano Beds”. Posteriormente Ramos (1979) los formaliza e incluye en su Grupo Lago Pueyrredón. Finalmente, Arbe (1986) describe la formación y la divide en un miembro inferior y uno superior.

Distribución areal

Los afloramientos más septentrionales de la Formación Río Belgrano ocurren en las nacientes del río Ghío (Figura 1.1). También se encuentra bien representada en los ríos Furioso, Belgrano y Tarde. En Ramos y Aguirre-Urreta (2002) se establece que su límite sur coincide con la Loma Pelada, aunque Relañez (2014) la registra un poco más al sur en el arroyo La Potranquita. También se encuentra bien representada a lo largo de la margen oriental del río Belgrano en la zona de la Sierra de las Uñas (Boixart, 2017).

En la zona de estudio fue reconocida en un afloramiento continuo y elongado en el sentido N-S en la margen oriental del río Lista (Figura 3.1).

Litología y espesores

A escala regional, esta unidad presenta variaciones faciales en dirección noroeste-sudeste (Ramos y Aguirre-Urreta, 2002), variando las litologías halladas según su localización. Arbe (1986) la subdivide en dos miembros, estando el inferior representado por vaques verdes y arenitas, mientras que el superior incluye a la litofacies de limolitas verdes y areniscas con laminación entrecruzada en artesa.

Relañez (2014) releva una sección de 110 m de espesor en el sector de Arroyo La Potranquita en donde intercalan bancos pelíticos y arenosos con estructuras de corriente y concreciones rojizas. A su vez, Ronda (2015) registra 41 m de espesor de esta unidad en su sección del Chorrillo del Medio. Por su parte, Boixart (2017), le asigna un espesor de 100 m en la sección que levanta en la zona de la sierra de las Uñas.

En la zona relevada durante este trabajo, la Formación Río Belgrano está formada por 130 m de areniscas de color verde y gris verdoso, con intercalaciones de pelitas negras, verdes y grises (Figura 3.13A), delgados niveles de calizas y areniscas calcáreas (Figura 3.13B), en ocasiones formando nódulos marrones de areniscas calcáreas de forma elipsoidal, a los que frecuentemente se asocia la presencia de amonites. Adicionalmente, en las areniscas son comunes las estructuras de corriente como la estratificación entrecruzada tabular planar.

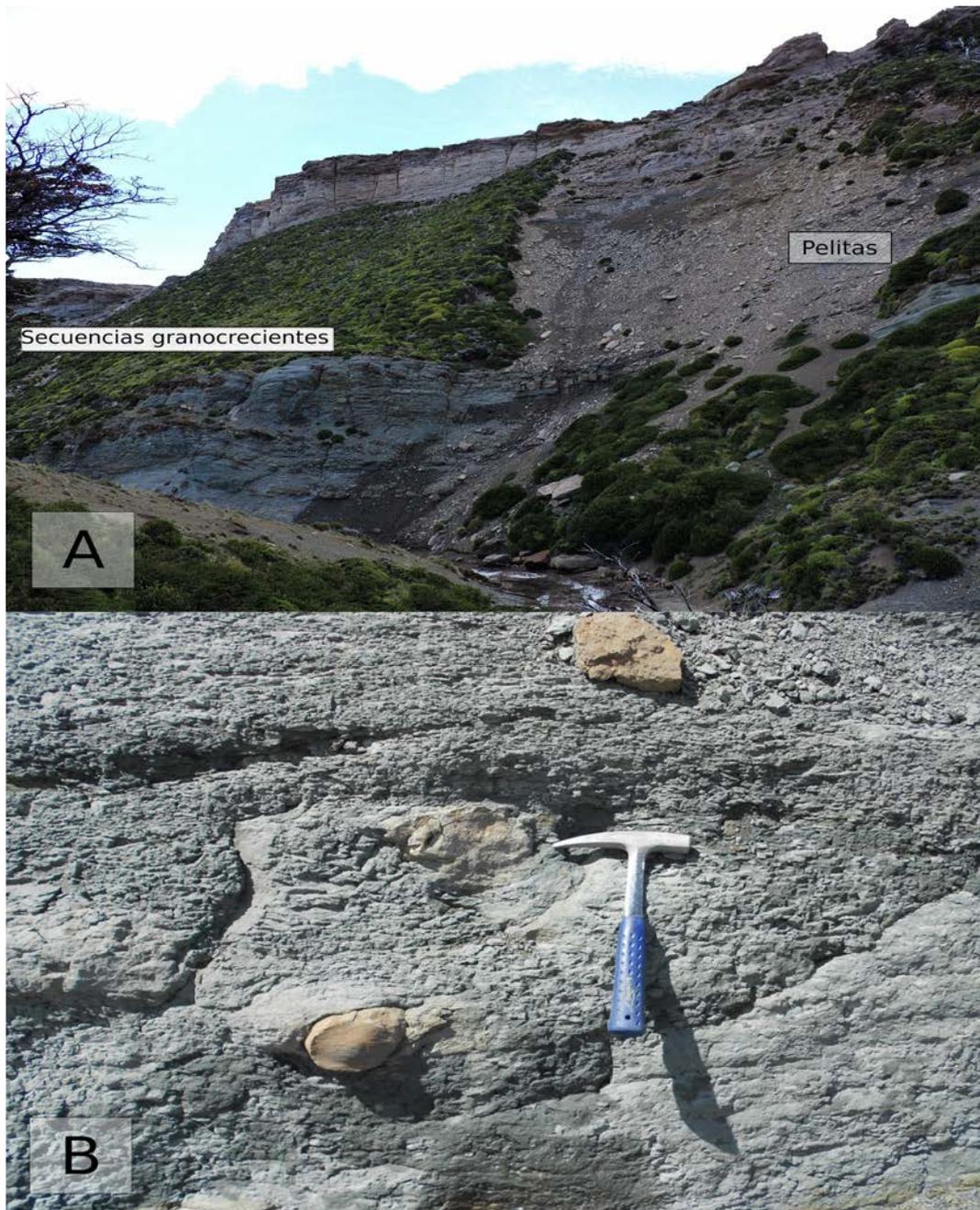


Figura 3.13: (A) Formación Rio Belgrano en donde se observan dos secuencias granocrecientes apiladas, interdigitadas con pelitas negras, que corresponden a depósitos litorales que progradan sobre ambiente marino somero. (B) detalle donde se reconocen concreciones calcáreas de 15 cm de diámetro en un banco de arenisca mediana.

La muestra de mano RBI, recolectada en el perfil levantado (Figura 3.8), está representada por una arenisca de color gris verdoso, bien consolidada y bien seleccionada con moda en arena fina, presentando una textura clasto-sostén.

Al microscopio petrográfico puede reconocerse una fracción clástica, matriz y cemento. Los clastos se componen de líticos metamórficos y volcanitas cloritizadas (Figura 3.14), granos de cuarzo con bordes recrystalizados y contactos rectos y cóncavo-convexos, feldespatos, plagioclasas y micas flexuradas por efecto de la compactación. La matriz es escasa y está compuesta por material sericítico y silíceo. El cemento se compone por parches de óxido y carbonato. La roca se clasifica como arenita lítica según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn, (1987), o como litoarenita según Folk, (1970).

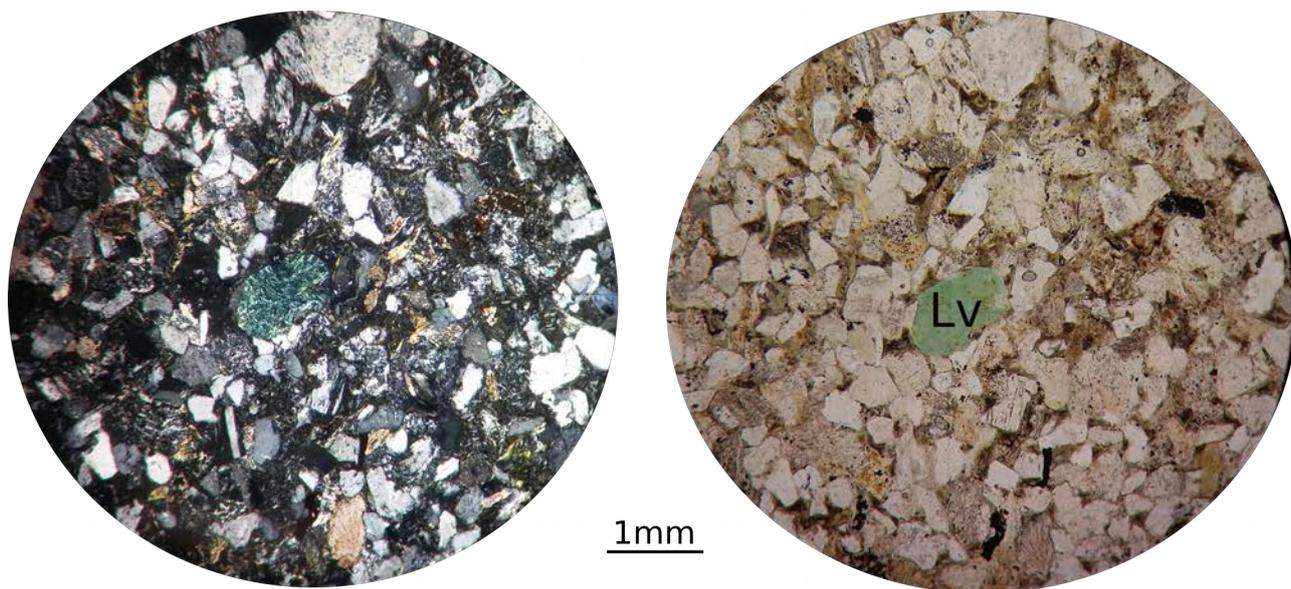


Figura 3.14: Microfotografías del corte petrográfico de la muestra RBI. Se reconocen abundantes clastos líticos y se destaca un lítico volcánico (Lv) altamente alterado a clorita. También granos de cuarzo, feldespatos y plagioclasas. A la izquierda con nicoles cruzados y a la derecha con nicoles paralelos.

En cuanto a la proveniencia de los sedimentos, Barberón (2015) concluye que los sedimentos de esta unidad habrían tenido una fuente de orógeno reciclado y de arco con predominancia del basamento metamórfico representado por la Formación Río Lácteo.

Contenido paleontológico, edad y relaciones estratigráficas

Ramos y Aguirre-Urreta (2002) la asignan al Hauteriviano-Barremiano basándose en la presencia de *Favrella americana* y *Hatchericeras*, reconocidos en el cañón del río Tarde. Ghiglione

et al. (2015) datan a la formación por el método U-Pb en circones detríticos, encontrando una edad máxima de depositación de 122 Ma, correspondiendo al período Aptiano.

El contacto inferior con las pelitas de la Formación Río Mayer es transicional al igual que el superior con los depósitos de la Formación Río Tarde (Figura 3.15).

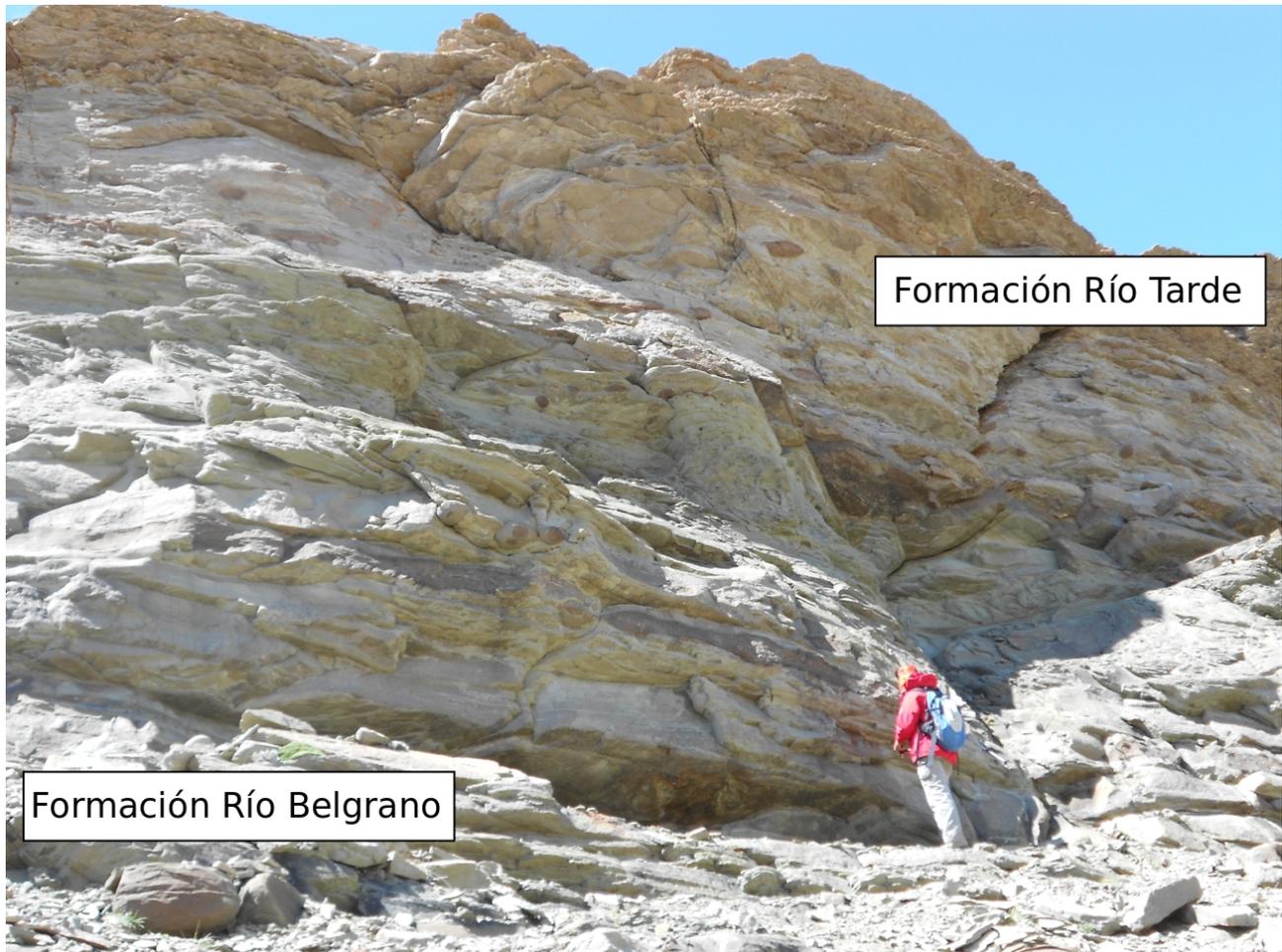


Figura 3.15: Pasaje transicional entre las areniscas con concreciones calcáreas de la Formación Río Belgrano y los conglomerados matriz-sostenidos de la Formación Río Tarde.

Ambiente de depósito

La formación Río Belgrano representa sistemas fluviales de alta energía intercalados con bermas de playa en contexto de un ambiente deltaico y las incluye en su *subciclo Río Tarde* (SR1), marcando una importante regresión para el sector noroccidental de la Cuenca Austral (Arbe, 2002).

Aramendía *et al.* (2018) interpretan a la Formación Río Belgrano como la continuación de una regresión marina que ya se expresaba en la parte superior de la Formación Río Mayer y que muestra una transición de una plataforma externa a condiciones litorales de alta energía, evidenciadas en las estructuras sedimentarias tractivas y en la presencia de conchillas retrabajadas.

En la zona recorrida, el pasaje transicional con la Formación Río Mayer y la presencia de amonites en la Formación Río Belgrano son rasgos que combinados con la presencia de estructuras de corriente dan indicios de que al menos la parte inferior debería responder a un ambiente marino somero o deltaico.

Se han tomado seis datos de paleocorrientes con resultados muy cercanos entre sí, arrojando un promedio de 170° e indicando un sentido general de progradación del sistema hacia el sur.

3.6 Formación Río Tarde

Antecedentes

Esta unidad es reconocida por Hatcher (1900) quien la diferencia en dos secciones, ambas reunidas por Ramos (1979) bajo la denominación de Formación Río Tarde. Diversos autores como Feruglio (1931, 1938, 1949), Borrello (1943) y Bianchi (1967) entre otros, designaron a estos depósitos *Chubutense*. Ramos (1982a) propuso la sección tipo en el cañón del río Tarde, donde alcanza su mayor desarrollo y exposición. Allí reconoció una sección inferior, epiclástica sin participación piroclástica, y una superior con participación piroclástica, equivalente a la Formación Kachaike. Giacosa y Franchi (1997) mapearon los afloramientos en la región de los lagos Belgrano y Posadas. Más recientemente, Cataldi (2017) levantó un perfil de detalle de la formación Río Tarde en el cañón del río Tarde.

Distribución areal

Regionalmente se encuentra representada en las zonas de la sierra Baya (Ronda, 2015), en las inmediaciones de los lagos Pueyrredón y Posadas (Cataldi 2017; Aramendía *et al.*, 2018), y en el Río Belgrano (Giacosa y Franchi, 1997; Boixart, 2017).

En la zona de estudio tiene afloramientos continuos de rumbo norte-sur, sobre la margen oriental del río Lista (Figura 3.16), al sur de la estancia El Roble (Figura 3.1) y se encuentra muy

bien representada en el Río Belgrano, al norte de la zona de estudio.



Figura 3.16: Sucesión de unidades cretácicas y neógenas. RB= Río Belgrano, K= Kachaíke, SC= Santa Cruz/Centinela. Vista al sur desde el valle del río Lista.

Litología y espesores

En el río Tarde, al sur de la Hoja Lago Buenos Aires, Homovc (1980) describió a la unidad en su perfil tipo, donde la separó en una sección inferior y otra superior. La primera está constituida

por conglomerados y areniscas, y la segunda por una secuencia bien estratificada de tobas y tobas arenosas de colores verdes, blancos y amarillos, con algunas areniscas rojas intercaladas. Cataldi (2017) reconoce 162 m de espesor en dicha localidad, conformados de conglomerados, areniscas y pelitas rojizas.

En la zona relevada la Formación Río Tarde aflora con un espesor de 40 m y se encuentra representada por areniscas de color pardo rojizo y conglomerados. Los conglomerados tienen clastos de hasta 10 cm de diámetro, compuestos por cuarzo, metamorfitas y volcanitas, en una matriz arenosa con cemento calcáreo y ferruginoso (Figura 3.17). Se presentan en bancos de unos 2 m de potencia con estratificación entrecruzada, comúnmente tienen intercalaciones de lentes arenosas dispuestas como relleno de canales y restos de troncos silicificados (Figura 3.18) que se encuentran orientados según la paleocorriente que expresa un rumbo de 170°.

Debido a las grandes diferencias litológicas entre ambos miembros de la Formación Río Tarde, y de acuerdo a las observaciones de campo realizadas, los conglomerados rojizos aquí descritos se correlacionan litológicamente con el miembro inferior de la unidad en su área tipo. Por su parte, la sección superior descrita para el cañón del Río Tarde será correlacionada aquí con la Formación Kachaike, dadas las notables similitudes litológicas entre ambas unidades.



Figura 3.17: Conglomerados clasto sosten de la Formación Río Tarde en el perfil levantado a la latitud de 48°sur.



Figura 3.18: Troncos silicificados de la Formación Río Tarde. A: Tronco *in situ* con restos de carbón encontrado en las inmediaciones de la estancia El Roble. B: Tronco *in situ* orientado según la paleocorriente.

Durante el levantamiento del perfil se tomó la muestra RTII, descrita como una arenisca rojiza bien consolidada. La muestra presenta buena selección con moda en arena mediana y una textura clasto-sostén.

En una vista microscópica (Figura 3.19) se observa que la roca está compuesta por una fracción clástica (85%) y cemento (15%). La fracción clástica se compone mayoritariamente de cuarzo mono y policristalino, feldespatos alterados a arcillas, y plagioclasas alteradas a carbonatos. En igual proporción se reconocen micas de tipo moscovita. También presenta líticos metamórficos. El cemento consiste en óxidos de hierro y carbonatos. Según estas características, la roca se clasifica como arenita subarcósica según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn (1987), o como arcosa según Folk (1970).

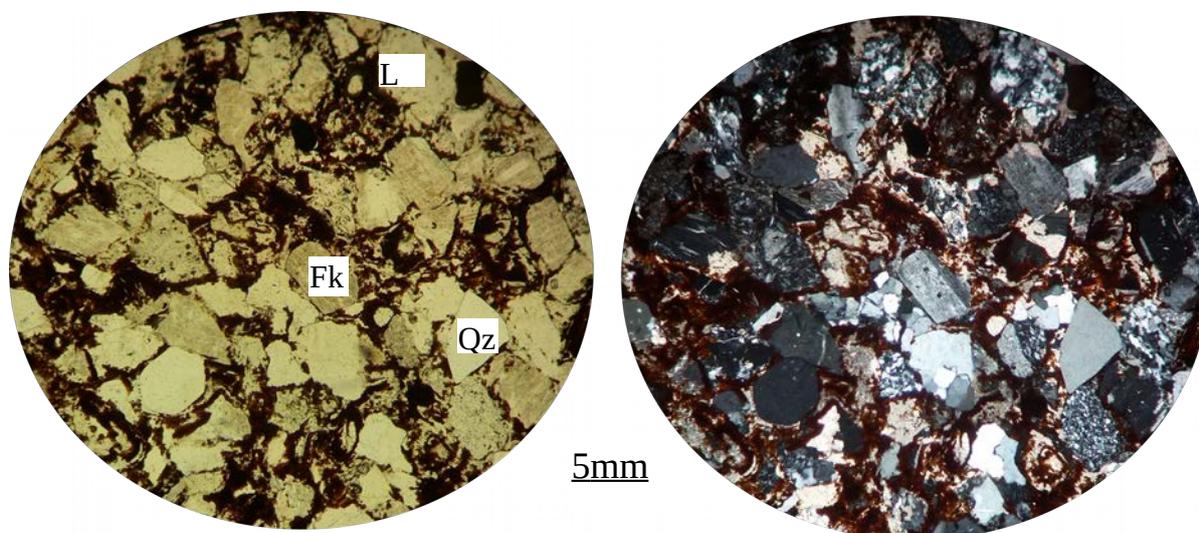


Figura 3.19: Vista microscópica de la muestra RTII. A la izquierda con nicoles paralelos y a la derecha con nicoles cruzados. Se reconoce abundante cemento de óxidos de hierro y los clastos bien seleccionados. Qz= Cuarzo, Fk= Feldespato potásico, Lm= Líticos metamórficos.

En referencia a la proveniencia de los clastos de la Formación Río Tarde, Barberón (2015) le asigna como fuente el reciclado de un orógeno cuarzoso con predominancia de la Formación Río Lácteo. En cuanto a los líticos volcánicos tendrían como fuente el magmatismo jurásico, aunque es indeterminado si pertenecen a afloramientos del Complejo El Quemado ubicado al oeste, o a los complejos aflorantes en el Macizo del Deseado, al este. Las dataciones U-Pb de circones detríticos (Ghiglione *et al.*, 2015) se correlacionan con edades similares a las del macizo del Deseado.

Relaciones estratigráficas y edad

Al sur del lago Burmeister la unidad tiene relación concordante con las infrayacentes psamitas de la Formación Río Belgrano y engrana lateralmente con la Formación Kachaike (Ghiglione *et al.* 2015). En la zona de estudio la Formación Río Tarde tiene un pasaje transicional en su base con la Formación Río Belgrano mientras que superiormente mantiene un contacto erosivo con las areniscas tobáceas de la Formación Kachaike.

En cuanto a la edad, Hogg (en Volkheimer, 1968) reconoció en los estratos aflorantes en el lago Pueyrredón contenido fósil de edad cretácica temprana. Sobre esta base y sus relaciones estratigráficas con la Formación Kachaike que presenta intercalaciones marinas con ancylocerátidos de edad aptiana, Ramos (1982a) consideró que la Formación Río Tarde tiene una edad aptiana, pudiendo abarcar parte del Albiano. Más recientemente se han datado circones detríticos de la Formación Río Tarde inferior (Ghiglione *et al.*, 2015) por medio del método U-Pb, dando como resultado una edad mínima de depositación de 122-118 Ma ubicándola durante el periodo Aptiano-Albiano.

Ambiente de depósito

La Formación Río Tarde representa un ambiente fluvial de alta energía, con depósitos de canal y de planicie de inundación en un contexto de regresión (Giacosa *et al.*, 2001; Escosteguy *et al.*, 2003). Según Ramos y Aguirre-Urreta (2002) el ambiente de sedimentación es mixto, pasando de un ambiente litoral costero a uno continental fluvial, con diversas oscilaciones del nivel del mar (Ramos, 1979; Aguirre-Urreta y Ramos, 1981). Basándose en la abundancia de conglomerados con estructuras tractivas, Aramendía *et al.* (2018) interpretan esta unidad como barras gravosas en un ambiente de fluvial entrelazado con preservación de la planicie de inundación.

La estratificación entrecruzada en areniscas y conglomerados lentiulares, las lentes de pelitas y la disposición de los troncos observados en el campo, refuerzan la interpretación de la Formación Río Tarde como un ambiente fluvial con depósitos de canal y planicie de inundación.

3.7 Formación Kachaïke

Antecedentes

La denominación *Estratos de Kachaïke* fue aplicada por primera vez por Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938). Posteriormente Riccardi y Rolleri (1980) la redefinen como Formación Kachaïke. Aguirre-Urreta y Ramos (1981) mantienen esta denominación. En este trabajo se continuará con esa nomenclatura, pero considerando que sigue bajo discusión el nombre de los depósitos aptiano-albianos volcánoclasticos de la Cuenca Austral siendo que otros autores se refieren a esta unidad como Río Tarde superior.

Distribución areal

La Formación Kachaïke y equivalentes se reconocen principalmente entre los lagos Buenos Aires y Burmeister (Giacosa *et al.*, 2001). En la zona de estudio se encuentra ampliamente representada sobre las psamitas y psefitas referidas como Formación Río Tarde (Figura 3.1).

Litología y espesores

La Formación Kachaïke se encuentra representada principalmente por areniscas tobáceas de grano medio, de color blanco verdoso y tufitas de grano fino de color gris claro (Riccardi, 1971). Además, presenta importantes variaciones faciales y paleontológicas (Riccardi y Rolleri, 1980).

En la zona de estudio esta unidad presenta un arreglo de capas blanquecinas, delgadas y tabulares, muy bien estratificadas (Figura 3.20(A)). Está conformada por rocas psamíticas y pelíticas con aporte piroclástico variable y tobas con restos fósiles de plantas (Figura 3.20(B,C)). Los restos vegetales presentan mayor grado de silicificación a los encontrados en la Formación Río Tarde, debido a que se preservaron en un ambiente volcánoclastico.



Figura 3.20: **A:** Vista hacia el norte de un afloramiento de la Formación Kachaike ubicado 1,5 km al sur de la Estancia El Roble, en donde se observan los bancos de tobas finas estratificadas. **B:** detalle de tobas y areniscas tobáceas, y **C:** restos vegetales.

En el sector donde se levantó el perfil se tomó la muestra KII, descrita como una roca de color gris claro, formada por una matriz de grano fino y fragmentos de cristales y líticos. Los cristaloclastos presentes son de feldespato y biotita. Los litoclastos son de 2 mm de diámetro, equidimensionales. La matriz es de color blanco y parece estar constituida por ceniza volcánica.

Se realizó un corte petrográfico de la muestra KII (Figura 3.21) y en un análisis microscópico se reconoce como una roca piroclástica formada por una matriz y piroclastos. La

matriz se compone de material pelítico de baja cristalinidad, probablemente trizas vítreas muy finas. Los cristaloclastos y litoclastos se encuentran inmersos en una matriz de grano fino. Los cristaloclastos están representados por granos angulosos de feldespato y biotita. El feldespato constituye el 70% de los cristaloclastos y se muestra subhedral, mientras que las micas el restante 30%. Los litoclastos son materiales accesorios y juveniles, de origen volcánico y bien redondeados. Se reconocen también fragmentos pumíceos de mayor tamaño. De acuerdo al tamaño de grano la roca se clasifica como una toba y teniendo en cuenta la composición de la fracción clástica, corresponde a una toba cristalina (Schmid, 1981).

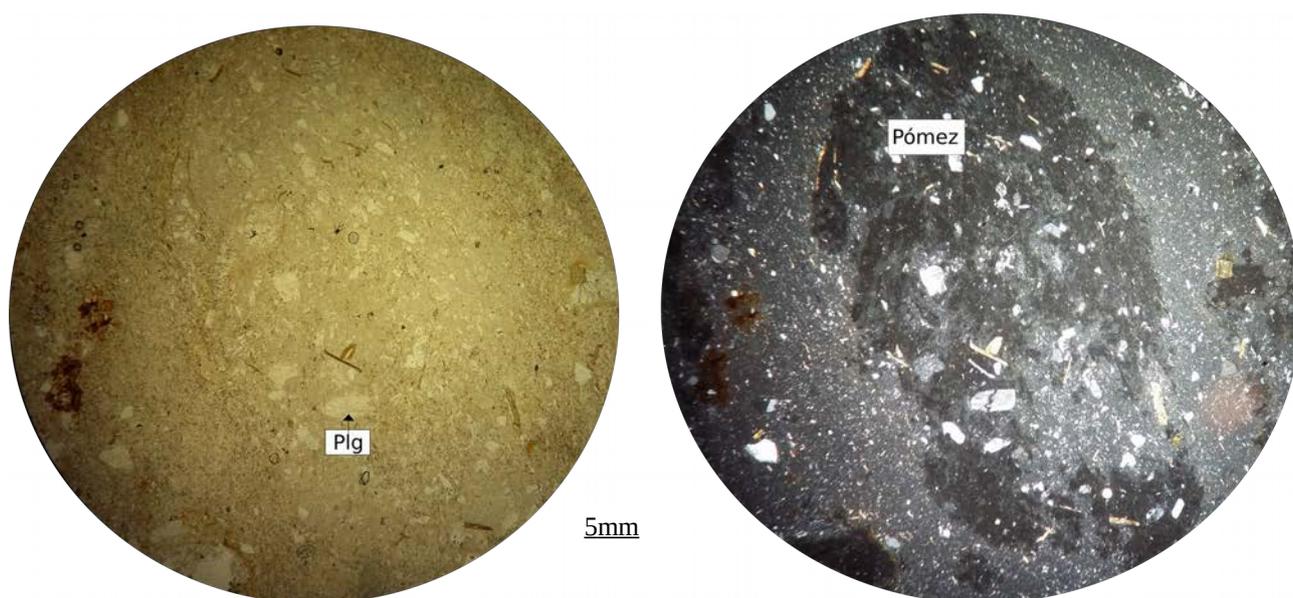


Figura 3.21. Corte petrográfico de la muestra KII. A la izquierda con nicols paralelos y a la derecha con nicols cruzados. Se reconoce un fragmento pumíceo. Plg= Plagioclasa.

En cuanto a los espesores, es necesario integrar la información al respecto debido a la variedad de nombres que recibe. La Formación Kachaike se correlaciona hacia el norte con unidades volcanoclásticas tales como el Grupo Divisadero (Ramos, 1979; Riccardi y Rolleri, 1980) y el Grupo Baqueró en el macizo del Deseado. En el lago Posadas engrana lateralmente con el miembro superior de la Formación Río Tarde (Ramos, 1979) y al norte, en Chile, con la Formación Chile Chico del grupo Divisadero (Ramos, 1989).

Riccardi y Rolleri (1980) le asignan 100 m en Piedra Clavada y 245 m en el Lago San Martín. Hatcher (1903) reconoce al menos 100 m de espesor en el Lago Pueyrredón.

Relañez (2014) releva un espesor de 130 m en el perfil que realiza en las inmediaciones de la Estancia La Florida, en Arroyo La Potranquita.

Cataldi (2017) realiza un perfil sobre la ladera sur del lago Posadas donde reconoce 206 m de espesor para el miembro superior de la Formación Río Tarde, equivalente a la Formación Kachaïke en el presente trabajo, mientras que en la zona de estudio se le asigna un espesor de 60 m (Figura 3.8).

Contenido paleontológico, edad y relaciones estratigráficas

Archangelsky y Llorens (2009) estudian polen de angiospermas presente en esta formación. Ramos y Aguirre-Urreta (2002) citan la presencia de frondes muy bien conservadas de *Gleichenites sanmartinii*, *Sphenopteris psilotoïdes*, y *Ptilophyllum antarcticum*, las cuales forman parte de la flora cretácica descrita en la Formación Kachaïke por Longobucco *et al.* (1985). Ramos y Aguirre-Urreta (2002) mencionan la presencia de *Tropaeum sp.*

En base al contenido palinológico y el hallazgo de *Tropaeum sp.* se asigna a esta unidad una edad aptiana-albiana. Ramos y Drake (1987) han realizado dataciones mediante el método K/Ar en tobas de la Formación Kachaïke, obteniendo edades mínimas de 99 y 97 Ma (Cenomaniano).

La Formación Kachaïke tiene contacto basal neto con las areniscas conglomerádicas de la Formación Río Tarde. En algunos sectores la base es erosiva (Figura 3.22). Hacia el techo pasa transicionalmente a las limolitas de la Formación Cardiel, aunque dicho contacto no fue reconocido en el campo sino a partir de imágenes satelitales.



Figura 3.22 Contacto entre las formaciones Río Tarde y Kachaike, con base erosiva.

Ambiente de depósito

De acuerdo a Arbe (2002) y en concordancia con Riccardi y Rolleri (1980), la Formación Kachaike estaría compuesta por sistemas de abanicos deltaicos retrogradacionales con una importante actividad de un arco volcánico ubicado al noroeste de la cuenca. Estos ambientes transicionales fueron definidos para la zona del lago San Martín, al sur de la zona de estudio. Dado que los sistemas progradan hacia el sur, es coherente que en la zona de estudio se encuentren solo facies continentales. Este vulcanismo estaría asociado al del Grupo Divisadero, ampliamente desarrollado a lo largo de la Cordillera Patagónica (Giacosa y Franchi, 1997). A partir del hallazgo de fósiles continentales durante las tareas de campo realizadas al sur de la Estancia El Roble se infiere un ambiente continental, de menor energía que el ambiente fluvial representado por la Formación Río Tarde y con gran aporte piroclástico.

3.8 Formación Cardiel

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Russo y Flores (1972), quienes reconocieron una serie de pelitas y tobos en las barrancas del río Cardiel (Figura 1.1). Riccardi y Rolleri (1980) encuentran equivalencias con los Estratos de Pari Aike (Feruglio en Fossa Mancini *et al.*, 1938).

Distribución areal

De acuerdo a Riccardi y Rolleri (1980) las sedimentitas continentales de la Formación Cardiel y equivalentes, se extienden desde el lago Pueyrredón al norte hasta el lago Argentino al sur (Fig. 1.1). En cambio, Ramos y Aguirre-Urreta (2002) limitan su distribución hasta el lago Belgrano. Relañez (2014) reconoce afloramientos sobre la sierra Baya, al norte de la laguna Sterea (Figura 3.25), mientras que Boixart (2017) la reconoce al norte en el valle del río Belgrano.

En la zona de estudio no se han reconocido estas rocas, pero Escosteguy *et al.* (2017) las reconocen en el faldeo oriental de la sierra de Las Vacas (Figura 3.25), donde se dispone como una delgada faja entre la Formación Kachaiké y el Basalto Posadas.

Litología y espesores

Ramos (1989), registra para la zona de estudio la presencia de “limolitas verdes y rojizas” correspondientes a la Formación Cardiel. En base a esta definición, su presencia fue fotointerpretada en la zona oriental de la Sierra Baya (Figura 3.2), por encima de los depósitos continentales y volcanoclásticos de la Formación Kachaiké.

En el lago Cardiel (Fig. 1.1) el espesor es de 300 m (Riccardi y Rolleri, 1980) mientras que Piatnitzky (1938) le asigna un espesor de 85 m en el perfil del chorrillo Sucio, afluente oriental del río Belgrano.



Figura 3.23: Contacto entre las formaciones Río Tarde y Kachaíke, con base erosiva. (Extraído de Relañez (2014)).

Edad y relaciones estratigráficas

De acuerdo a sus relaciones estratigráficas se le asigna una edad albiana superior-cenomaniana. Arbe (1986) obtuvo edades K/Ar en tobas dentro de esta unidad que arrojaron una edad mínima de 81 ± 10 Ma. De acuerdo a esto, la Formación Cardiel correspondería al intervalo Cenomaniano-Campaniano.

La Formación Cardiel guarda en su base una relación transicional con la Formación Kachaíke. Igualmente lo hace hacia el techo, con la Formación Río Lista. En algunas zonas se encuentra separada por una discordancia erosiva del Basalto Posadas (Boixart, 2017).

Ambiente de depósito

Arbe (1986) interpreta un ambiente fluvio-palustre, asociado a extensas planicies aluviales para esta unidad, que habrían estado vinculadas a ambientes aluviales de mayor energía hacia el oeste (Ramos y Aguirre-Urreta, 2002). La presencia de dinosaurios indicaría un ambiente relativamente cálido y húmedo (Ramos y Aguirre-Urreta, 2002).

3.9 Formación Río Lista

Antecedentes

Las sedimentitas asignadas a la Formación Río Lista fueron descritas por Hatcher (1900), quien fue el primero en reportar la presencia de carbón en capas terciarias continentales en las cabeceras del Río Chico. Estas unidades fueron posteriormente estudiadas por Yacimientos Carboníferos Fiscales. En las cabeceras del Río Lista, donde se define la localidad tipo, se registra una serie de estratos de 100 m de espesor, de origen continental con intercalación de mantos de carbón, dispuestos entre los sedimentos cretácicos continentales de la Formación Cardiel y los marinos de la Formación Centinela. Estos bancos fueron denominados *Listense* por Borello (1943). Es Lapido (1979) quien se refiere a estos estratos como *Formación Lista* y más recientemente Giacosa y Franchi (2001) adecuaron el nombre a *Formación Río Lista*.

La Formación Río Lista se correlaciona con la Formación Río Turbio en la región del río Turbio y con la Formación Ligorio Márquez (Escosteguy *et al.* 2001, 2003) en la región del río Jeinemeni.

Distribución areal

Las sedimentitas denominadas Formación Río Lista se reconocen en el faldeo oriental de la sierra de Las Vacas (Figura 3.24), en cercanías al río homónimo. Sus equivalentes afloran al norte en la región del río Zeballos-Jeinemeni en cercanías al Lago Buenos Aires y al sur en cercanías a río Turbio.

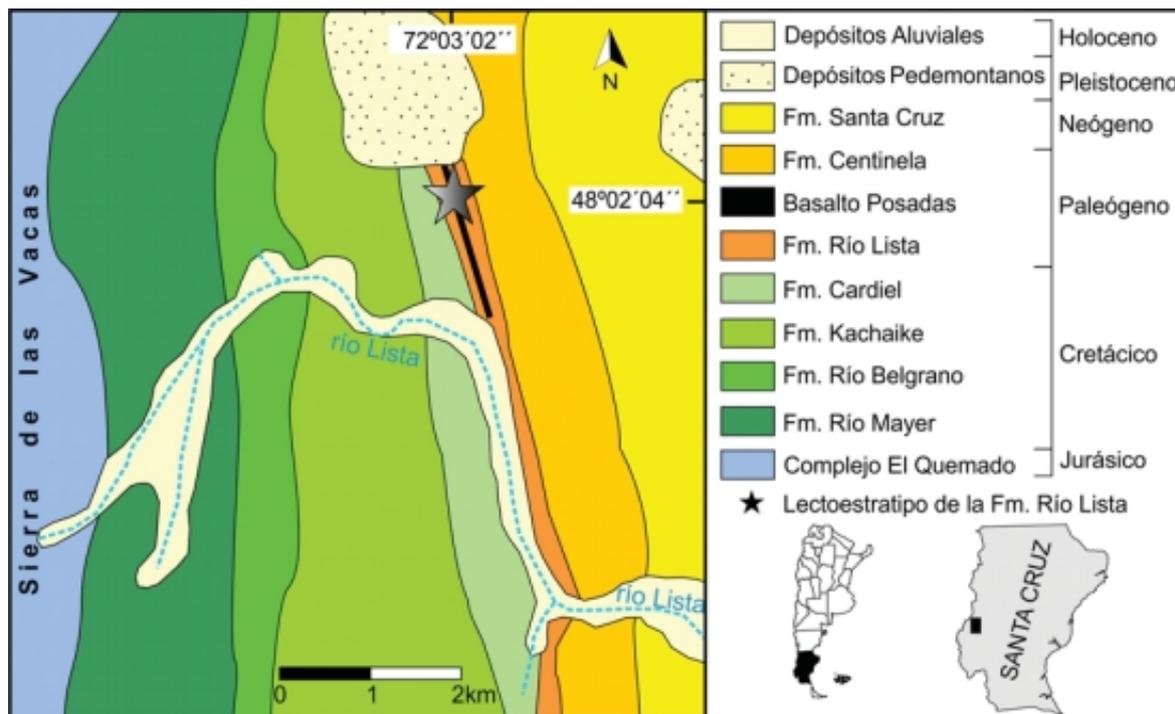


Figura 3.24: Aforamientos de la Formación Río Lista, intercalados con el Basalto Posadas, 5 km al norte de donde Borello (1943) define la localidad tipo (tomado de Escosteguy *et al.*, 2017).

Litología y espesores

La Formación Río Lista es descrita como una secuencia continental psefítica y psamítica, con intercalación de mantos de carbón. Está representada principalmente por conglomerados grises, areniscas de grano medio a grueso, amarillentas, arcilitas castaño-amarillentas, arcilitas oscuras carbonosas y delgados mantos de carbón (Escosteguy *et al.*, 2017).

En su localidad tipo muestra una potencia de 100 m, mientras que en la zona de estudio Escosteguy *et al.* (2017) realizaron un perfil donde reconocen 70 m de conglomerados grises matriz sostenidos con matriz arenosa. También describen areniscas con estratificación paralela, lentes de carbón y arcilitas carbonosas.

Edad y relaciones estratigráficas

En base al contenido fósil reportado se asigna a la Formación Río Lista una edad paleocena tardía-oligocena inferior (Escosteguy *et al.*, 2014)

En cuanto a las relaciones estratigráficas se observa claramente su relación de discordancia erosiva en la base y techo, y en su sección media aparece intercalado el Basalto Posadas. Giacosa y Franchi (2001) reconocen cerca de la estancia El Correntoso un afloramiento de 15 m de espesor donde el Basalto Posadas aparece intercalado en un paquete de pelitas y arcilitas carbonosas asignables a la Formación Río Lista, siendo esta la primera localidad donde se observa la coetaneidad de ambas unidades.

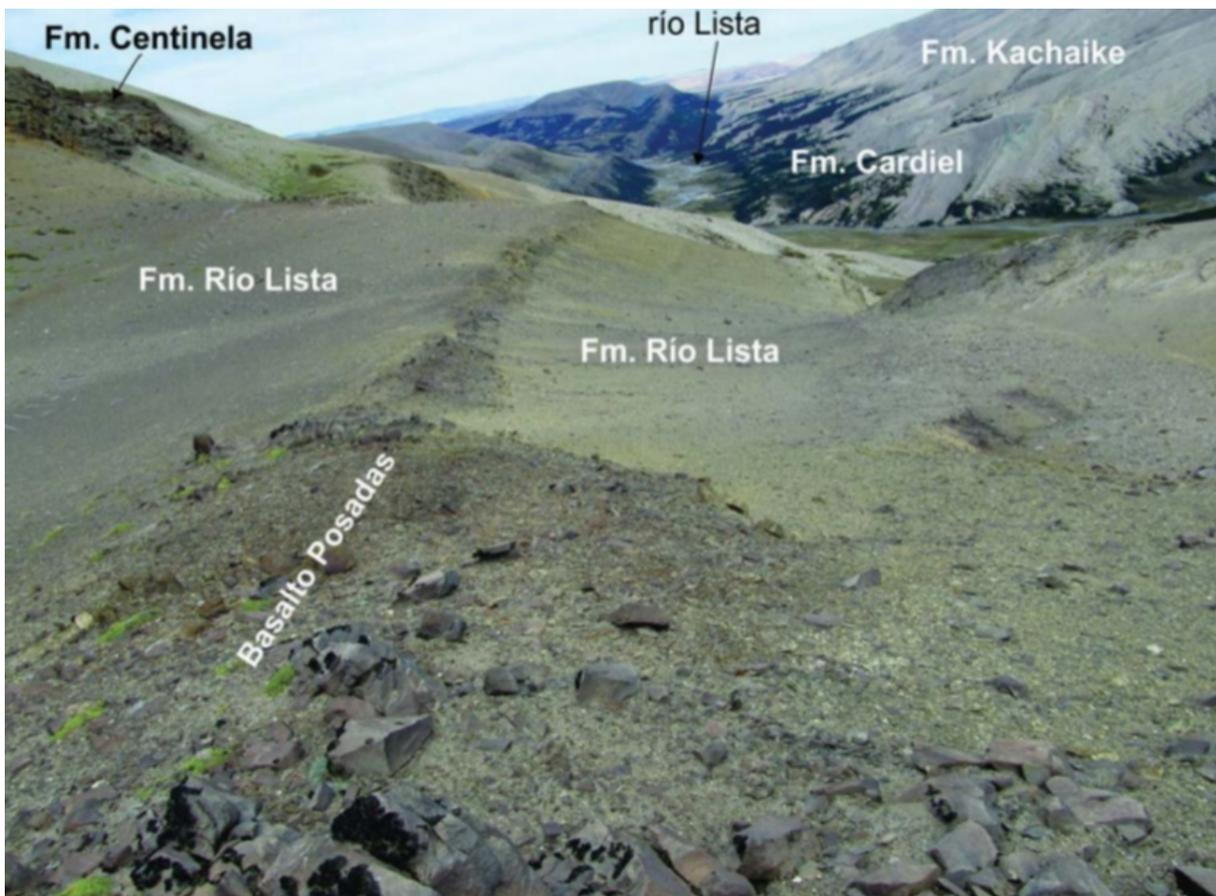


Figura 3.25: Vista hacia el sur en donde se observa el Basalto Posadas intercalado entre las sedimentitas de la Formación Río Lista. Extraído de Escosteguy *et. al.* (2017).

Ambiente de depósito

Escosteguy *et al.* (2017) interpretan un ambiente fluvial de moderada energía con planicie de inundación en transición a ambiente pantanoso.

3.10 Basalto Posadas

Antecedentes

El Basalto Posadas fue descrito por primera vez por Hatcher (1903), quien lo reconoce como una colada basáltica intercalada entre las sedimentitas cretácicas y las cenozicas en la región de los lagos Pueyrredón y Posadas. Posteriormente, Piatnitzky (1938) lo reconoce en cercanías a los lagos Cardiel y Belgrano. Es Riggi (1958) quien le asigna el nombre formacional.

Distribución areal

El Basalto Posadas aflora en la meseta de la Muerte, en la región del lago Cardiel (Piatnitzky, 1938; Ramos, 1982b) y en el lago San Martín (Riccardi, 1971). Ramos (1979, 1982a) analizó algunos afloramientos en la región del lago Belgrano. Homovc (1980) estudió esta unidad sobre las márgenes del río Tarde, y Giacosa y Franchi (1997) han estudiado diferentes exposiciones ubicadas en la región del lago Posadas. Sacomani (1982) analizó petrográficamente a la unidad en la zona del lago Belgrano.

En la zona de estudio se lo reconoce por fotointerpretación intercalado con la Formación Río Lista en el faldeo oriental de la sierra de Las Vacas.

Litología y espesores

Los afloramientos más representativos se reconocen como una colada basáltica de color gris oscuro y verdoso. Se trata de basaltos olivínicos de textura porfírica (Escosteguy *et al.*, 2017). Algunos afloramientos muestran disyunción columnar (Ramos y Aguirre-Urreta, 2002).

Edad y relaciones estratigráficas

En la Meseta Chile Chico el Basalto Posadas tiene una edad Eocena de 55-40 Ma obtenida por el método de K-Ar. Estas edades son similares a las obtenidas por Kay *et al.* (2002) de 43 Ma.

La posición estratigráfica es equivalente a la de la Formación Río Lista ya que ambas suceden a sedimentitas del Cretácico tardío y son cubiertas por la Formación Centinela o sus equivalentes. Se encuentra en discordancia erosiva en base y techo.

Ambiente de depósito

En función a datos geoquímicos se les asigna a estos basaltos alcalinos un origen asociado a islas oceánicas o intraplaca, con bajos a moderados porcentajes de fusión (Ramos, 1982b). El origen se atribuye a la subducción de la dorsal oceánica Aluk-Farallón en el Paleógeno y la posterior migración hacia el sur del punto triple hasta los 42 Ma, con generación de una ventana astenosférica.

3.11 Formación Centinela

Antecedentes

Esta formación fue nombrada *Tertiaire Patagonien* por D'Orbigny (1842), *Great Patagonian Formation* por Darwin (1846) y *Patagoniano* en sentido amplio en la zona costera de Santa Cruz. Ugarte (1956) usó la denominación informal de *Patagoniano* para los estratos marinos aflorantes en la zona del lago Buenos Aires mientras que Lapido (1979a) y Ramos (1979) utilizaron el nombre Formación Patagonia. Furque y Camacho (1972) la denominan Formación Centinela en la región del lago Argentino, aunque recientemente Cuitiño y Scasso (2010) agrupan estos depósitos marinos bajo el nombre *Formación Estancia 25 de Mayo* para esta región.

Distribución areal

La transgresión registrada en esta unidad habría cubierto las zonas costeras de la provincia de Santa Cruz hasta el actual frente cordillerano, desde las inmediaciones de Los Antiguos al norte (Escosteguy *et. al*, 2003) hasta la región del Río Turbio al sur (Malumián, 2002).

En la región norte hay varios sectores donde aflora la Formación Centinela: sobre las márgenes del río Jeinemeni, a 22 km de su desembocadura en el lago Buenos Aires, y sobre las

márgenes del río El Zeballos, aproximadamente a 10 km de su desembocadura en el río Jeinemeni. También presenta muy buenos afloramientos al norte del área de estudio en la laguna la Oriental (hoja geológica Belgrano-Posadas).

En la zona de estudio se la ha reconocido por medio de imágenes satelitales en el sector meridional del área abarcada, por encima de los depósitos de la Formación Río Lista (Figura 3.1).

Litología y espesores

Esta unidad se compone de areniscas finas a gruesas, gris amarillentas, en parte calcáreas, bien cementadas, que alternan con tobas blanquecinas y amarillentas y bancos de conglomerados y ostras (Riccardi y Rolleri, 1980). La Formación Centinela posee un alto contenido fosilífero de invertebrados marinos.

La mejor exposición de esta unidad se encuentra en cercanías al lago Posadas, donde alcanza 120 m de potencia (Cuitiño *et al.*, 2015).

Edad y relaciones estratigráficas

En base al contenido fosilífero, Furque (1973) ubica a esta unidad en el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Parras *et al.* (2008) obtuvieron una edad $40 \text{ Ar} / 39 \text{ Ar}$ en roca total de $20,48 \pm 0,27 \text{ Ma}$ para la Formación Centinela. Mediciones de $87 \text{ Sr} / 86 \text{ Sr}$ en conchillas de ostras de la Formación Centinela arrojaron edades de depositación entre 20,3 y 18,1 Ma. Cuitiño *et al.* (2015) aportan una edad $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de 20,05-18,96 Ma, correspondiente al Burdigaliano.

En la zona de estudio, esta unidad se apoya en discordancia sobre el Basalto Posadas. A su vez, la Formación Centinela es cubierta en conformidad por la Formación Santa Cruz, de edad Mioceno inferior a medio.

Ambiente de depósito

Cuitiño *et al.* (2015) realizan análisis de facies a partir de los cuales concluyen que la Formación Centinela se depositó en un englofamiento marino durante el Mioceno temprano, con

diferentes escenarios paleoambientales, desde marinos someros dominados por marea, gradando superiormente a un ambiente de plataforma que a su vez grada a un ambiente estuarino influenciado por oleaje y sistemas fluviales, hasta el ambiente fluvial representado por la Formación Santa Cruz.

3.12 Formación Santa Cruz

Antecedentes

Hatcher (1897; 1900) es quien define las *Santa Cruz beds* tomando como base el piso santacruceño que había propuesto Ameghino (1889) para designar depósitos continentales con restos de mamíferos que afloran en las barrancas del río Santa Cruz. Otras nomenclaturas fueron propuestas por Ramos (1982b), de Barrio (1984) y de Barrio *et al.* (1984). En el noroeste de la provincia de Santa Cruz, al este de la Meseta del Lago Buenos Aires, Bown y Larriestra (1990) diferenciaron la sección inferior de la unidad, de génesis eólica, bajo el nombre de Formación Pinturas.

Cuitiño y Scasso (2010), se han dedicado a estudiar la transición del *Patagoniano* a la Formación Santa Cruz. Bostelmann y otros (2013) han descrito la edad y ambiente de depositación de vertebrados fósiles, mientras que Tauber (1997) describió la paleoecología y bioestratigrafía asociada. Esta Formación es descrita también en las hojas geológicas Lago Belgrano y Lago Posadas (Giacosa y Franchi, 2001).

Distribución areal

Las sedimentitas de la Formación Santa Cruz representan un de las unidades de mayor distribución areal de la Cuenca Austral. Se reconocen desde el Lago Posadas al norte, hasta la región del río Turbio al sur, pasando por los lagos Cardiel y Argentino, hasta la región sudeste de la costa Atlántica, desde Monte León hasta el estuario de Río Gallegos, incluyendo la margen sur del río Santa Cruz (Cuitiño *et al.*, 2016). Se encuentra particularmente bien expuesta en todo el litoral sudeste de la Provincia de Santa Cruz.

En la zona de estudio aflora principalmente en el sector oriental, suprayaciendo a la Formación Centinela (Figura 3.1).

Litología y espesores

Homovc (1980) levantó un perfil de 240 m sobre el cañón del río Tarde donde describe a la Formación Santa Cruz como areniscas medianas a gruesas con matriz tobácea e intercalaciones de arcilitas, con restos de vegetales en la base. Blisniuk *et al.*, (2005) describen una sección de 500m en cercanías al lago Posadas compuesta de areniscas y arcilitas con nódulos carbonáticos.

Cuitiño *et al.* (2019) describen en la zona del lago Posadas depósitos heterolíticos con capas milimétricas a centimétricas de areniscas y pelitas alternadas, limolitas laminadas, lutitas rojizas con estructuras pedogenéticas y areniscas con laminación paralela.

En la zona de estudio la Formación Santa Cruz se reconoce como areniscas de grano fino (Figura 3.26) intercaladas con pelitas rojizas y verdosas con presencia de cutanes evidenciando el desarrollo de paleosuelos.



Figura 3.26: Depósitos de canales arenosos con intercalación de pelitas y una secuencia heterolítica de limos verdes y morados, correspondientes a la Formación Santa Cruz en el sector norte de la zona de estudio.

En cuanto al espesor, la sección más potente se reconoce en la barranca oriental del río Belgrano, donde Ramos (1982b) le asigna un espesor de 650 m. Cuitiño *et al.*, (2019) realizan un perfil de la formación Santa Cruz de 460 m de espesor en la zona del lago Posadas.

Edad y relaciones estratigráficas

La Formación Santa Cruz cubre concordantemente a los depósitos de la Formación Centinela, por fuera del área de estudio, y está localmente cubierta mediante una discordancia erosiva por basaltos miocenos y en algunos sectores, incluyendo la zona de estudio, se encuentra cubierta por depósitos fluviales y glaciafluviales cuaternarios. En la zona de la meseta del lago Buenos Aires se correlaciona con el grupo Río Zeballos (Giacosa y Franchi, 2001).

En cuanto a la edad, en base a la asociación faunística, de Barrio *et al.* (1984) le dan a la Formación Santa Cruz una edad miocena temprana. Dataciones radimétricas ubican la depositación de los sedimentos de la formación en el Mioceno, alrededor de los 16,5 Ma (Blisniuk *et al.*, 2005).

Ambiente de depósito

Para la región del Lago Argentino, una vez establecidas las condiciones estuarinas posterior a la ingesión miocena, comienza el relleno del estuario y la progradación de facies mareales cada vez más someras y continentales (cortejo de mar alto), culminando con la depositación de facies de ambientes fluviales meandriformes, propias de la base de la Formación Santa Cruz. Esta notable progradación que incluye al Miembro Bandurrias de la Formación Estancia 25 de Mayo y a la Formación Santa Cruz representa un cortejo de mar alto que, a través de un aporte piroclástico intenso y del levantamiento de la Cordillera de los Andes al oeste, produce una regresión generalizada en la cuenca, con sistemas que progradan claramente hacia el este (Cuitiño y Scasso, 2010).

Cuitiño *et al.* (2019) definen tres asociaciones de facies en la zona del lago Posadas: Depósitos transicionales continentales-marinos costeros, depósitos de planicie de inundación y depósitos de canal. La parte inferior de la unidad representa la transición de depósitos marinos

restringidos que gradan superiormente a depósitos fluviales. La predominancia de depósitos de crevasse splay y la falta de evidencia de migración lateral de canales sugiere la depositación en un ambiente fluvial anastomosado.

En base a las observaciones de campo, la Formación Santa Cruz puede corresponder a depósitos fluviales y de planicie de inundación con desarrollo de paleosuelos.

3.13 Depósitos cuaternarios

La región ha sido influenciada por las glaciaciones cuaternarias desarrolladas en la Patagonia, evidenciadas por depósitos glaciarios, glacifluviales y glacialacustres (Hatcher, 1903; Caldenius, 1932; Feruglio, 1950). En la actualidad, la glaciación se encuentra restringida a la región del cerro San Lorenzo y cerros menores como el Penitentes (Figura 1.1). A lo largo de gran parte de la zona de estudio, principalmente en el sector oriental, se reconocen depósitos sedimentarios mal seleccionados asociados a morenas de fondo. Además, se reconocen depósitos fluviales en los márgenes y desembocaduras de los cursos fluviales ubicados en el área de mapeo. En el sector noreste se ubica un depósito homogéneo de origen glacifluvial.

4. PALINOLOGÍA

La palinología es una herramienta útil para estudiar ambientes depositacionales a partir del estudio de todas las partículas de materia orgánica observables al microscopio óptico, principalmente polen y esporas. Estos estudios aportan valiosa información sobre la hidrodinámica y ecología de los ambientes del depósito.

En la Cuenca Austral, Archangelsky y Llorens (2003, 2009) han realizado trabajos donde describen las especies reconocidas de palinomorfos de la formación Kachaike, del Cretácico inferior de Santa Cruz, mientras que Archangelsky *et al.* (2008) estudian asociaciones palinológicas de la Formación Piedra Clavada y las comparan con las de las Formaciones Kachaike y Río Mayer.

Las asociaciones de la Formación Piedra Clavada presentan similitud con otras de la Cuenca Austral, como La Horqueta y Río Mayer, sobretodo en el contenido de angiospermas. Los datos palinológicos de la Formación Río Mayer de los perfiles Río de los Fósiles y La Horqueta, en cercanías al Lago Cardiel, han reportado varios palinomorfos continentales semejantes a la asociación Piedra Clavada lo cual sugiere una proximidad cronológica aptiana (Pothe de Baldis y Ramos, 1980).

En la zona de estudio se muestrearon y posteriormente fueron analizados por la Dra. Magdalena Llorens, de la UNPSJB, el contenido palinológico de 5 niveles fértiles pertenecientes a la Formación Río Mayer en la zona del Río Lista. El procedimiento consistió en tomar muestras en cinco niveles de la Formación Río Mayer cada 25 m a lo largo del perfil trazado a los 48° de latitud sur (Figura 3.8).

Las palinofloras recuperadas fueron obtenidas de potentes bancos pelíticos depositados en un ambiente marino de plataforma externa de baja energía a costero. Se identificaron 23 especies de esporas y 17 de granos de polen de gimnospermas (Tabla 4.1 y Figura 4.1). La asociación palinológica presenta una alta diversidad de esporas de briofitos y licofitos, que son plantas indicadoras de ambientes húmedos con una alta disponibilidad de agua dulce. Los helechos cuentan con 14 especies de esporas (Tabla 4.1), y aunque en menor medida que las anteriores, también son

plantas que necesitan de humedad para completar su ciclo biológico.

El grupo botánico más abundante y diverso de la asociación polínica son las gimnospermas (Figura 4.1), que están representadas en su gran mayoría por las coníferas. Las familias más abundantes son Cheirolepidiaceae (*Classopollis* sp.), Podocarpaceae (*Podocarpidites* sp., *Gammeroites* sp., *Trisaccites* sp. y *Microcachryridites* sp.) y Araucariaceae (*Callialasporites* sp., *Cyclusphaera* sp. y *Araucariacites* sp.). Estos taxones suelen estar sobrerrepresentados por la alta tasa de producción polínica y por provenir de fuentes locales y regionales, debido a la polinización anemófila que provoca una alta dispersión del polen, sobre todo en regiones con fuertes vientos. Otros granos de polen presentes en menor medida son los de pteridospermas (*Vitreisporites signatus* y *Alisporites* sp.).

La influencia marina queda evidenciada por la presencia en todos los niveles de elementos marinos, microforaminíferos y dinoflagelados, y su abundancia relativa da evidencias de las variaciones ambientales. Así, los elementos marinos alcanzan 52% de la microflora en los niveles basales y *Classopollis* spp. alcanza 43.2%; mientras que en los niveles superiores esta relación se invierte, disminuyendo la participación de los elementos marinos en la asociación al 17%, y la de *Classopollis* spp. alcanzan el 70%. En base a estos valores es posible inferir una progresiva somerización del ambiente de sedimentación, interpretación que coincide con el análisis sedimentológico (Capítulo 3.4).

En cuanto a las angiospermas, se ha registrado sólo a *Clavatipollenites* sp., presente en la muestra RL-II, que corresponde al tipo morfológico más primitivo y representa el primer registro y origen del grupo. En los estudios anteriores, las angiospermas no fueron reportadas por Pothe de Baldi y Ramos (1980, 1983, 1988) en ninguna de las secciones (inferior y superior). Por otra parte, Medina *et al.* (2008) y Perez Loinaze *et al.* (2012) reportan una gran diversidad de angiospermas, con formas que se conocen a partir del Albiano. Por lo tanto, la presencia de un único tipo monocarpado de angiospermas (*Clavatipollenites* sp.) lo ubica en el Stage 1 de Archangelsky *et al.* (2009), lo que indicaría que las muestras estudiadas tienen una edad aptiana, y son equivalentes a la sección inferior de la Formación Río Mayer y, por lo tanto, representan la primera mención de angiospermas para dicha sección.

Aproximadamente el 50% de las especies reconocidas no habían sido previamente identificadas para la unidad. En todas las palinofloras los elementos más abundantes son los granos de *Classopollis spp.* (Figura 4.2) relacionados con cheirolepidiáceas y los diversos elementos marinos. Además, el análisis cuantitativo de las asociaciones palinológicas recuperadas permite realizar inferencias paleoambientales.

Taxón fósil (esporas) / Muestra	RL-I	RL-II	RL-III	RL-IV	RL-V
Briófitos y Licófitos					
<i>Aequitriradites</i> sp.				X	X
<i>Retitriletes austroclavatidites</i>	X	X		X	X
<i>Ceratosporites equalis</i>				X	X
<i>Ceratosporites</i> sp. cf. <i>C. setosus</i>				X	
<i>Foraminisporis wonthaggiensis</i>		X			
<i>Staplinisporites caminus</i>		X	X	X	
<i>Taurocusporites segmentatus</i>		X		X	
<i>Interulobites triangularis</i>		X			X
<i>Leptolepidites verrucatus</i>		X			X
<i>Zlivisporites</i> sp. cf. <i>Z. reticulatus</i>		X			
Helechos					
<i>Gleicheniidites senonicus</i> Ross		X			X
<i>Klukisporites</i> sp. cf. <i>K. lacunus</i>		X			X
<i>Klukisporites</i> sp.				X	
<i>Osmundacidites wellmanii</i>		X		X	X
<i>Pilosporites</i> sp.					
<i>Ruffordiaspora australiensis</i>				X	X
<i>Rugulatisporites</i> sp. cf. <i>R. neuquensis</i>					X
<i>Sotasporites elegans</i>		X	X	X	X
<i>Cicatricosisporites hughesii</i>				X	X
<i>Cicatricosisporites cuneiformis</i>				X	
<i>Cyathidites australis</i>	X	X	X	X	X
<i>Cyathidites minor</i>			X		X
<i>Baculatisporites comaumensis</i>	X	X			X
<i>Appendicisporites potomacensis</i>		X			

Taxón fósil (polen)	Muestra	RL-I	RL-II	RL-III	RL-IV	RL-V
Gimnospermas						
<i>Alisporites</i> sp.			X	X	X	X
<i>Vitreisporites signatus</i>						X
<i>Araucariacites australis</i>		X	X	X	X	X
<i>Callialasporites dampieri</i>			X			X
<i>Callialasporites microvelatus</i>			X	X		X
<i>Callialasporites segmentatus</i>						X
<i>Callialasporites turbatus</i>			X			
<i>Callialasporites</i> sp. cf. <i>C. trilobatus</i>			X			X
<i>Classopollis</i> sp.		X	X	X	X	X
<i>Cyclusphaera psilata</i>		X	X	X	X	X
<i>Cyclusphaera radiata</i>						X
<i>Cyclusphaera</i> sp.			X		X	
<i>Cyclusphaera punnulosa</i> (en prensa)			X			
<i>Microcachrydites antarcticus</i>						X
<i>Podocarpidites ellipticus</i>						X
<i>Podocarpidites verrucosus</i>						X
<i>Podocarpidites</i> spp.		X	X	X	X	X
Angiospermas						
<i>Clavatipollenites</i> spp.			X			
Dinoflagelados						
<i>PterospERMella</i> sp.			X		X	X
<i>Michrystridium</i> sp.			X		X	X
<i>Veryhachium staurasteroides</i>						X
<i>Veryhachium valensii</i>						X
Otros						
Microforaminíferos		X	X	X	X	X

Tabla 4.1: Especies palinomórficas reconocidas en las muestras RL-I, RL-II, RL-III, RL-IV y RL-V.

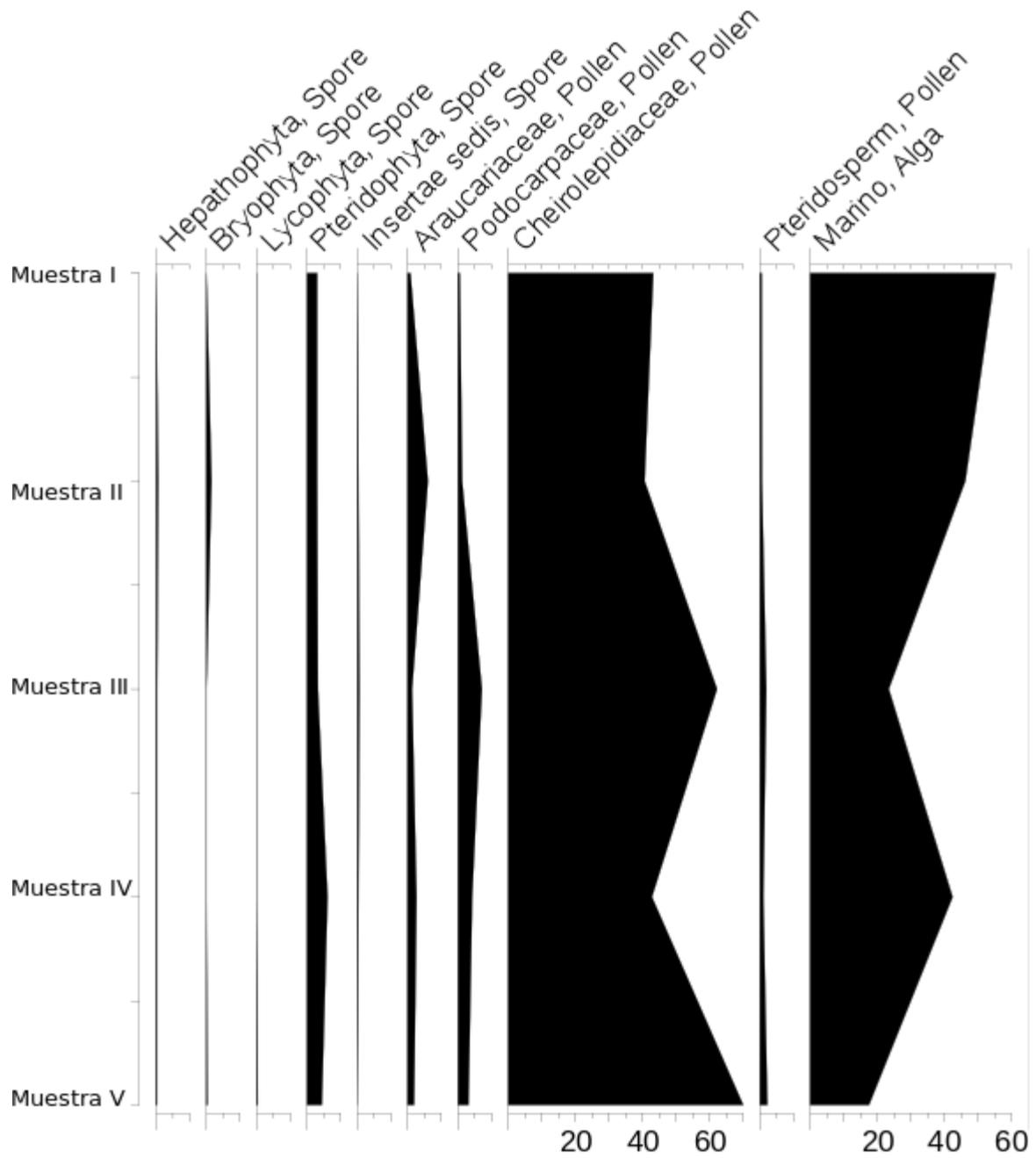


Figura 4.1: Abundancia de especies palinomórficas en cada muestra.

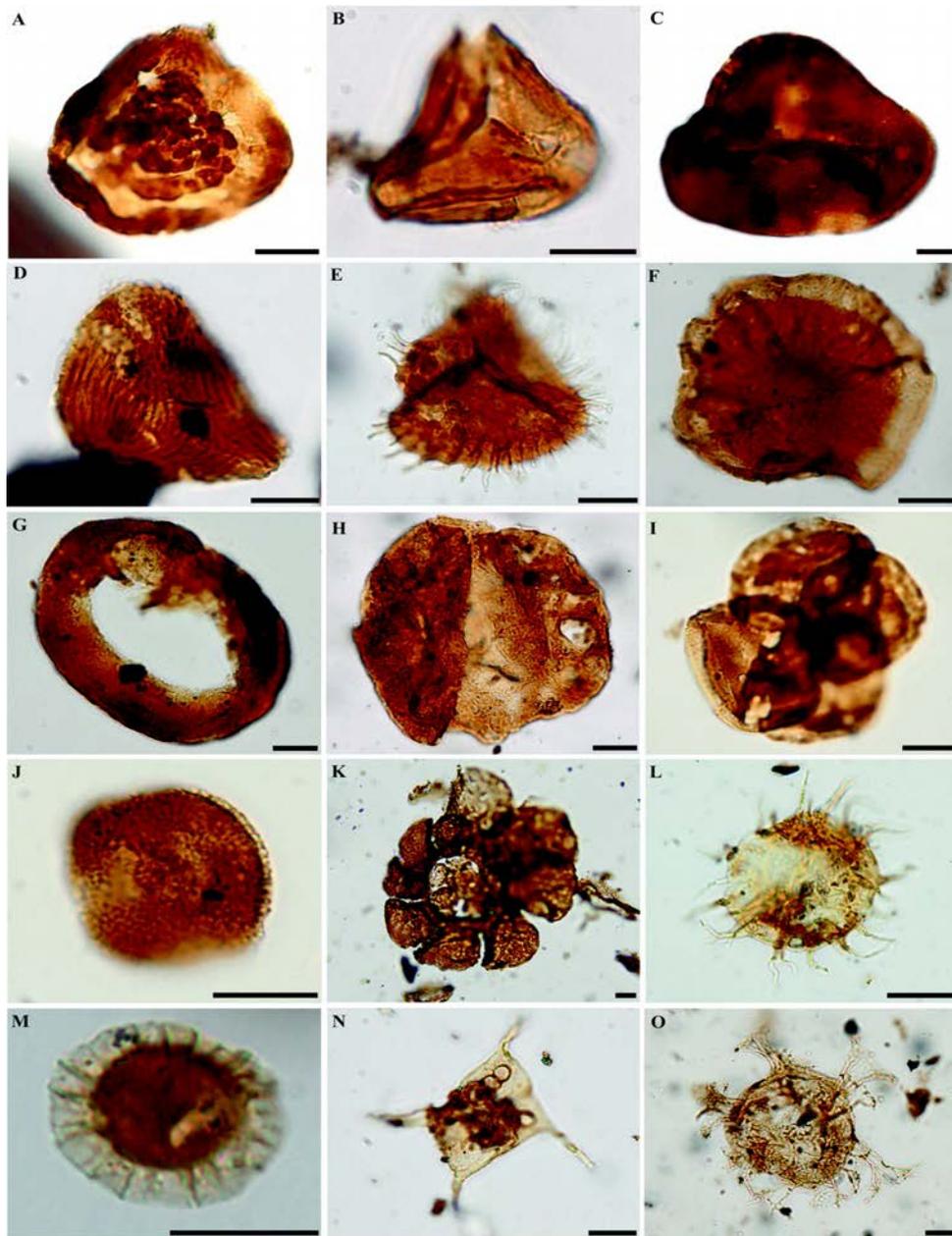


Figura 4.2: Palinomorfos reconocidos en la Formación Río Mayer. **A.** *Taurocusporites segmentatus* Stover 1962, BA Pal-4:Z34/1; **B.** *Gleicheniidites senonicus* Ross 1949, BA Pal 6556-5:T41/1; **C.** *Cyathidites australis* Couper 1953, BA Pal 6553-5:C53/2; **D.** *Ruffordiaspora australiensis* (Cookson) Dettmann y Clifford 1992; **E.** *Ceratosporites equalis* Cookson y Dettmann 1958, BA Pal W43/3; **F.** *Callialasporites dampieri* (Balme) Dev 1961, BA Pal 6556-1:N48/2; **G.** *Cyclusphaera psilata* Volkheimer y Sepúlveda 1976; BA Pal 6553-3:C27/3; **H.** *Podocarpidites ellipticus* Cookson 1947, BA Pal 6556-1:M40/0; **I.** *Classopollis* sp., BA Pal 6553-4:Y28/1; **J.** *Clavatipollenites* sp., BA Pal 6553-5:Y23/1; **K.** Microforaminífero, BA Pal 6552-1:S21/2; **L.** *Michrystidium* sp., BA Pal 6555-1:T61/2; **M.** *Pterospermella* sp., BA Pal 6556-1:O55/3; **N.** *Veryhachium* (*Tetraverhachium*) *staurasteroides* (Deflandre) Downie y Sarjeant emend. Stancliffe y Sarjeant 1994, BA Pal 6556-1: W60/4; **O.** Quiste de dinoflagelado, BA Pal 6552-1: R43/3.

5. ESTRUCTURA

El presente capítulo tiene como objetivo describir la estructura regional del flanco oriental de la Cordillera Patagónica Austral y en particular la de la zona de estudio para luego presentar una breve evolución tectónica con los principales pulsos de deformación.

5.1 Estructura regional

La Cordillera Patagónica Austral (Figura 5.1) presenta rasgos estructurales reconocidos por diversos autores quienes han caracterizado el estilo de deformación definiendo distintas unidades y dominios.

En cuanto a la caracterización de la estructura regional, Leanza (1972) propone una estructura de la Cordillera Patagónica Austral como fajas de deformación con las rocas más antiguas hacia el oeste.

Por su parte, Ramos (1989) divide en tres sectores la faja orogénica entre las cuencas de los lagos San Martín y Buenos Aires. Quedan así definidas una zona interna con rocas paleozoicas, una occidental con secuencias cretácicas y terciarias y una zona triangular que divide la zona occidental y la interna. También describe una predominancia de deformación de piel gruesa al norte de los 49° de latitud sur, mientras que al sur se encuentran estilos mixtos (Ramos, 1989; Kraemer *et al.*, 2002).

Kraemer *et al.* (2002) sostienen que la Cordillera Patagónica se divide en tres unidades morfoestructurales: el dominio de basamento al oeste, el dominio de faja plegada y corrida interna y el de faja plegada y corrida externa al este.

El dominio de basamento se compone del basamento neopaleozoico cubierto por los depósitos de *sinrift* del Jurásico tardío, mientras que toda la secuencia se encuentra intruída por el Batolito Patagónico, de edad neógena (Hervé *et al.* 2007).

El dominio de faja plegada y corrida interna se compone de estructuras dúctiles orientadas N-S, posee alturas de más de 3.000 m y se caracteriza por afloramientos de rocas de basamento

paleozoico, volcanitas jurásicas y sedimentos de la tectosecuencia de *rift*. Involucra principalmente secuencias del Cretácico tardío asociadas a levantamiento tectónico. De norte a sur el dominio se ensancha y ocurre un cambio radical en las facies sedimentarias cretácicas tardías-terciarias, donde de norte a sur las facies continentales pasan de litorales a marinas. Hacia el norte la faja pierde expresión y es reemplazada por una zona triangular donde el basamento interactúa con los depósitos cretácicos-terciarios y las secuencias marinas pierden representación respecto de las continentales de Río Tarde y Cardiel (Ramos, 1989). El borde occidental de la faja plegada interna, se caracteriza por corrimientos con desplazamientos kilométricos de vergencia al este, mientras que su borde oriental, se caracteriza por retrocorrimientos, definiendo zonas triangulares que se extienden entre los 47° y 50° de latitud sur (Ramos, 1989a; Kraemer, 1991).

Por último, el dominio externo involucra a las tectonosecuencias de subsidencia térmica cretácica y de antepaís, que abarcan del Campaniano al Paleógeno (Arbe, 1989, 2002; Kraemer y Riccardi, 1996; Ambrosio, 2003; Marensi *et al.* 2005), corridas con vergencia oeste, formando un monoclinal frontal mientras al este se desarrolla una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia este. Este dominio, al igual que el interno, presenta fuertes cambios desde el norte hacia el sur. El estilo estructural consiste en un monoclinal con desarrollo de una zona triangular donde las secuencias del Maastrichtiano al Terciario presentan corrimientos hacia el oeste sobre la cuña del Cretácico tardío.

Ghiglione *et al.* (2009) proponen un modelo en el que el límite este del dominio de basamento presenta una total inversión y exhumación de los depocentros que disminuye hacia los dominios interno y externo. Los autores proponen que las variaciones de geometría en los dominios estructurales reflejarían el control que ejercen los depocentros extensionales invertidos propuestos previamente por Kraemer (1998) y presentan un modelo que propone que la inversión de los depocentros de rift jurásico superiores delineó el desarrollo del dominio interno, como lo muestran los modelos análogos de Likerman *et al.* (2013).

Ghiglione *et al.* (2013) proponen que el arreglo de fallas jurásicas era propenso a la reactivación al someterse a pequeñas compresiones o extensiones ortogonales a su orientación durante el Meso-Cenozoico. El acortamiento horizontal durante el Cretácico tardío se concentró en el dominio de basamento hasta el Campaniano, luego la deformación migró hacia la faja plegada y

corrida donde el acortamiento fue máximo durante el Mioceno.

Ghiglione *et al.* (2019) describen la distribución de dominios estructurales (Figura 5.1A), calculando variaciones del ancho y acortamiento de la faja plegada y corrida con la latitud (Figura 5.1B y C), mostrando un aumento hacia el sur de ambas variables. Dichos autores concluyen que hacia el norte la erosión está enfocada en el basamento, y por lo tanto la faja plegada y corrida es angosta. Hacia el sur la erosión glaciaria se distribuyó hacia el este, afectando en mayor medida la faja plegada y corrida e incrementando el acortamiento orogénico sobre dicho dominio. El aumento del espesor sedimentario representaría un control secundario, junto con la erosión y acortamiento, produciendo un aumento del ancho de la faja plegada y corrida hacia el sur.

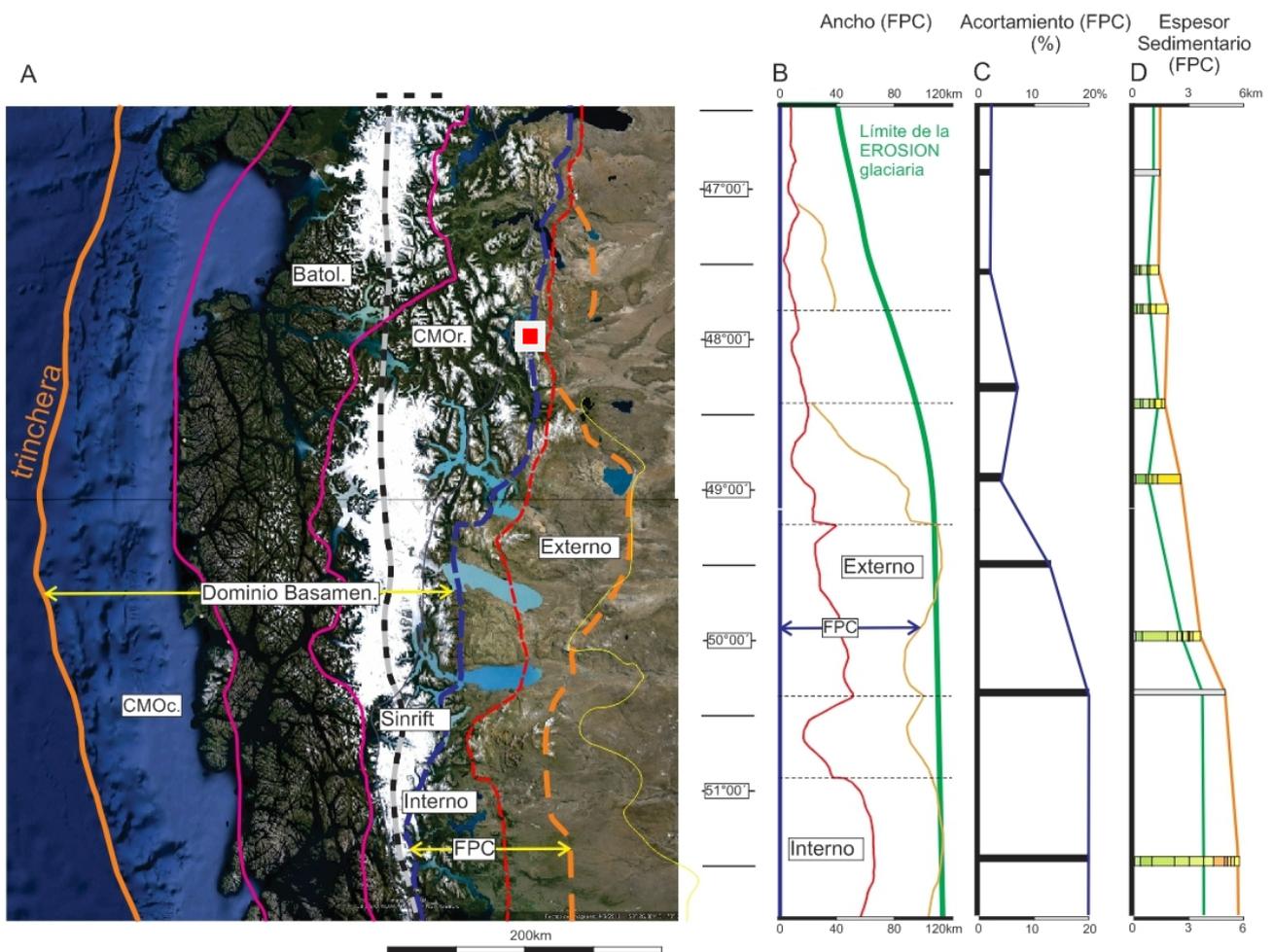


Figura 5.1: Distribución de los principales dominios estructurales (A), ancho (B) y acortamiento (C) de la Faja Plegada y Corrida. (D) Variaciones de la columna sedimentaria deformada. CMOc.: Complejo metamórfico occidental, CMOo.: Complejo metamórfico oriental. En rojo resalta la zona de estudio. Modificado de Ghiglione *et al.* (2019).

5.2 Estructura local

La zona de estudio se encuentra en el dominio más oriental de los definidos tanto por Kraemer *et al.* (2002) como por Ghiglione *et al.* (2009, 2015), que se interpreta como una faja plegada y corrida externa con inversión de estructuras y el desarrollo de un monoclinal frontal.

En cuanto a la caracterización de la estructura local, el estilo deformacional se interpreta como fallas extensionales jurásicas invertidas pasando a corrimientos con facies de *postrift*.

En el perfil trazado por Ronda *et al.* (2019) a los 47°30'S, 60 km al norte del área de estudio, (Figura 5.2) se observa que el Complejo El Quemado experimentó un plegamiento asociado a fallamiento inverso. Dentro del área de estudio, la sierra de Las Vacas es el resultado de la imbricación de rocas paleozoicas que levantan la secuencia sedimentaria mesozoica a través de dos retrocorrimientos.

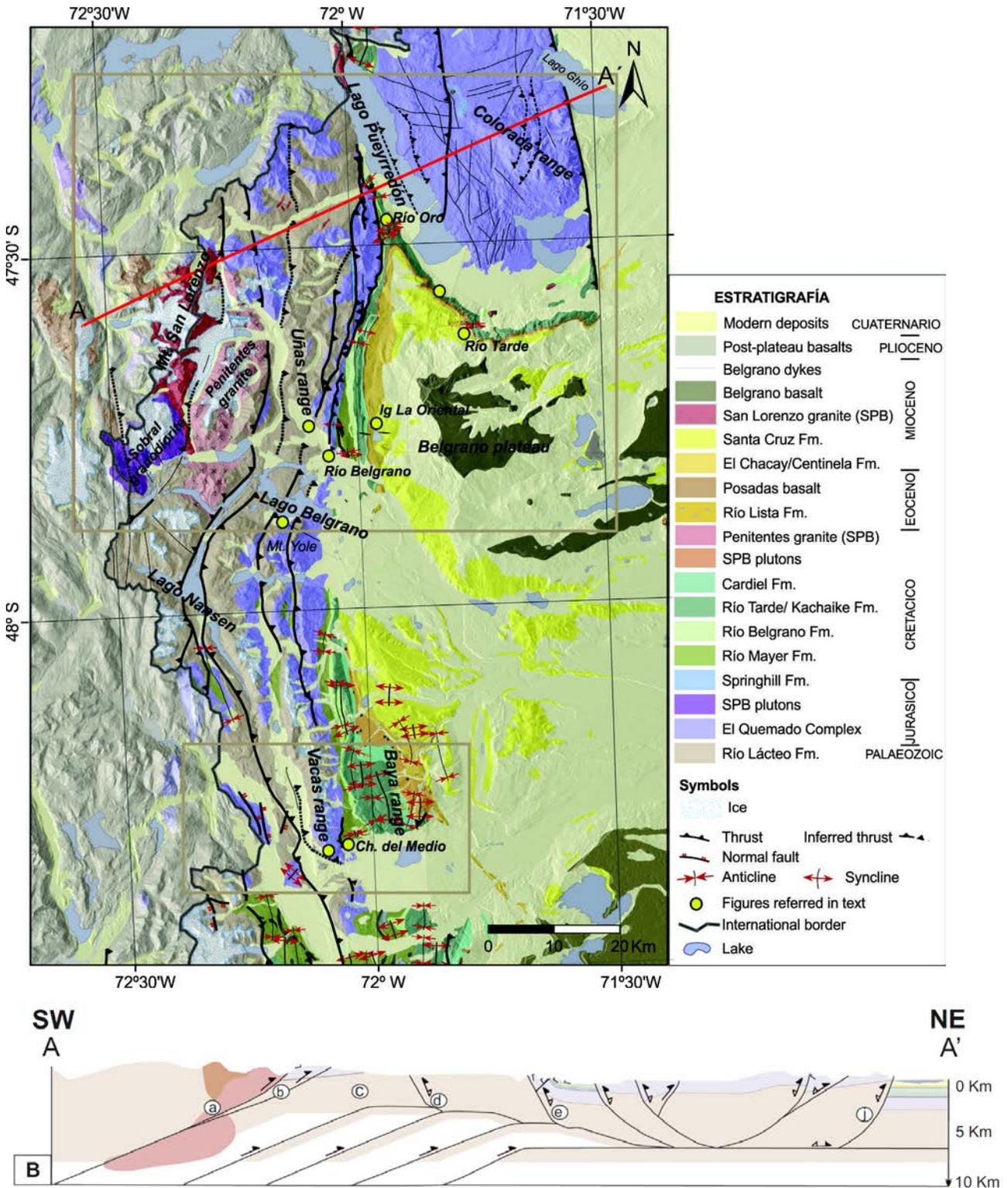


Figura 5.2: Mapa geológico y perfil estructural trazado a los 47°30'S. Modificado de Ronda *et al.* (2019).

Datos sísmicos indican que el Complejo El Quemado está fuertemente fracturado con fallas

directas de alto ángulo que se habrían invertido durante la orogenia andina (Ghiglione *et al.*, 2014). Al este, las estructuras presentan un despegue superficial y luego estratos horizontales (Kraemer *et al.*, 2002).

Barberón *et al.* (2018) presentan 54 tensores de paleoestrés en orden de caracterizar y entender los esfuerzos a lo largo de la Cordillera Patagónica Austral. Subdividen la región en un corrimiento de basamento dominado por compresión, seguido al este por un dominio de faja plegada y corrida orientada NNW y por un dominio externo con unidades que forman un monoclinal frontal.

Se ha confeccionado una sección estructural según la traza A-A' (Figura 5.3) que representa las características morfoestructurales en profundidad.

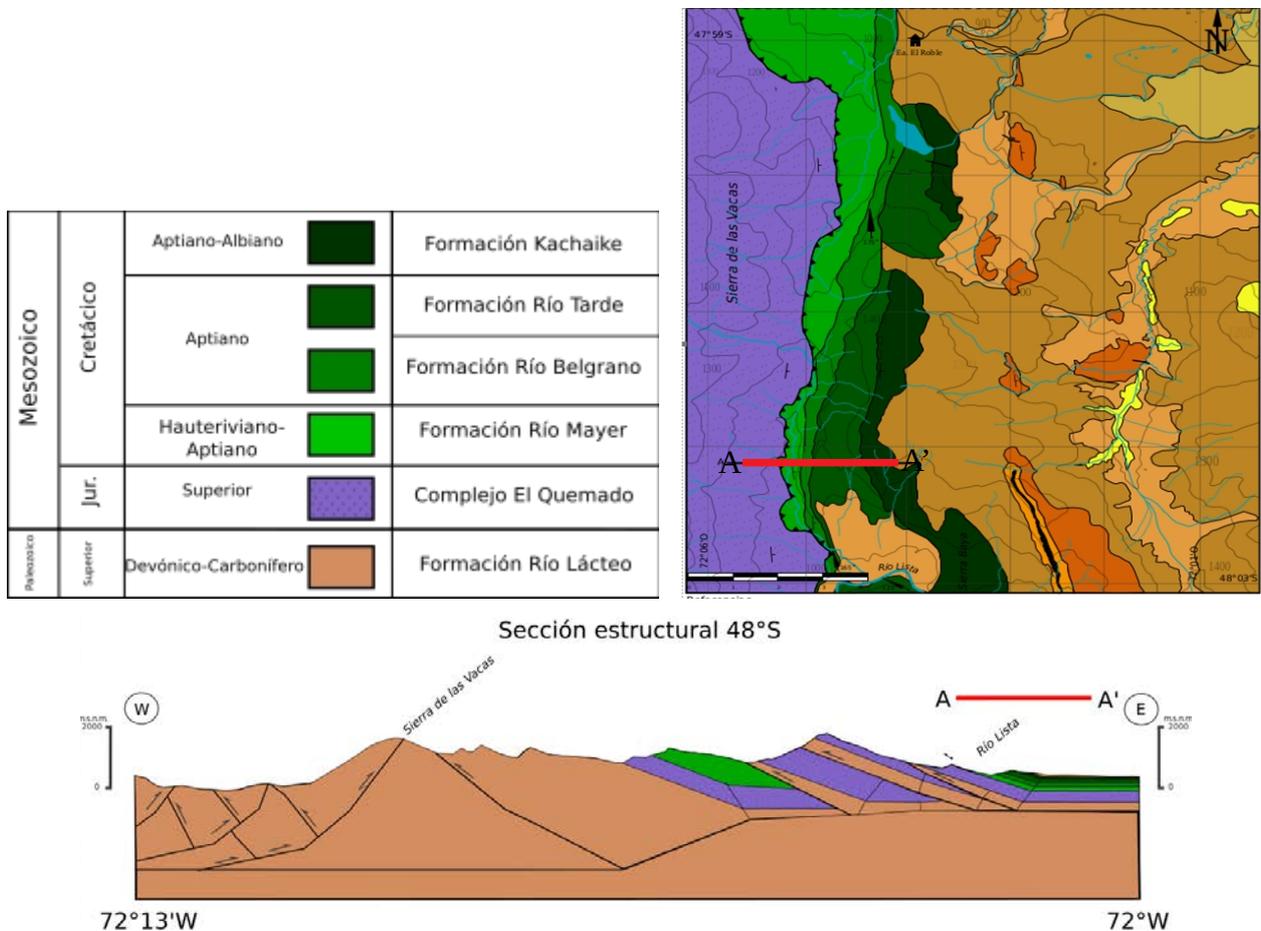


Figura 5.3: Sección estructural construida a partir de la transecta trazada a los 48° de latitud sur (ver ubicación en el mapa de la Fig. 3.1). Basado en Ramos (1989).

La sección estructural fue interpretada a partir de datos de actitud tomados durante las

labores de campo y los modelos previos de Ramos (1989), Kraemer *et al.* (2002) y Ronda *et al.* (2019). En la sección se reconoce el dominio de basamento que incluye a la Formación Río Lácteo, las secuencias de rift jurásicas representadas por el Complejo El Quemado, y la tectosecuencia de subsidencia termal/antepaís cretácica.

El dominio de basamento expone rocas paleozoicas y jurásicas a través de la inversión de fallas normales de alto ángulo. Las metamorfitas paleozoicas presentan una deformación dúctil con micropliegues y venas de cuarzo singenético (Figura 5.4).



Figura 5.4: Afloramiento de metasedimentitas de la Formación Río Lácteo mostrando una alternancia de eventos de deformación frágil-dúctil. Fotografía tomada fuera del área de estudio, entre las estancias Alma Gaucha y Ñires.

Las volcanitas jurásicas (Figura 5.5) presentan estructuras extensionales que dan a entender que fueron extruidas o derramadas mientras perduraba el régimen extensivo que dio lugar a la

cuenca Austral.



Figura 5.5: Vista al sur de las secuencias jurásicas del Complejo El Quemado depositadas en ambiente de rift.

5.3 Evolución tectónica:

Kraemer *et al.* (2002) distinguen en el desarrollo de la estructura regional de la Cordillera Patagónica Austral tres fases deformacionales: el rifting jurásico medio-tardío con participación de vulcanismo silíceo (Bruhn *et al.*, 1978), la etapa de subsidencia térmica cretácica donde ocurre la máxima transgresión marina y una regresión registrada como ambiente litoral, y por último una etapa de cuenca de antepaís de edad terciaria.

Según Biddle (1986) la estructuración de la Cordillera Patagónica Austral es consecuencia de las orogénias mesozoicas y cenozoicas con una importante anisotropía por estructuras extensionales antiguas que se generaron durante la apertura de la cuenca Austral a lo largo del Cretácico superior-Cenozoico. Debido al avance de la deformación y levantamiento en la zona la

deformación más importante comenzó en el Cenozoico.

Algunos autores distinguen los ciclos deformacionales de la siguiente manera: (1) deformación compresiva neopaleozoica asociada al Ciclo Gondwánico (Hervé, 1988); (2) deformación extensional jurásica asociado al Ciclo Patagónico (Ramos, 1989); (3) deformación compresiva andina a partir del Cretácico tardío con diversas fases constructivas (Biddle *et al.*, 1986; Ramos, 1989; Kraemer *et al.*, 2002; Ramos, 2002).

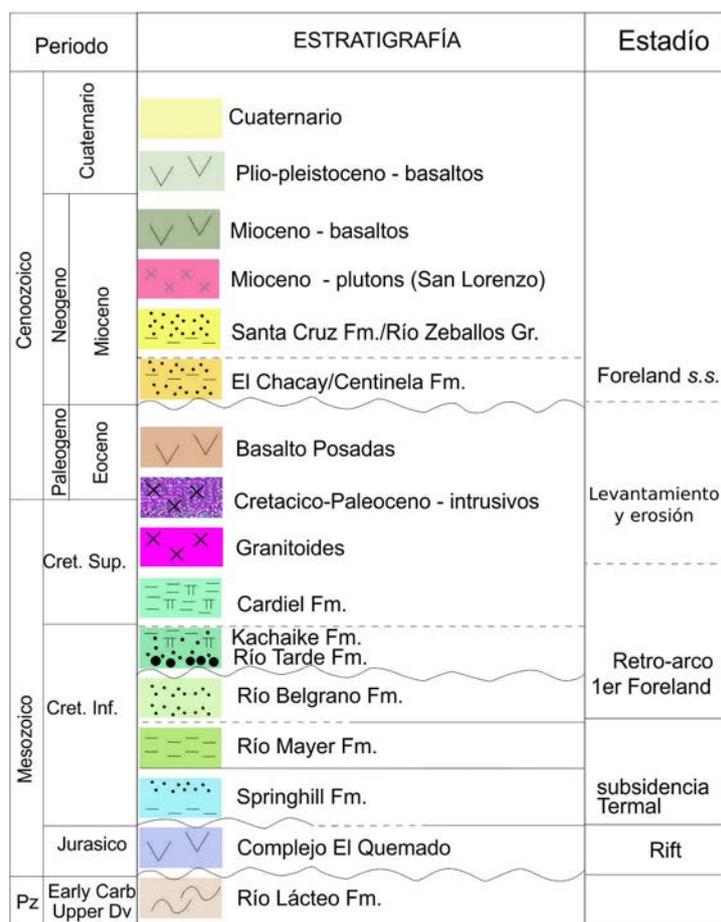


Figura 5.6: Unidades tectonoestratigráficas definidas por Barberón *et al.* (2019).

De acuerdo a los análisis realizados por Barberón *et al.* (2019) se distinguen cuatro etapas de deformación para este sector de la cuenca Austral (Figura 5.6): Primeramente una etapa de (i) rifting mecánico, con accionar de fallas normales, jurásico tardío, que evolucionó durante el Berriasiano-Barremiano como una etapa de (ii) subsidencia termal, seguida luego una etapa (iii) de compresión en el retroarco a partir del Aptiano-Albiano con el desarrollo del primer depocentro en estadio de

antepaís, para finalizar con una etapa de (iv) antepaís *sensu stricto* durante el Mioceno. El periodo entre el Cretácico tardío y el Paleoceno corresponde a un evento de compresión y levantamiento con un hiatus entre el Albiano-Cenomaniano y el Eoceno debido a la erosión de las rocas. Esta descripción de la deformación se correlaciona con las observaciones de campo realizadas para el presente trabajo.

Los primeros eventos deformacionales compresivos ocurrieron durante el Pérmico en el contexto de la orogenia Gondwánica (Hervé, 1988). Durante el Jurásico, el margen occidental comienza a experimentar subducción, marcando el inicio del ciclo Orogénico Andino. Inicialmente se suman los efectos de la fragmentación final de Gondwana, y un régimen subductivo con características extensionales por lo cual la base del ciclo Andino está representada por vulcanismo extensional y sedimentación clástica del Complejo El Quemado. Esta secuencia se interpreta como acumulación durante una fase de sinrift en grábenes y hemigrábenes (Uliana *et.al.*, 1989). Durante el Jurásico ocurren dos fases deformacionales que afectan a los depósitos del Complejo El Quemado. Mientras continuaba el rifting, se abría la cuenca de Rocas Verdes en el suroeste de Sudamérica (Dalziel *et al.*, 1974). Las Formaciones Río Mayer y Springhill representan la subsidencia térmica en etapa de *postrift*. Durante el Cretácico superior-Paleógeno se desarrollan los depósitos de cuenca de antepaís.

Aramendía *et al.*, (2018) analizan el contexto tectónico de la depositación de la sucesión de las formaciones Río Mayer, Río Belgrano y Río Tarde e indican un pasaje de ambiente marino a deltaico y continental fluvial durante el levantamiento de los Andes Patagónicos y la Patagonia extraandina. Señalan que las observaciones sedimentológicas sugieren una regresión barremiana-aptiana por el levantamiento de los bloques aledaños y que los estudios de AMS indican una sobreimpresión de la fábrica magnética N-S sobre la original producida por el acortamiento E-O experimentado luego de la depositación, representando una de las evidencias más tempranas de la deformación andina. Los depósitos de cursos fluviales son producto de la progradación de sistemas proximales causados por el reducido espacio de acomodación como consecuencia de un levantamiento tectónico en el Cretácico tardío.

La faja plegada y corrida habría experimentado dos fases deformacionales cenozoicas. Primero el engrosamiento de la cuña orogénica y propagación de la deformación hacia el antepaís

durante el Eoceno y posteriormente, durante el Oligoceno-Mioceno, la reactivación de fallas mesozoicas debido a la aproximación y colisión de la dorsal de Chile. Hacia el Mioceno se produce el evento de inversión tectónica de las estructuras Jurásicas (Giacosa, 2012). Ghigliione *et. al.* (2016) diferencian en el crecimiento de los Andes entre los 46°S y 53°S tres ciclos magmáticos y orogénicos. El cierre de la cuenca de Rocas Verdes durante el Cretácico superior, la colisión paleógena de la dorsal Farallón-Aluk y la subducción miocena de la dorsal de Chile (Figura 5.7).

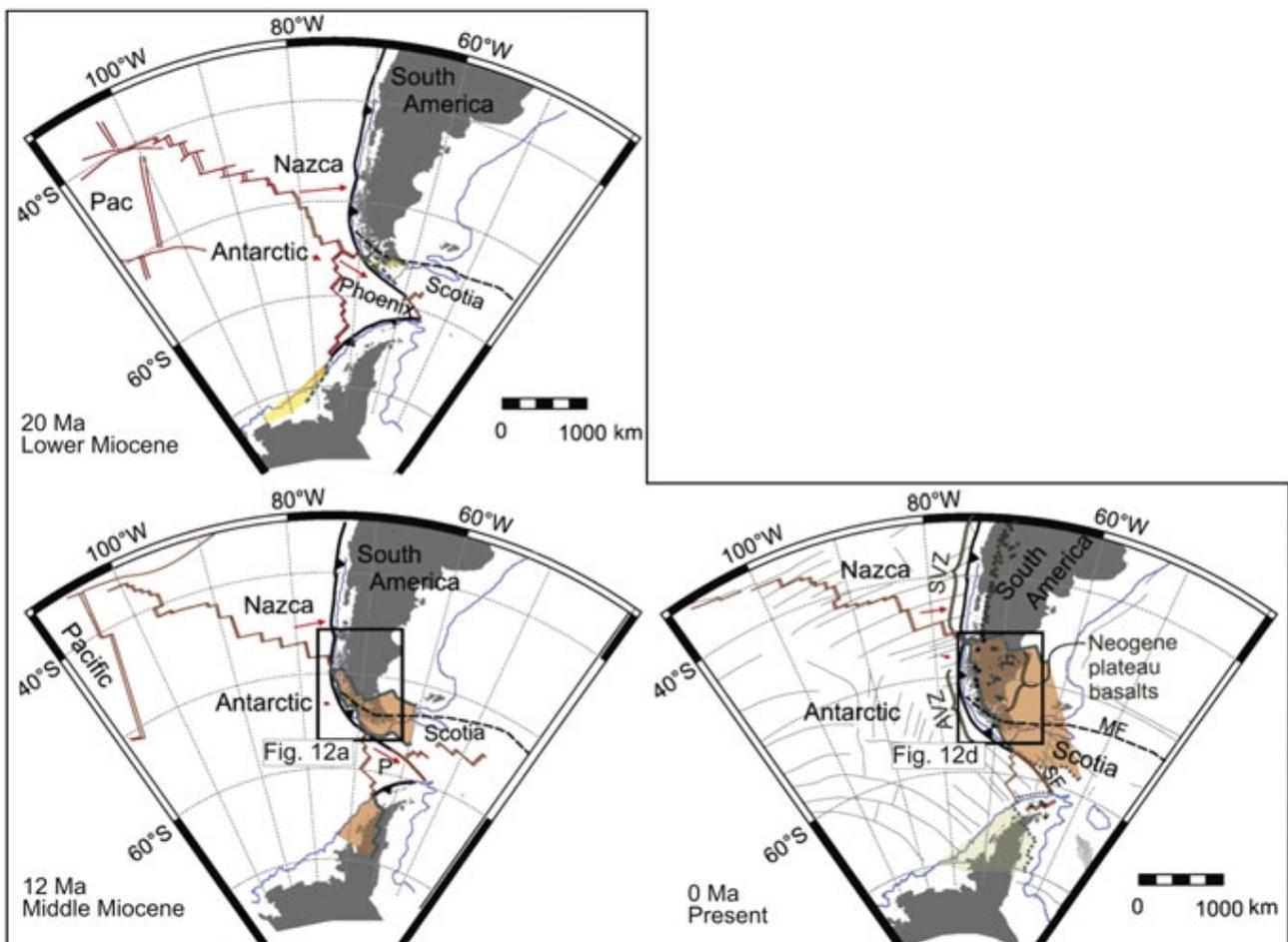


Figura 5.7: Diagramas paleotectónicos con reconstrucciones cinemáticas de la colisión de las dorsales y el desarrollo de ventanas astenosféricas desde el Neógeno hasta el presente. Tomado de Breitsprecher y Thorkelson (2008)

Debido al cierre de la cuenca de Rocas Verdes se produjo una fuerte deformación al sur de los 49° de latitud sur durante el Cenomaniano-Santoniano acompañada de la obducción de las

ofiolitas Sarmiento y la propagación del frente orogénico hacia el antepaís (Dalziel, 1986; Ramos, 1989). La cuenca de antepaís tuvo mayor desarrollo a lo largo del segmento influenciado por la cuenca de Rocas Verdes, principalmente al sur de los $\sim 50^\circ\text{LS}$, debido a un mayor adelgazamiento previo de la corteza y por lo tanto una mayor sensibilidad a la subsidencia por carga tectónica (Ghiglione *et al.*, 2014).

La colisión de la dorsal de Aluk-Farallón durante el Paleógeno produce un gap en el arco volcánico eoceno y la extrusión de plateaus basálticos de tipo OIB, como el Basalto Posadas (Cande and Leslie, 1986; Ramos and Kay, 1992).

Los Andes Patagónicos Australes experimentaron en el Mioceno una aceleración y aumento en el ángulo de subducción seguido de la aproximación y colisión de la dorsal de Chile. Durante el periodo de subducción normal previo a la subducción de la dorsal de Chile el arco estaba activo y representado por los plutones Fitz Roy y del Paine. La apertura de la ventana astenosférica por la colisión de la dorsal en el Mioceno-Plioceno extruye nuevas mesetas basálticas (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997; Espinoza *et al.*, 2005; Lagabrielle *et al.*, 2004; Guivel *et al.*, 2006). Hacia el Mioceno se propaga la faja plegada y corrida y continua la subsidencia y relleno del espacio de acomodación que se refleja en la progradación de facies fluviales de la formación Santa Cruz (Blisniuk *et al.*, 2005; Fosdick *et al.*, 2011; Cuitiño *et al.*, 2012). El levantamiento tectónico migra desde el dominio de basamento hasta la faja plegada y corrida externa (Figura 5.1) y se acompaña de una desertificación de la Patagonia hacia el Mioceno-Plioceno (Palazzesi *et al.*, 2014).

Barberón *et al.* (2018) presentan un estudio cinemático caracterizando campos de paleostress donde es notable que solo el 10% de los tensores sea compresivo en un sistema de subducción. El 55% es del tipo *strike slip* y ese régimen es interrumpido por extensión miocena previa al periodo de compresión. Los autores plantean que la deformación de rumbo puede dominar en la zona por haber estado afectada por un período de subducción oblicua previa a la colisión de la dorsal.

Hacia el Mioceno-Plioceno se extruyen los basaltos La Siberia y Strobel debido a la ventana astenosférica que se genera por la colisión de la dorsal de Chile dando origen a la migración de la

faja plegada y corrida hacia el antepaís. En la zona de estudio el levantamiento principal habría tenido lugar durante este periodo (Ramos, 1989; Blisniuk y Strecker, 2001; Ramos, 2002), el cual se registra en los depósitos sinorogénicos de la Formación Santa Cruz (Kraemer *et al.*, 2002).

6. GEOMORFOLOGÍA

El área que abarca la zona de estudio es paisajísticamente de origen glaciario. Consiste en un paisaje compuesto con predominio de erosión glaciaria, labrado principalmente sobre rocas mesozoicas y cenozoicas. La región centro y este de la zona muestra abundantes depósitos glaciarios y post-glaciarios, entre los cuales se destacan morenas basales (Figura 6.1), intercaladas con depósitos glacifluviales correspondientes a cada avance de los glaciares. Cada uno de los paisajes descritos es compuesto, y en todos pueden distinguirse geoformas derivadas de procesos endógenos y exógenos.

Algunas de las geoformas derivadas de procesos exógenos que se reconocen son las de los procesos glaciarios. La morfología glaciaria es predominante en el paisaje y abarca importantes extensiones. Esta región se caracteriza por las morenas basales con geometría cordoniforme, las cuales están formadas por depósitos no estratificados de gravas, generados durante el Pleistoceno. Entre los arcos morénicos se ubican planicies fluvioglaciales.

Las planicies glacifluviales han sufrido una importante disección por la erosión fluvial. Están constituidas por depósitos mantiformes, poco compactos, compuestos por gravas medianas a gruesas, con clastos redondeados y una matriz principalmente arenosa.

En cuanto a las geoformas de erosión glaciaria, las artesas y circos glaciarios son los rasgos más evidentes, fácilmente reconocibles incluso en imágenes satelitales. Se ubican a lo largo del área cordillerana occidental, limítrofe con Chile. Las artesas glaciarias son amplias y exhiben los típicos perfiles transversales en forma de «U».

Otros procesos reconocibles son los fluviales. La red de drenaje ha sido controlada regionalmente por lineamientos estructurales y por inhomogeneidades litológicas cuyas debilidades han sido aprovechadas por los ríos. El río Lista es el más importante de la zona mapeada. Corre paralelo a la estructura pincipal y labra su valle sobre depósitos pelíticos cretácicos y neógenos. Es de régimen permanente y hábito sinuoso. Drena en dirección este colectando sus aguas de las sierras occidentales y desaguando en el Río Chico.

En cuanto a las geoformas derivadas de procesos de remoción en masa son comunes los deslizamientos favorecidos por las precipitaciones nivales y su derretimiento.

También se reconocen geoformas derivadas de procesos endógenos, principalmente de origen volcánico. A partir del Mioceno la región en estudio ha sufrido una intensa actividad volcánica que ha generado extensos mantos lávicos que han influido en la morfología del paisaje. El relieve mesetiforme constituido por las coladas basálticas se destaca notablemente en la región.

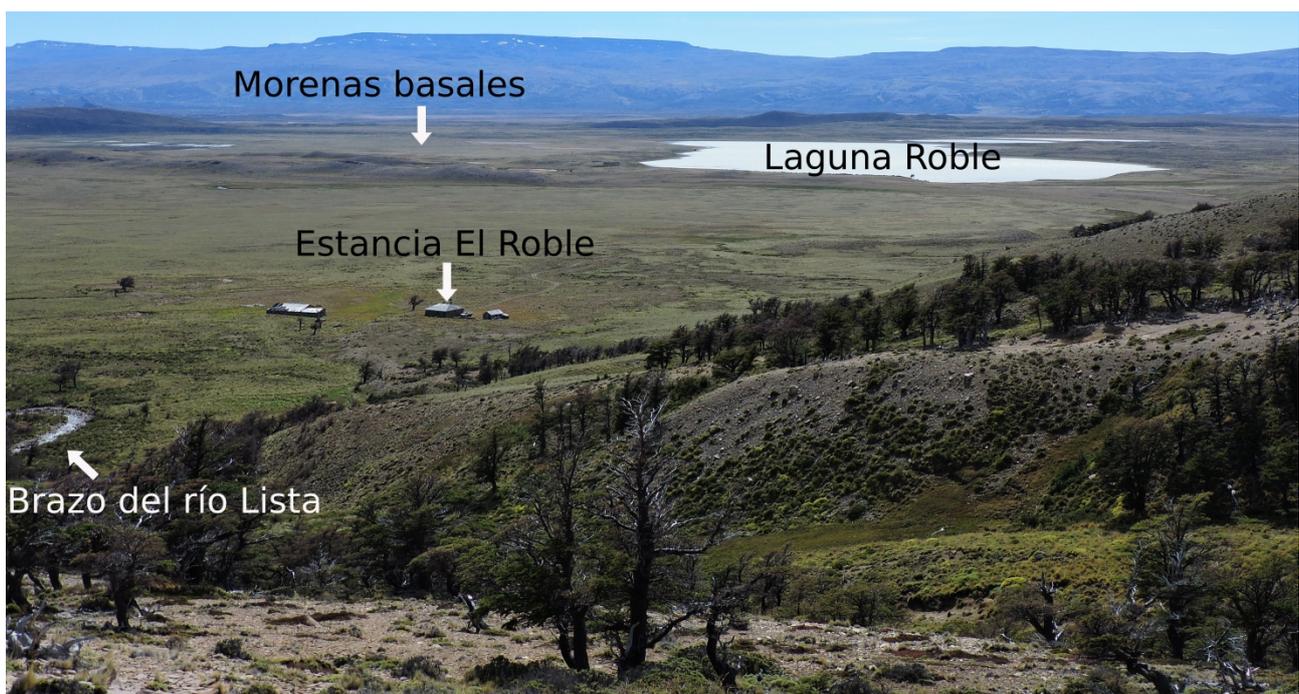


Figura 6.1: Vista hacia el norte, en donde se observan rasgos geomorfológicos de la región del río Lista. Al fondo puede apreciarse la Meseta Belgrano.

7. HISTORIA GEOLÓGICA

En base a lo expuesto a lo largo del presente manuscrito, ya sea como observaciones, datos e interpretaciones propias o de autores previos, se presenta una breve historia geológica que explica los rasgos geológicos principales observados el área de estudio.

Durante el Devónico-Carbonífero esta región constituía un ambiente marino profundo y un prisma de acreción asociado a subducción desarrollado en el margen occidental de Gondwana (Forsythe y Mpodozis, 1983; Hervé *et al.*, 2008). Los depósitos generados durante ese período sufrieron metamorfismo en facies de esquistos verdes y deformación hasta el Pérmico tardío (Giacosa y Marquez, 2002). Este fenómeno se asocia a un núcleo orogénico por interacción de microplacas y su depósito conforma el basamento de la región, representado por las metasedimentitas de la Formación Río Lácteo.

Luego de un importante periodo de deformación, levantamiento y erosión, durante el Jurásico y en el contexto del desmembramiento de Gondwana, se implanta un régimen extensional de fallamiento normal, dando como resultado grábenes y hemigrábenes. Estos a su vez estarían ligados a la instalación de un régimen de subducción con extensión en el retroarco situado en el margen oriental de Gondwana (Panza y Haller, 2002). De esta manera la Cordillera Patagónica Austral habría desarrollado una serie de depocentros extensionales que se rellenaron con secuencias volcánicas ácidas y mesosilícicas que constituyeron el relleno de *sinrift* en un contexto de subsidencia mecánica durante la apertura de la cuenca Austral. Estos depósitos están representados por las vulcanitas del Complejo El Quemado.

Tras la fase de subsidencia mecánica, prosigue un período de subsidencia termal que favorece el depósito de los sedimentos marinos de la cuenca Austral durante el Cretácico temprano (Figura 7.1). La Formación Río Mayer, y sus equivalentes en la región de Magallanes (Chile), registran la máxima inundación de la cuenca, durante el Barremiano, y sus sedimentos finos se habrían depositado en aguas calmas y reductoras cerca de la línea de costa. La porción inferior de la formación responde a la máxima inundación mientras que la superior a un subciclo regresivo iniciado en el Hauteriviano. Richiano (2012) propone el pasaje de condiciones de plataforma

externa en la parte inferior a plataforma interna y prodelta hacia la parte superior.

Hacia el Aptiano-Albiano se registra un ciclo regresivo y continentalización, que en la zona de estudio está registrado en las areniscas de la Formación Río Belgrano, depositada en un ambiente deltáico hasta fluvial de alta energía. El ciclo regresivo se asociaría al levantamiento de la Patagonia extra-andina, incluyendo los macizos del Deseado y Somún Curá durante el *post-breakup* del océano atlántico (Ghiglione *et al.*, 2015).

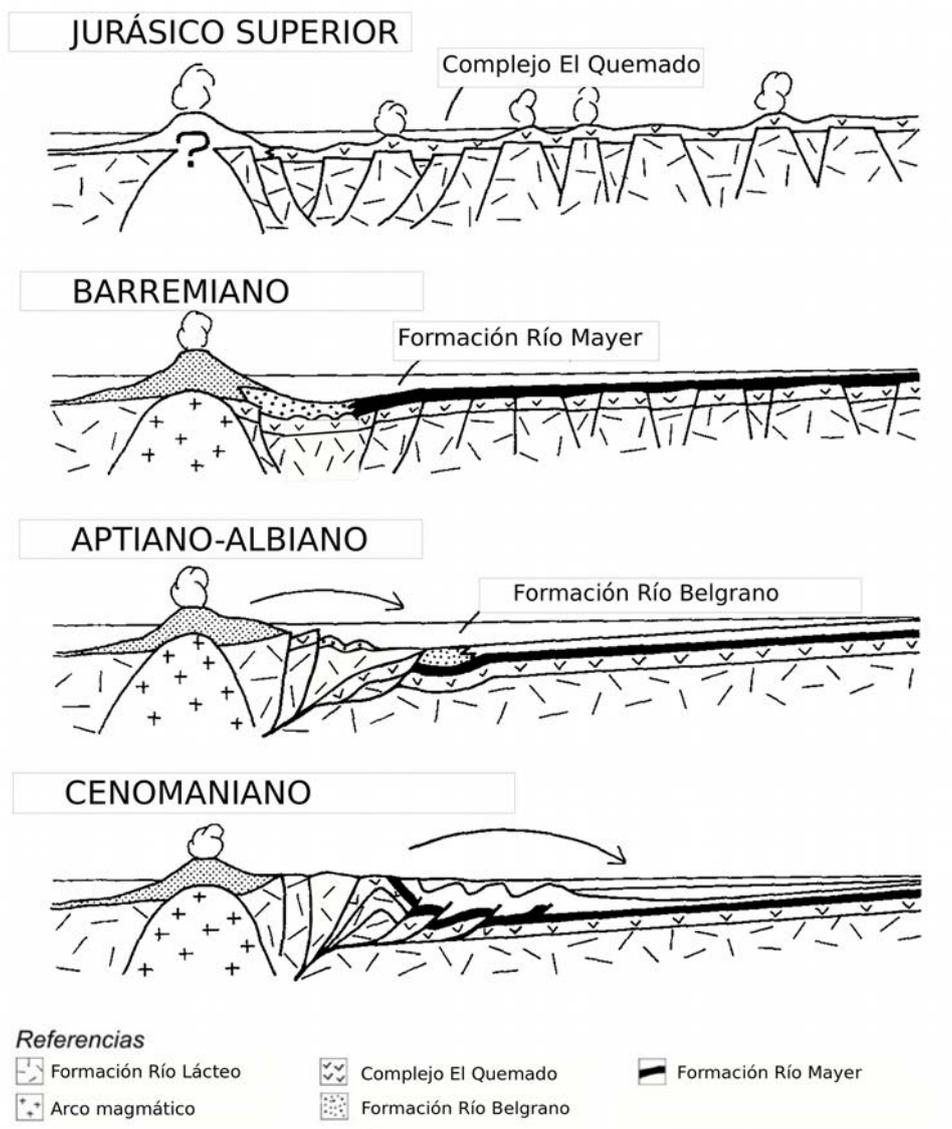


Figura 7.1: Evolución de la estructuración la región durante el Mesozoico. Modificado de Wilson (1991).

Hacia el Albiano se depositan los sedimentos piroclásticos y epiclásticos que originan las tobas y sedimentitas de la Formación Kachaike (equivalente al miembro superior de la Formación Río Tarde), en un ambiente fluvial a abanicos deltaicos con fuerte influencia de la actividad del arco volcánico al noroeste de la cuenca.

Hacia el Cenomaniano continúa la sedimentación continental en un ambiente fluvio-palustre asociado a planicies aluviales, registrada en los sedimentos de la Formación Cardiel. Durante el resto del Cretácico superior, comienzan las primeras fases del levantamiento Andino en este sector de la Cordillera Patagónica, afectando al depocentro Aptiano-Cenomaniano, y exponiéndolo al levantamiento y erosión (Ronda *et al.* 2019).

Durante el Cenozoico se estructura la Cordillera Patagónica Austral a partir de dos eventos de deformación de la faja plegada y corrida. Uno para el Eoceno y otro en el Mioceno tardío-Plioceno. El ciclo Cenozoico en la región comenzó en el Eoceno, momento en el que se producen abundantes derrames basálticos agrupados en la unidad Basalto Posadas. En forma contemporánea ocurrió además la depositación, en pequeñas cuencas aisladas, de los sedimentos de ambiente fluvial y pantanoso de la Formación Río Lista (Escosteguy *et al.*, 2017).

Durante el Mioceno temprano la transgresión marina *patagoniana* llegó hasta las primeras estribaciones de la Cordillera Patagónica. Las arenas con ostreidos de la Formación Centinela indican para esta época un ambiente marino somero en contexto de transgresión que pasa gradualmente a un ambiente de planicie costera.

En el Mioceno temprano se produjo un fuerte ascenso de la cordillera y la retirada del mar, y se inició la depositación de los sedimentos continentales de la Formación Santa Cruz, en un ambiente fluvial meandriforme y de estuario con aporte de material piroclástico, indicador del volcanismo contemporáneo en la región. El levantamiento dinámico final de la zona estaría asociado a las altas velocidades de convergencia y al desarrollo de la ventana astenosférica por subducción de la dorsal de Chile durante el Mioceno (Cande y Leslie, 1986; Ramos, 2002; Guillaume *et al.*, 2009).

Los cambios climáticos subsiguientes produjeron períodos glaciales e interglaciales que modificaron, y aún modifican, la geomorfología de la región. El paisaje actual cordillerano fue labrado esencialmente por una inmensa glaciación, durante el Pleistoceno y Holoceno, posteriormente modificado por la acción fluvial y la remoción en masa.

8. CONCLUSIONES

Se reconocieron las rocas aflorantes y se describieron sus características litológicas y estructurales a partir del trabajo de campo y de gabinete. La información recolectada ha sido interpretada y plasmada en un mapa geológico de escala 1:50.000. Dicha representación constituye una descripción de detalle única para la zona abarcada y un aporte al conocimiento y la soberanía nacional.

A partir del estudio detallado de la estratigrafía se reconocieron las secuencias de rift, sag y cuenca de antepaís que caracterizan a este sector de la Cuenca Austral.

Se levantó un perfil de detalle de escala 1:2.500 que comprende la secuencia jurásica y los sedimentos cretácicos que registran el pasaje de condiciones marinas a continentales en la Cuenca Austral. Adicionalmente se mapearon los afloramientos conocidos de la Formación Río Lista, el Basalto Posadas y la Formación Centinela, descritas por Escosteguy *et al.* (2014, 2017).

Se relevó la estructura de la zona y se confeccionó una sección estructural a partir de la cual se definen un dominio de basamento, las secuencias de rift jurásicas y de subsidencia termal cretácica.

Mediante el estudio palinológico de las muestras extraídas de la formación Río Mayer se asignó una edad aptiana a la unidad en esta región y se realizó la primera mención de angiospermas para la sección inferior de dicha formación. Aproximadamente el 50% de las especies reconocidas no habían sido previamente identificadas para la unidad por lo cual se contribuyó a la descripción palinológica de la formación Río Mayer.

9. AGRADECIMIENTOS

A mi madre por el amor y el aguante.

A mis directores, Matías y José, por el acompañamiento a lo largo de estos años.

A todas aquellas personas que desde las aulas y en las calles defienden y contribuyen a la educación pública, gratuita y de calidad.

A la Universidad de Buenos Aires por darme cuanta herramienta exista para no aflojar.

A todxs quienes me construyen y sostienen sentimentalmente, hoy y siempre.

10. BIBLIOGRAFÍA

Aguirre-Urreta, M.B., 1983. Crustáceos decápodos barremianos de la región del Tucu-Tucu, provincia de Santa Cruz, *Ameghiniana* 19(3-4): 303-317.

Aguirre-Urreta, M.B., 1986. Aptian ammonites from the argentinian austral basin: The subfamily *Helicancylinae* Hyatt, 1894. *Annals of the South African Museum* 96(7): 271-314.

Aguirre-Urreta, M.B. y V.A. Ramos., 1989. *Subsainella* (*Malgasaynella*): un amonite barremiano de la Cuesta del Oro, provincia de Santa Cruz. IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Mendoza), Actas IV: 455-463.

Ameghino, C., 1890. Exploraciones Geológicas en la Patagonia. *Bol. Inst. Geogr. Arg.*, 11:1-46.

Aramendía, I.; Ramos, M. E., Geuna, S., Cuitiño, J. I., Ghiglione, M. C., 2018. A multidisciplinary study of the Lower Cretaceous marine to continental transition in the northern Austral-Magallanes basin and its geodynamic significance, *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 54-69.

Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del cretácico de la Cuenca Austral. *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate. I-8: 103-128.*

Archangelsky, A.; Llorens, M., 2009. Palinología de la Formación Kachaike, Cretácico Inferior de la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz: Granos de polen de gimnospermas. *Ameghiniana*, 46(2):225-234.

Archangelsky S, Barreda V, Passalia MG, Gandolfo M, Prámparo M, Romero E, Cúneo R, Zamuner A, Iglesias A, Llorens M, *et al.* 2009. Early angiosperm diversification: evidence from southern South America. *Cretaceous Res.* 30:1073–1082.

Barberón, V., Ronda, G., Leal, P. R., Sue, C., y Ghiglione, M. C., 2015. Lower Cretaceous provenance in the northern Austral basin of Patagonia from sedimentary petrography. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 498-510.

Barberón, V., Sue, C., Ghiglione, M., Ronda, G., y Aragón, E., 2018. Late Cenozoic brittle deformation in the Southern Patagonian Andes: Record of plate coupling/decoupling during variable subduction? *Terra Nova*, 30(4), 296-309.

Barberón, V., Ronda, G., Aramendía, I., Suárez, R., Ramos, M. E., Naipauer, M., y Ghiglione, M. C., 2019. Tectonic evolution of the northern Austral-Magallanes basin in the Southern Patagonian Andes from provenance analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 102234.

Bell, C.M.; y Suárez, M., 2000. The Río Lacteo Formation of Southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 133-145.

Bianchi, J. L., 1967. Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral, durante las campañas 1964-65 y 1965-66. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito.

Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M. y Fitzgerald, M.G., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, Southern America. Special Publication, International Association of Sedimentologists, 8: 41-61 pp.

Blisniuk, P.M., y Strecker, M.R., 2001. The interaction between orographic and climatic processes in the southern Patagonian Andes. *Deformation Processes in the Andes, Sonderforschungsbereich*, 267: 345 – 356.

Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Chamberlain, C. P., Idleman, B., & Zeitler, P. K., 2005. Climatic and
93

ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(1-2), 125-142.

Boixart, Gregorio., 2017. Geología de la Sierra de las Uñas, provincia de Santa Cruz, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Buenos Aires.

Bonarelli, G., y Nágera, J. J., 1921. Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín (Territorio de Santa Cruz). Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, serie B, 27: 1-39.

Borrello, A. V., 1943. Datos sobre la geología regional del área comprendida entre los lagos Pueyrredón y San Martín. Yacimientos Carboníferos Fiscales (Inédito).

Bostelmann, J. E., Le Roux, J. P., Vásquez, A., Gutiérrez, N. M., Oyarzún, J. L., Carreño, C., y Hervé, F., 2013. Burdigalian deposits of the Santa Cruz Formation in the Sierra Baguales, Austral (Magallanes) Basin: Age, depositional environment and vertebrate fossils. *Andean Geology*, 40(3), 458-489.

Bowen, R., 1963. Paleotemperature measurements on Mesozoic Belemnoidea from Neuquén and Santa Cruz Provinces, Argentina. *Journ. Paleont. Lawrence*, 37 (3): 714-718.

Bown, T. M., y Larriestra, C. N., 1990. Sedimentary paleoenvironments of fossil platyrrhine localities, Miocene Pinturas Formation, Santa Cruz Province, Argentina. In the *Platyrrhine Fossil Record* (pp. 87-119).

Breitsprecher K, Thorkelson D.J., 2008. Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 464:10–20

Bruhn, R.L., Stern, C.R., y DeWit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 32-46.

Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C. M., Weislogel, A. and Cordani, U., 2007. Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society* 164: 1011-1022.

Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler*, 14, 1-164.

Casas, J. H., 1957, Estudio geológico de los anticlinales Ferrari y Vasquez al norte del río Sheuén y Mata Amarilla, Tres Lagos, Informe Inédito, Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

Cataldi, L., 2017. Geología del sector norte de la meseta Belgrano, provincia de Santa Cruz, Argentina. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura, Buenos Aires.

Cuitiño, J. I., y Scasso, R.A., 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 66(3), 406–417.

Cuitiño, J. I., Ventura Santos, R., Alonso Muruaga, P. J., & Scasso, R. A., 2015. Sr-stratigraphy and sedimentary evolution of early Miocene marine foreland deposits in the northern Austral (Magallanes) Basin, Argentina.

Cuitiño, J., Fernicola, J.C., Kohn, M.J., Trayler, R.T., Naipauer, M., Bargo, M.S., Kay, R.F. y Vizcaíno, S.F. 2016. U-Pb geochronology of the Santa Cruz Formation (early Miocene) at the Río Bote and Río Santa Cruz (southernmost Patagonia, Argentina): Implications for the correlation of fossil vertebrate localities. *Journal of South American Earth Sciences* 70: 198-210.

Cuitiño, J. I., Vizcaíno, S. F., Bargo, M. S., & Aramendía, I., 2019. Sedimentology and fossil vertebrates of the Santa Cruz formation (early Miocene) in lago Posadas, southwestern Patagonia, Argentina. *Andean Geology*, 46(2).

Dacal, A. R. G., Richiano, S. M., Peral, L. E. G., Spalletti, L. A., Sial, A. N., y Poiré, D. G., 2019. Evidence of warm seas in high latitudes of southern South America during the Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, 95, 8-20.

Davila, F. M., y Astini, R. A., 2003. Las eolianitas de la sierra de Famatina (Argentina): interacción paleoclima-tectónica en el antepais fragmentado andino central durante el Mioceno Medio?

Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. During the years 1832 to 1836. Smith, Elder and Co., 65, Cornhill, London, 279 pp.

Dalziel, L.W. O. 1981. Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal: Royal Society of London Philosophical Transactions, 300: 319-335.

d'Orbigny, A.D., 1842. Mollusques. In: Voyage dans l'Amérique Meridionale (Le Brésil, La République Orientale de l'Uruguay, La République Argentine, La Patagonie, La République du Chili, La République de Bolivie, La République du Pérou), exécuté pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832 et 1833. C. P. Bertrand (Ed), Chez Ve Levrault, Paris, Tome 3, 4e part, Paléontologie, 188 pp.

De Barrio, R. E., Scillato Yané, G., & Bond, M., 1984. La Formación Santa Cruz en el borde occidental del macizo del Deseado (provincia de Santa Cruz) y su contenido paleontológico. In Congreso Geológico Argentino (No. 9, pp. 539-556).

Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rosello, E.A. y Le Corre, C. 2000. Cenozoic crustal

thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics* 316: 91-119.

Echevarría, A.E., 1991. Ostrácodos del Oligoceno del sudeste del lago Cardiel, Santa Cruz, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 28(3-4):267-285. Buenos Aires.

Echevarría, A.E., 1998. Ostrácodos marinos del Paleógeno del sud-sudeste del Lago Cardiel, Santa Cruz, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana. Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. Publicación Especial* 5: 109-127. Buenos Aires.

Escosteguy, L., Dal Molin, C., Franchi, M., Geuna, S., & Lapido, O., 2002. Estratigrafía de la cuenca de los ríos El Zeballos y Jeinemeni, Noroeste de la provincia de Santa Cruz. In *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate.

Escosteguy, L., Geuna, S., Etcheverría, M. y Franchi, M. 2014. Formación El Bello (nom. Nov.), Jurásico Temprano de la Cordillera Patagónica Austral, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71, en prensa.

Escosteguy, L. 2017. Relación estratigráfica entre la Formación Río Lista y el Basalto Posadas en el Río Lista, Santa Cruz, Patagonia Argentina.

Escosteguy, L., Etcheverría, M., Geuna, S., Franchi, M., Wilson, C., & Azcurra, D., 2019. Hoja Geológica Monte Tetris, 4972-I, 1:250.000, provincia de Santa Cruz.

Favre, F., 1908. Die Ammonitenm der unteren Kreide Patagoniens. *Neues Jarhbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 25: 601-647.

Feruglio, E. (1931). *Nuevas observaciones geológicas en la Patagonia Central*.

Feruglio, E., 1949-1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 1: 1-268.

Fleagle, J. G., Bown, T. M., Swisher, C. y Buckley, G. 1995. Ages of the Pinturas and Santa Cruz Formations. 6o Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas, 2: 129-135, Trelew.

Forsythe, R.D., y Mposozis, C., 1983. Geología del basamento pre-jurásico superior en el archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. Boletín Servicio Nacional Geología y Minería, 39 p.

Fossa Manchini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J.C., 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la nomenclatura estratigráfica. Boletín de Informaciones Petrolíferas, 171: 31-95.

Furque, G., 1971. Sobre la estratigrafía del Cretácico inferior en el lago Argentino, Prov. De Santa Cruz, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 26(3): 301-310.

Furque, G. y Camacho, H.H., 1972. El cretácico superior y Terciario de la región austral del lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). 4as. Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 61-76.

Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Boletín Servicio Nacional Minería y Geología, 140: 1-49.

Ghiglione, M.C., Suárez, F., Ambrosio, A., Cristallini, E.O., Pizzio, M.F., Reinoso, R.M., 2009. Structure and evolution of the austral basin fold-thrust belt, Southern Patagonian Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(1): 215-226.

Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, M.B., Suárez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin research* 26, 726-745.

Ghiglione MC, Naipauer M, Barberón V, Ronda G, Pereyra-Fernández E, Ramos VA, Aguirre-Urreta MB, Valencia V (2014 b) Early Cretaceous (Aptian) uplift of Patagonia recorded on detrital zircons population from the Patagonian Andes. XIII Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas, Electronics files.

Ghiglione, M. C., Ramos, V. A., Cuitiño, J., & Barberón, V., 2016. Growth of the southern Patagonian andes (46–53 S) and their relation to subduction processes. In *Growth of the Southern Andes* (pp. 201-240). Springer, Cham.

Ghiglione, M. C., Ronda, G., Suárez, R. J., Aramendía, I., Barberón, V., Ramos, M. E., y Sue, C., 2019. Structure and tectonic evolution of the South Patagonian fold and thrust belt: Coupling between subduction dynamics, climate and tectonic deformation. In *Andean Tectonics* (pp. 675-697). Elsevier.

Giacosa, R.E., 1987. Micro y mesopliegues y litología de la Formación Río Lácteo en el área del Lago Belgrano, provincia de Santa Cruz. Actas 4° Jornadas de Microtectónica (San Juan): 37-41.

Giacosa, R. y M. Franchi, 1997. Hojas geológicas 4772-III Lago Belgrano y 4772-IV Lago Posadas, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 256: 1-95 (inédito)

Giacosa, R. y Franchi, M., 2001. Hojas Geológicas 4772-III y 4772-IV Lago Belgrano y Lago Posadas, provincia de Santa Cruz. Boletín n° 256. Servicio Geológico Minero Argentino. 68 p.

- Giacosa, R.E. y Marquez, M.M., 2002. El basamento paleozoico de la Cordillera Patagónica. Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-3: 45-55.
- Hatcher, J. B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4 (23), 327-354. Heim, A., 1940. Geological Observations in the Patagonian Cordillera. *Ecologiae Geologicae, Helveticae*, 33 (1), 25-51, Zürich. Hatcher, J. B., 1903. Reports of the Princeton Univ. Expeditions to Patagonia, 1896
- Hatcher, J. B., 1900. ART. VIII. Sedimentary Rocks of Southern Patagonia. *American Journal of Science (1880-1910)*, 9(50), 85.
- Hatcher, J. B., 1903. Reports of the Princeton Univ. Expeditions to Patagonia, 1896-1899. Vol. I. Narrative of the expeditions geography of Southern Patagonia. Edited by William B. Scott. Princeton University.
- Hervé, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes II (3)*: 183–188.
- Hervé, F., Calderón, Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M., 2005. Temporal and isotopic variations within the Jurassic and Neogene Patagonian Batholith. 6 th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, Barcelona. p. 376-378.
- Herve, F., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Calderón, M., & Yaxley, G. M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97(3-4), 373-394.
- Hervé, F., Calderón, M., Faúndez, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta* 6 (1): 43-53.

Homovc, J. F., 1980. Estudio estratigráfico de la comarca ubicada en el margen septentrional de la meseta Belgrano, en la zona del Lago Posadas, Dpto. Río Chico, provincia de Santa Cruz (Doctoral dissertation, Tesis de licenciatura. Universidad de Buenos Aires,(unpublished), Buenos Aires).

Iglesia Llanos, M.P., Lanza, R., Riccardi, A.C., Geuna, S.E., Laurenzi, M.A., Ruffini, R., 2003. Palaeomagnetic study of the El Quemado complex and Marifil formation, Patagonian Jurassic igneous province, Argentina. *Geophysical Journal International* , 154: 599-617.

Katz, H.R., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 47 (3): 506-524, Tulsa.

Kraemer, P.E. 1998, Structure of the Patagonian Andes: Regional balanced cross section at 50o S.L. Argentina. *International Geology Review* 40: 896-915.

Kraemer PE, Ploszkiewicz JV, Ramos VA., 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52°S, provincia de Santa Cruz, Argentina. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, pp 353–364

Kranck, E.H., 1932. Geological Investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, 4, 2, 133 pp.

Lapido, O., 1979. Descripción geológica de la Hoja 5, Los Antiguos, Provincia. de Santa Cruz. *Serv. Geol. Nac.*

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E. A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M., & de la Cruz, R., 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile 101

Triple Junction. *Tectonophysics*, 385(1-4), 211-241.

Leanza, A.F., 1968. Anotaciones sobre los fósiles jurásico-cretácicos de Patagonia Austral (Colección Feruglio) conservados en la Universidad de Bologna. *Acta Geol. Lilloana*, 9: 121-189.

Leanza, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: A.F. Leanza (Ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 689-706.

Longobucco, M.I., Azcuy, C.L. y Aguirre-Urreta, M.B., 1985. Plantas de la Formación Kachaike, Cretácico de la provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana* 21: 305-315.
Buenos Aires.

Malumián, N., 2002. El Terciario marino. Sus relaciones con el eustatismo. In *Geología y Recursos naturales de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino* (pp. 237-244).

Matsuda, K.Y., 1981. Estudio geológico del curso superior del río Baker, Aysen, Chile. Tesis Doctoral, Universidad de Chile, inédito.

Moreira, P., González, P.D., Fernández, R., Echeveste, H., Schalamuk, I., & Etcheverry, R., 2005. El basamento metamórfico de muy bajo a bajo grado de las estancias La Modesta y La Josefina, macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1), 049-063.

Moyano, C., 1881. Noticia sobre el Río Chico y sus afluentes. *Boletín Instituto Geográfico*, tomo I, p. 1-7. Buenos Aires.

Nullo, F.E., Proserpio, C. A., Ramos, V.A., 1978. Estratigrafía y Tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 1: 455-470, Buenos Aires.

Ortmann, A., 1902. Tertiary Invertebrates. In: Scoff, W. B. (ed). *Reports of the Princeton University Expedition to Patagonia 1896-1899.. Volume 4, Paleontology 1, part 2, 45-332*. J. Pierpoint Morgan Publishing Foundation, Princeton, New Jersey.

Palazzesi, L., Barreda, V. D., Cuitiño, J. I., Guler, M. V., Tellería, M. C., & Santos, R. V., 2014. Fossil pollen records indicate that Patagonian desertification was not solely a consequence of Andean uplift. *Nature communications*, 5, 3558.

Pankhurst, R., Riley, T. R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Irak-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41 (5): 605-625.

Panza, J. L., & Haller, M. J., 2002, April. El volcanismo jurásico. In *Geología y recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino* (pp. 89-102).

Parras, A., Griffin, M., Feldmann, R., Casadio, S., Schweitzer, C., Marensi, S., 2008. Correlation of marine beds based on Sr-and Ar-date determinations and faunal affinities across the Paleogene/Neogene boundary in southern Patagonia, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.*, 26: 204–216.

Perez Loinaze, V.S., V.D. Barreda, S. Archangelsky y A. Archangelsky, 2015. Cretaceous angiosperm pollen from the Kachaike Formation, south-western Santa Cruz Province, Argentina. *Historical Biology: An International Journal of Paleobiology*, DOI: 10.1080/08912963.2015.1065256.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*, 553.

Piatnitzky, A., 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). Boletín Informaciones Petroleras, 165: 45-85.

Pothe de Baldis, E. D., Ramos, V.A., 1980. Las microfloras de la Formación Río Mayer y su significado estratigráfico. Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Seg. Congr. Arg. Paleont. Y Bioestr., Resúmenes: 31.

Pothe de Baldis E. D., Ramos, V. A., 1983. Dinoflagelados del Aptiano inferior de Río Fósiles, Lago San Martín, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Rev. Española de Micropaleontología*, vol. 15, núm. 3: 427-446.

Pothe de Baldis, E. D., Ramos, V.A., 1986. Microplancton adicional del Aptiano de Río Fósiles, Lago San Martín, provincia de Santa Cruz, Argentina y su correlación con Australia. *IV Congr. Argentino de Paleontol. y Bioestratigr*, acta 3: 23-40.

Ramos, E. D., & Ramos, V. A., 1979. *Los ciclos magmáticos de la República Argentina*.

Ramos, V.A., 1981. Descripción Geológico-Económica de la Hoja 55 a-b, Sierra de Sangra, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito), Buenos Aires.

Ramos, V.A., 1982a. Descripción Geológico-Económica de la Hoja 53a, Cerro San Lorenzo y 53b Meseta Belgrano, provincia de Santa Cruz: Servicio Geológico Nacional, inédito, 125 pp. Buenos Aires.

Ramos, V.A., 1982b. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, revista 37(1): 23-49, Buenos Aires.

Ramos, V.A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina, American Association Petroleum Geologists, Bulletin 73(7): 887-903, Tulsa.

Ramos, V.A. y Kay, S.M., 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. En R.A. Oliver, N. Vatin-Perignon, G.Laubacher (Eds.), Andean geodynamics Symposium, Grenoble, France. *Tectonophysics*, 205: 261-282, Ámsterdam.

Ramos, V.A., y Ghiglione, M.C., 2008. Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. In: Rabassa, J (Ed.), Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, *Developments in Quaternary Sciences*, Elsevier B.V., 11(4): 57-71.

Ramos, M. E., Suárez, R., Boixart, G., Ghiglione, M., & Ramos, V. A., 2019. The structure of the northern Austral Basin: Tectonic inversion of mesozoic normal faults. *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 102197.

Relañez, R., 2014. Geología del sector de la estancia Tucu-Tucu, provincia de Santa Cruz, Argentina. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura, Buenos Aires.

Riccardi, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la bahía La Lancha, Lago San Martín Santa Cruz. *Revista del Museo de La Plata, Notas, Geología* 7: 245-318, La Plata.

Riccardi, A.C., Rolleri, E.O., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1163- 1306, Córdoba.

Richiano, S., Varela, A. N., Cereceda, A., Poiré, D. G., 2012. Evolución paleoambiental de la formación Río Mayer, cretácico inferior, Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 19(1): 3-26.

Riggi, J.C., 1958. Resumen geológico de la zona de los Lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista* XII(2): 65-97.

Ronda, G., 2015. Geología de las sierras Bayas y de las Vacas, provincia de Santa Cruz, Argentina. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura, Buenos Aires.

- Ronda, G., Ghiglione, M. C., Barberón, V., Coutand, I., & Tobal, J., 2019. Mesozoic–Cenozoic evolution of the Southern Patagonian Andes fold and thrust belt (47°–48° S): Influence of the Rocas Verdes basin inversion and onset of Patagonian glaciations. *Tectonophysics*, 765, 83-101.
- Russo, A. y Flores, M.A., 1972. Patagonia austral extrandina. En Leanza, F.A. (Ed.) Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. De Cs. De Córdoba: 707-725.
- Sepúlveda, V., y Hervé, F. 2000. Geología de la Hoja Villa O'Higgins, Región de Aysén, Chile. Implicancias cronológicas, metamórficas y tectónicas de las rocas paleozoicas. 9° Congreso Geológico Chileno, 2° Simposio Internacional, Actas 4: 760-763.
- Stanton, T.W., 1901. The Marine Cretaceous Invertebrate. Patagonian Expedition I, Princeton Univ.: 43, 10 láms.
- Stolley, E., 1912. Uber einige Cephalopoden aus der Unteren Kreide Patagoniens. *Ark. Zool. Sven. Vet. Stockh.*, 7(23): 13-18.
- Tauber, A. A., 1997. Bioestratigrafía de la Formación Santa Cruz (Mioceno Inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Ameghiniana*, 34(4), 413-426.
- Thomas, C.R., 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 33: 1553-1578.
- Turic, M., 1967, Informe del relevamiento del valle del río Leona., Yacimientos Petrolíferos Fiscales.
- Ugarte, F. R. E., 1956. El grupo de Río Zeballos en el flanco occidental de la Meseta Buenos Aires (Provincia de Santa Cruz). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11(3), 202-216.
- Uliana, M.A., Biddle, K., Phelps, D.W. y Gust, D.D. 1986. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica* 106

Argentina 40(3-4): 231-253.

Volkheimer, W., 1968. Versión completa del relato sobre problemas del Chubutiano. Asociación Paleontológica Argentina. Reunión de comunicaciones, 1-28. Buenos Aires.

Wilson, T. J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. Geological Society of America Bulletin, 103(1), 98-111.

11. ANEXO

- Sección estructural regional a los 48° LS, provincia de Santa Cruz, Argentina.
- Mapa geológico de la zona del río Lista a los 48° LS, provincia de Santa Cruz, Argentina.

Mesozoico	Cretácico	Aptiano-Albiano	Formación Kachaiké
		Aptiano	Formación Río Tarde Formación Río Belgrano
Paleozoico	Jur.	Hauteriviano-Aptiano	Formación Río Mayer
		Superior	Complejo El Quemado
	Superior	Devónico-Carbonífero	Formación Río Lácteo

Sección estructural 48°S

