



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS y
NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

TESINA PRESENTADA PARA OBTENER EL GRADO
ACADÉMICO DE LICENCIADA EN GEOLOGÍA

“GEOLOGÍA DE LA REGIÓN NORTE DEL LAGO BELGRANO, PROVINCIA
DE SANTA CRUZ”

ELIANA ADABELLA PEREYRA FERNÁNDEZ

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2015

Prefacio

"Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciada en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa, durante el período comprendido entre Marzo de 2014 y Noviembre de 2015, bajo la dirección del Dr. Matías Ghiglione y bajo la codirección de la Dra. Ana Parras."

Mi más profundo agradecimiento a las personas e instituciones que formaron parte directa o indirectamente de mi formación y de la realización de este trabajo:

- A mis **padres y hermanos (Soraya, Héctor, Nehuén y Sebastián)**, por el apoyo incondicional, su cariño, brindándome la posibilidad de estudiar y lograr una formación universitaria.
- A **Matías Ghiglione** y **Ana Parras**, director y codirectora respectivamente. Brindaron su confianza en mí, su apoyo, paciencia y ayuda.
- A la **Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam**, por la formación académica, el apoyo financiero, principalmente a través del proyecto de investigación PI230 dirigido por la Dra. Ana Parras; al **IDEAN, CONICET** y **FCEyN, UBA** por la posibilidad de viaje hacia el Parque Nacional Perito Moreno, el uso de las instalaciones y del instrumental.
- A **Miguel Griffin, Vanesa Barberón, Ramiro Relañez** y el francés **Cristian Sue**, por su participación de las campañas y colaboración con sus conocimientos.
- A los **guardaparques del Parque Nacional Perito Moreno**, por no dejarnos dormir en la interperie durante las tareas de campo.
- A **profesores** que tuve a lo largo de la carrera, por su formación académica.
- A **Mónica Castro**, en su ayuda con imágenes satelitales.
- A **Raúl Celador Martínez**, por sus consejos y visión profesional.
- A mis grandes amigas/os: **Pablo G., Barby, Meli B., Meli H., Guille, Mafi, Lu, Papu y Juli**, que siempre estuvieron al ¡"pie del cañón"!.
- Aquellos compañeros/as, especialmente Tuli, con los que cursé y compartí experiencias en el ámbito universitario y en la vida.

Departamento de Geología

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad Nacional de La Pampa

Resumen

Los Andes Patagónicos Australes presentan una historia tecto-estratigráfica particular, incluyendo una etapa de rift, una etapa de *sag* y una etapa compresiva final. Si bien la estratigrafía y estructura a nivel regional han sido descritas en diversos trabajos, las referencias son escasas en el área de estudio, ubicada en las nacientes del río Belgrano. Por ello se planteó como objetivo general la realización de un levantamiento geológico de campo, que permitiese confeccionar un mapa geológico, columnas estratigráficas, y una sección estructural. Se reconoció la existencia de dos dominios estructurales, de basamento al oeste y de faja plegada y corrida al este, que representan los andes patagónicos en esta latitud. Se determinó la presencia de secuencias de sinrift, *sag* y de antepaís relacionadas a las principales etapas tectónicas. Se elaboraron dos columnas estratigráficas del área: a) de la Formación Río Belgrano (Barremiano-Aptiano), correspondiente a los primeros depósitos gruesos que evidencian el primer levantamiento de bloques circundantes; y b) de la Formación El Chacay y su transición con la Formación Santa Cruz (Mioceno), que representa el registro del último pulso de levantamiento andino. Además, se estudió la procedencia de las areniscas de la Formación Río Belgrano, que cubren los depósitos de *sag* de la Formación Río Mayer, analizando su composición petrográfica mediante diagramas QFL de discriminación tectónica. Los datos indican que los bloques circundantes exhumados corresponden a la Patagonia extrandina (Macizo del Deseado) al este-noreste y a los bloques paleozoicos-jurásicos (Formación Río Lácteo y Complejo El Quemado) al oeste. Los resultados obtenidos permiten ajustar los esquemas estratigráficos y tectónicos previos.

Abstract

The Southern Patagonian Andes exhibit a particular tecto-stratigraphic history, including a rift, *sag*, and compressive stage. Several stratigraphic and structural regional studies have been performed in the region, but they are rare in relation to the headwaters of the Belgrano River. Thereby, the overall objective of this thesis was to conduct a geological field survey to generate a geological map, stratigraphic columns and a structural section of the area. As a result, it was recognized a basement domain to the west and the fold and thrust belt to the east, which represents the Patagonian Andes at this latitude. Also, it was identified the presence of synrift, *sag* and foreland

sequences, which are related to the main tectonic stages. Two stratigraphic columns were developed of the Río Belgrano (Barremian-Aptian) and El Chacay (Miocene) Formations, these represented the first and the last Andean uplift, respectively. In addition, the provenance of the Río Belgrano Formation's sandstones was studied by QFL ternary tectonic diagrams. Results indicated that the exhumed blocks represent the extra-Andean Patagonia (Deseado Massif) to the east-northeast, and Paleozoic-Jurassic blocks (Río Lácteo Formation and Complejo El Quemado), to the west. These findings contribute to improve the accuracy of previously stratigraphic and tectonic schemes.

Índice

Resumen – Abstract	iv
1. Introducción	1
1.1 Objetivos.....	3
1.2 Hipótesis de Trabajo.....	4
1.3 Ubicación geográfica del área de estudio.....	4
1.4 Metodología.....	5
2. Marco Geológico	8
2.1 Marco geodinámico.....	8
2.2 Estratigrafía.....	14
2.2.1 Formación Río Lácteo.....	16
2.2.2 Complejo El Quemado.....	18
2.2.3 Formación Springhill.....	21
2.2.4 Formación Río Mayer.....	24
2.2.5 Formación Río Belgrano.....	27
2.2.6 Formación Río Tarde.....	29
2.2.7 Formación Cardiel.....	34
2.2.8 Basalto Posadas.....	36
2.2.9 Formación El Chacay.....	39
2.2.10 Formación Santa Cruz.....	43
2.3 Estructura.....	49
3. Resultados	52
3.1 Descripción de las secciones estratigráficas.....	52
3.1.1 Sección Formación Río Belgrano.....	53
3.1.2 Sección Formación El Chacay.....	67
3.2 Mapa Geológico.....	81
3.3 Perfil Estructural.....	83
3.4 Petrografía de Areniscas.....	86
3.5 Análisis de Procedencia.....	97

4. Discusión	101
4.1 Estratigrafía.....	101
4.2 Mapa geológico y perfil estructural.....	103
4.3 Petrografía y procedencia de la Formación Río Belgrano.....	106
5. Conclusiones	110
Bibliografía citada	112

1. INTRODUCCIÓN

Los Andes Patagónicos Australes presentan una historia geológica mesozoica-cenozoica que incluye un contexto regional de atenuamiento litosférico y rifting mecánico continental durante el Jurásico Medio a Tardío (Nullo *et al.*, 1978; Biddle *et al.*, 1986; Uliana *et al.*, 1989; Pankhurst *et al.*, 2000), que culminó con la generación de corteza oceánica entre los 140 y 152 Ma al S-SO de la zona de estudio, en la cuenca extensional de Rocas Verdes (Stern y de Wit, 2003; Calderón *et al.*, 2007). El régimen de deformación cambió de extensional durante el Jurásico a una etapa de retroarco extensional o *sag* durante el Cretácico Temprano (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Varela *et al.*, 2012; Barredo y Stinco, 2010). Luego devino un periodo de compresión y orogénesis andina durante el Cretácico Tardío-Cenozoico (Ramos 1989; Kraemer, 1998; Kraemer *et al.*, 2002; Giacosa *et al.*, 1997; 2012) que comprendió un mosaico de procesos sedimentarios, magmáticos y tectónicos producto de la interacción entre las placas oceánicas ubicadas en el Pacífico (Aluk-Farallón-Nazca-Antártica) y la placa continental de América del Sur (Coutand *et al.*, 1999; Ghiglione y Cristallini, 2007), dando lugar al desarrollo de la etapa de antepaís de la cuenca Austral (Nullo *et al.*, 1978; Ramos, 1989; Arbe, 2002; Marensi *et al.*, 2005).

Los depósitos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior correspondientes a la etapa de *sag* están preservados en excelentes columnas sedimentarias entre los Lagos Posadas y San Martín (Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Giacosa *et al.*, 2001), donde se encuentra el área de estudio. Una potente sucesión pelítica marina, perteneciente a la Formación Río Mayer, documenta la primera transgresión pacífica durante el Titoniano. La posterior regresión fue diacrónica, avanzando de norte a sur, y se caracteriza por la aparición de los primeros depósitos litorales a continentales, comenzando en la región del Lago Belgrano (47°S) durante el Barremiano-Aptiano, y al sur del Lago San Martín (49°S) durante el Cenomaniano-Turoniano (Wilson, 1991; Arbe, 2002; Fildani *et al.*, 2003; Fosdick *et al.*, 2011; Varela *et al.*, 2013). Dentro de este contexto regresivo diacrónico, se registran diferentes interpretaciones tectónicas para las unidades estratigráficas gruesas regresivas. Al sur del lago San Martín, las primeras secuencias clásticas gruesas se asignan a la fase de antepaís, correspondiente a la primera fase compresiva andina (Wilson, 1991; Arbe, 2002; Fosdick *et al.*, 2011; Varela *et al.*, 2013), mientras que las del norte son interpretadas

como la respuesta al levantamiento de la Patagonia extra-Andina a finales del Cretácico Temprano (Ghiglione *et al.*, 2015).

El segmento de Lago Posadas-Lago San Martín se caracteriza por depósitos transicionales a continentales berriasianos-albianos de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde (Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Arbe y Hechem, 1984a, 1984b) con una fuente de proveniencia desde la Patagonia extra-andina (Ghiglione *et al.*, 2015). En esta área las sedimentitas cretácicas están separadas del Basalto Posadas de edad eocena mediante una discordancia erosiva, y está escasamente representada la secuencia del Cretácico Superior (Formación Cardiel). Los basaltos son cubiertos, por las sedimentitas marinas de la Formación El Chacay a la cual la suprayacen depósitos continentales de la Formación Santa Cruz (Giacosa *et al.*, 2001; Parras *et al.*, 2008), ambas de edad miocena (Blisniuk *et al.*, 2005; Cuitiño *et al.*, 2015).

Con respecto a la estructura de la región, se desarrolla en función del armazón estratigráfico. Autores como Ramos (1989), Kraemer (1998) y Giacosa *et al.* (2012), reconocen para los Andes Patagónicos Australes un Dominio de Basamento al oeste, representando la inversión de los grábenes jurásicos y un Dominio de faja plegada y corrida hacia el este. Además se reconoce una zona triangular en el contacto entre el dominio de basamento, y la faja plegada y corrida, cuyo límite es un retrocorrimiento con vergencia al este (Ramos, 1989).

Si bien la estratigrafía y estructura de la región han sido descritas en diversos trabajos (Ramos, 1989; Wilson, 1991; Kraemer, 1998; 2003; Giacosa y Franchi, 2001), existe poca información acerca del área de estudio de esta tesis, ubicada en las inmediaciones del río Belgrano (Figura 1.1). Por lo cual se planteó la necesidad de realizar un levantamiento geológico general, incluyendo la confección de columnas estratigráficas, un mapa geológico (escala: 1:300000) y una sección estructural. Los resultados obtenidos permiten ajustar los esquemas estratigráficos y tectónicos previos. Mediante estudios petrográficos en la Formación Río Belgrano, se pudo estimar las áreas de aporte sedimentario para las secuencias regresivas basales de la cuenca Austral en su sector norte. En este sentido la identificación y evolución relativa de las petrofacies presentes permitió conocer los sectores expuestos a la erosión durante esta etapa, contribuyendo al conocimiento de la evolución de los Andes Patagónicos Australes.

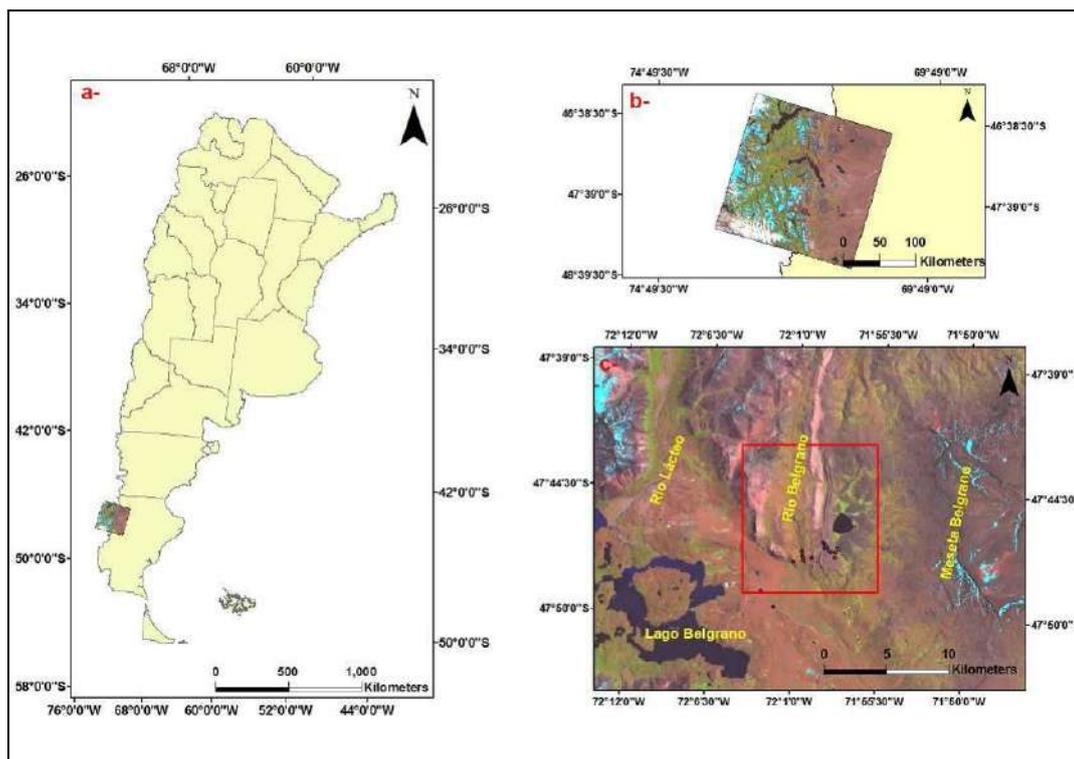


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio. a- Área de estudio localizada al noroeste de la provincia de Santa Cruz. b- Detalle de la imagen satelital que contiene el área de estudio. c- Vista de detalle de área de estudio (recuadro rojo), ubicada al noreste del lago Belgrano, donde se observan los afloramientos de las unidades del Cretácico-Mioceno.

1.1 Objetivos

General

El objetivo general de la presente tesina consiste en describir e interpretar la geología del área entre el cerro Belgrano y el río Lácteo, contribuyendo al conocimiento geológico de los Andes Patagónicos Australes.

Particulares

1. Elaborar dos columnas estratigráficas del área: a) de la Formación Río Belgrano que corresponde a los primeros depósitos gruesos que evidencian el primer levantamiento de bloques circundantes; b) de la Formación El Chacay y la transición con la Formación Santa Cruz, que son el registro del último pulso de levantamiento andino (punto 3.1).

2. Confeccionar un mapa geológico del área entre el cerro Belgrano y el río Lácteo, ubicada al noroeste de la provincia de Santa Cruz (punto 3.2).

3. Confeccionar una sección estructural esquemática que representa la estructura andina a estas latitudes (punto 3.3).

4. Conocer la composición petrográfica de las areniscas de la Formación Río Belgrano (punto 3.4).

5. Determinar el ambiente tectónico y las zonas de procedencia sedimentarias de las sedimentitas de la Formación Río Belgrano sobre la base de su composición petrográfica (punto 3.5), según diagramas Cuarzo-Feldespato-Líticos (QFL), de discriminación tectónica.

1.2 Hipótesis de Trabajo

Las secuencias arenosas gruesas a conglomerádicas de la Formación Río Belgrano, se depositaron en respuesta a la exhumación tectónica de los bloques circundantes, y la participación relativa de bloques de basamento metamórfico o ígneo-volcánico influyó su composición clástica.

La presencia y la evolución relativa de las petrofacies presentes brindan un panorama cualitativo de los sectores expuestos a la erosión durante el depósito de las rocas estudiadas (e.g., Ingersoll *et al.*, 1984; Dickinson, 1985). Para el área de estudio a nivel regional se reconocen dos posibilidades (1) petrofacies ricas en cuarzo con proveniencia de bloques continentales y orógeno reciclado que podría provenir de terrenos paleozoicos ubicados en el margen occidental de Chile, o bien, del Macizo del Deseado situado al noreste y (2) petrofacies rica en fragmentos volcánicos, provenientes de un arco ubicado al oeste, volcanismo activo durante el Maastrichtiano hasta el Paleoceno inferior, o afloramientos del Complejo El Quemado.

1.3. Ubicación Geográfica del área de estudio

El área estudiada se encuentra ubicada en el oeste del departamento de Río Chico, provincia de Santa Cruz. La misma se encuentra limitada entre los paralelos 47° 42' 37,92'' y 47° 49' 10,42'' de latitud sur y los meridianos 71° 56' 2,30'' y 72° 4' 28,9'' de longitud oeste (Figura 1.1). Los trabajos geológicos de campo fueron llevados a cabo al noreste del Lago Belgrano, dentro del Parque Nacional Perito Moreno y áreas adyacentes, en el ámbito de la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos Australes. A dicho parque y área de estudio se accede desde la Ruta Nacional (RN) 40, desviándose aproximadamente 91 km por la Ruta Provincial (RP) 37 (Figura 1.2). Las localidades más cercanas son: Gobernador Gregores (220 km al sureste) y Perito Moreno (320 km al noreste).

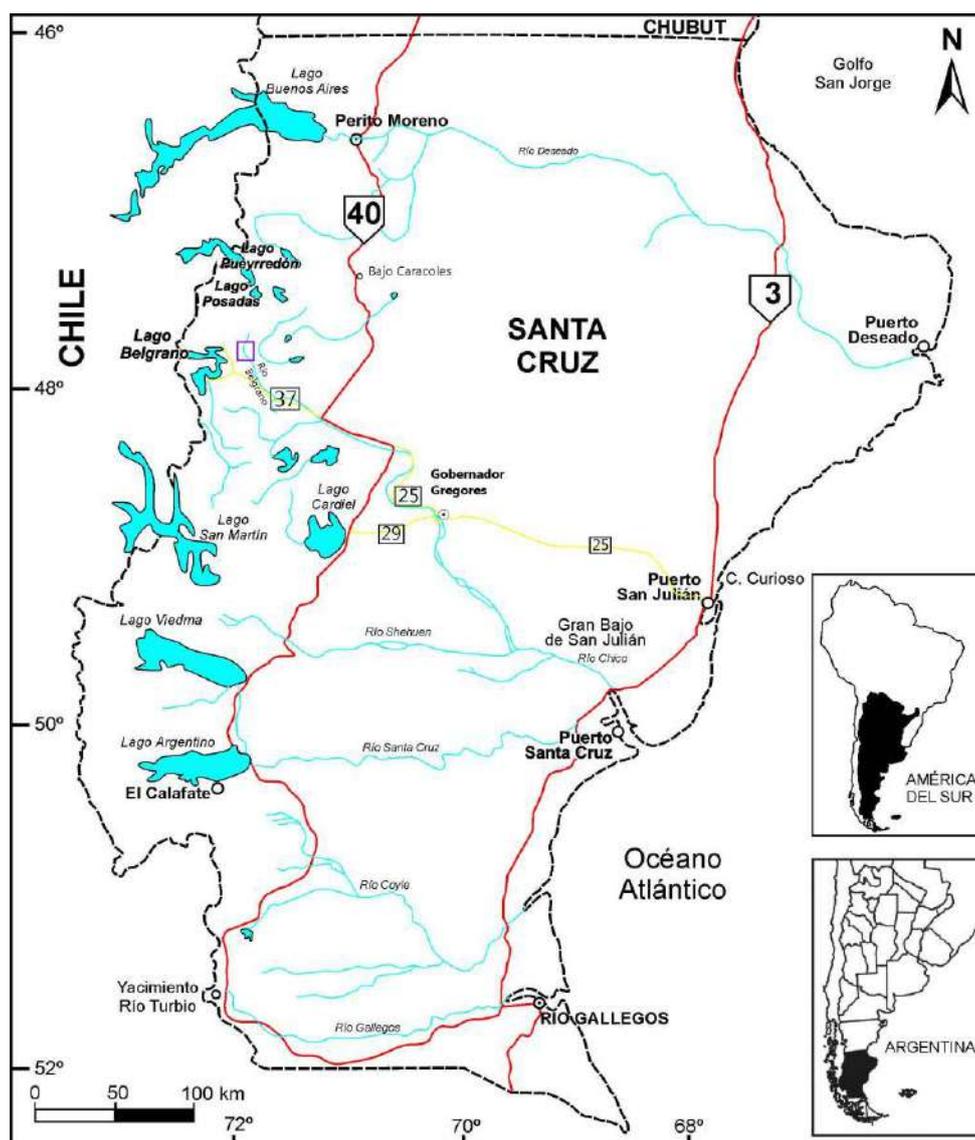


Figura 1.2: Ubicación del área de estudio (recuadro violeta), al noreste del lago Belgrano, dentro del Parque Nacional Francisco Pascasio Moreno, con las localidades más cercanas (Gobernador Gregores al sureste y Perito Moreno al noreste) y rutas de acceso (RN 40 y RP 37).

1.4 Metodología

La metodología constó de cuatro etapas: estudio preliminar, trabajo de campo, tareas de laboratorio y procesamiento de la información:

Estudio Preliminar:

Consistió en la lectura y análisis de trabajos geológicos referidos específicamente a la zona de tesis y trabajos más regionales abarcando los Andes Patagónicos. Asimismo, se procedió a la recopilación de información sobre las secciones estratigráficas ya existentes en el área de estudio (e.g., Arbe, 1986; 2002; Aguirre-

Urreta y Ramos, 1981; Giacosa y Franchi, 2001), las cuales fueron correlacionadas y analizadas para determinar las localidades donde obtener columnas estratigráficas completas durante el trabajo de campo.

Trabajos de campo:

Se procedió al relevamiento del área de estudio y a la medición y descripción de dos columnas estratigráficas, de sedimentitas del Cretácico Inferior (Formación Río Belgrano) y del Cenozoico (Formación El Chacay y transición con la Formación Santa Cruz). Se utilizó cinta métrica, brújula geológica tipo Brunton, báculo de Jacob y GPS. Se colectaron 13 muestras de roca para análisis de procedencia mediante petrografía de areniscas en la Formación Río Belgrano.

Además, se tomaron datos geológico-estructurales con el fin de obtener información para la construcción de un mapa geológico y de un perfil estructural.

Las secciones elegidas están ubicadas en el área del río Belgrano, donde aflora una columna estratigráfica continua desde el Jurásico, representada por el Complejo El Quemado, hasta el Neógeno: formaciones Springhill (Berriasiano-Valanginiano), Río Mayer (Valanginiano-Hauteriviano), Río Belgrano (Barremiano-Aptiano), Río Tarde (Aptiano-Cenomaniano), Cardiel (Albiano-Cenomaniano), Basalto Posadas (Eoceno temprano a medio), El Chacay (Mioceno temprano) y Santa Cruz (Mioceno temprano a medio). Estas tareas de campo fueron realizadas en enero-febrero de 2014, dentro del Parque Nacional Perito Moreno y zonas adyacentes.

Tareas de laboratorio:

Se seleccionaron un total de 13 muestras de areniscas para el análisis bajo lupa binocular y microscopio de polarización. El tamaño de grano de las mismas se determinó según la escala de Udden-Wentworth (Udden, 1914 y Wentworth, 1922). Se realizó un estudio petrográfico y clasificación de las mismas, determinándose: la textura de la roca, el contacto entre granos, la composición de la fracción clástica, la porosidad y el cemento.

Además, se realizó un conteo modal para confeccionar los diagramas de discriminación tectónica. Para ello se usó el método de conteo de Gazzi-Dickinson explicado en Ingersoll *et al.* (1984) de manera tal de facilitar la comparación de los resultados con los modelos de proveniencia y discriminación tectónica de Dickinson

y Suczek (1979), Dickinson (1973) y Dickinson (1985). Solo areniscas de grano medio fueron contadas. Se midieron unos 450 puntos en cada sección delgada, y luego fueron normalizados a parámetros modales y ploteados en diagramas ternarios QFL Cuarzo-feldespatolíticos, usando los campos de proveniencia de Dickinson *et al.* (1985).

Procesamiento de la información:

Se elaboró un mapa geológico en escala (1:300000), utilizando imágenes satelitales de alta resolución disponibles en Google Earth, imagen Landsat 8 y software libres.

Se confeccionó una sección estructural utilizando los datos estructurales colectados.

Se elaboraron dos columnas estratigráficas, a partir de las dos secciones medidas. La correspondiente al Cretácico (Formación Río Belgrano) tiene un espesor de 116,05 m, la correspondiente al Mioceno (Formación El Chacay) presenta un espesor de 288,12 m. El dibujo de las mismas se realizó utilizando el programa CorelDraw X3.

Finalmente se contrastaron los resultados con las hipótesis planteadas, se procedió a la discusión de los resultados y se elaboró el presente manuscrito.

2. MARCO GEOLÓGICO

Este apartado tiene como finalidad encuadrar el área de estudio en su contexto geológico regional. Se realiza un resumen de los procesos tectónicos que ocurrieron en la cuenca Austral o de Magallanes, y se analiza la estratigrafía y estructura del área de estudio en su marco geodinámico.

2.1 Marco Geodinámico

El área de estudio se encuentra ubicada en el extremo noroccidental de la cuenca Austral, dentro de la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos Australes (Figura 2.1), estructurados principalmente durante el levantamiento andino Cenozoico (Ramos, 1989; Giacosa *et al.*, 2001). La cuenca Austral se ubica en el extremo sur del continente Americano, abarcando las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego, y una porción de la plataforma continental en Argentina y la región de Magallanes en Chile (Figura 2.2).

Actualmente, el margen austral continental de los Andes de América del Sur, donde se encuentra emplazada esta cuenca, está caracterizado por la interacción de la Placa Sudamericana con tres placas: la de Nazca, la Antártica y la de Scotia. La placas de Nazca y Antártica subducen por debajo de América del Sur, y se encuentran separadas por la dorsal sísmica de Chile, formando el punto triple de Aysén (Figura 2.2). Al norte del punto triple de Aysén, la Placa de Nazca subduce con una dirección de 75° E y una velocidad de 80 mm/año y, al sur del mismo, la Placa Antártica lo hace con una dirección de 90° E y una velocidad de 20 mm/año (Figura 2.2). Entre las placas Sudamericana y de Scotia la relación es de límite transcurrente con movimiento levógiro (Diraison *et al.*, 2000).

Los Andes Patagónicos Australes presentan una historia tectónica-estratigráfica mesozoica-cenozoica compleja incluyendo: atenuamiento litosférico y rifting mecánico continental durante el Jurásico Medio a Tardío (Biddle *et al.*, 1986; Uliana *et al.*, 1989; Pankhurst *et al.*, 2000) que culminó con la generación de corteza oceánica entre los 142 y 152 Ma al S-SO de la zona de estudio, en la cuenca extensional de Rocas Verdes (Figura 2.1; Stern y de Wit, 2003; Calderón *et al.*, 2007).

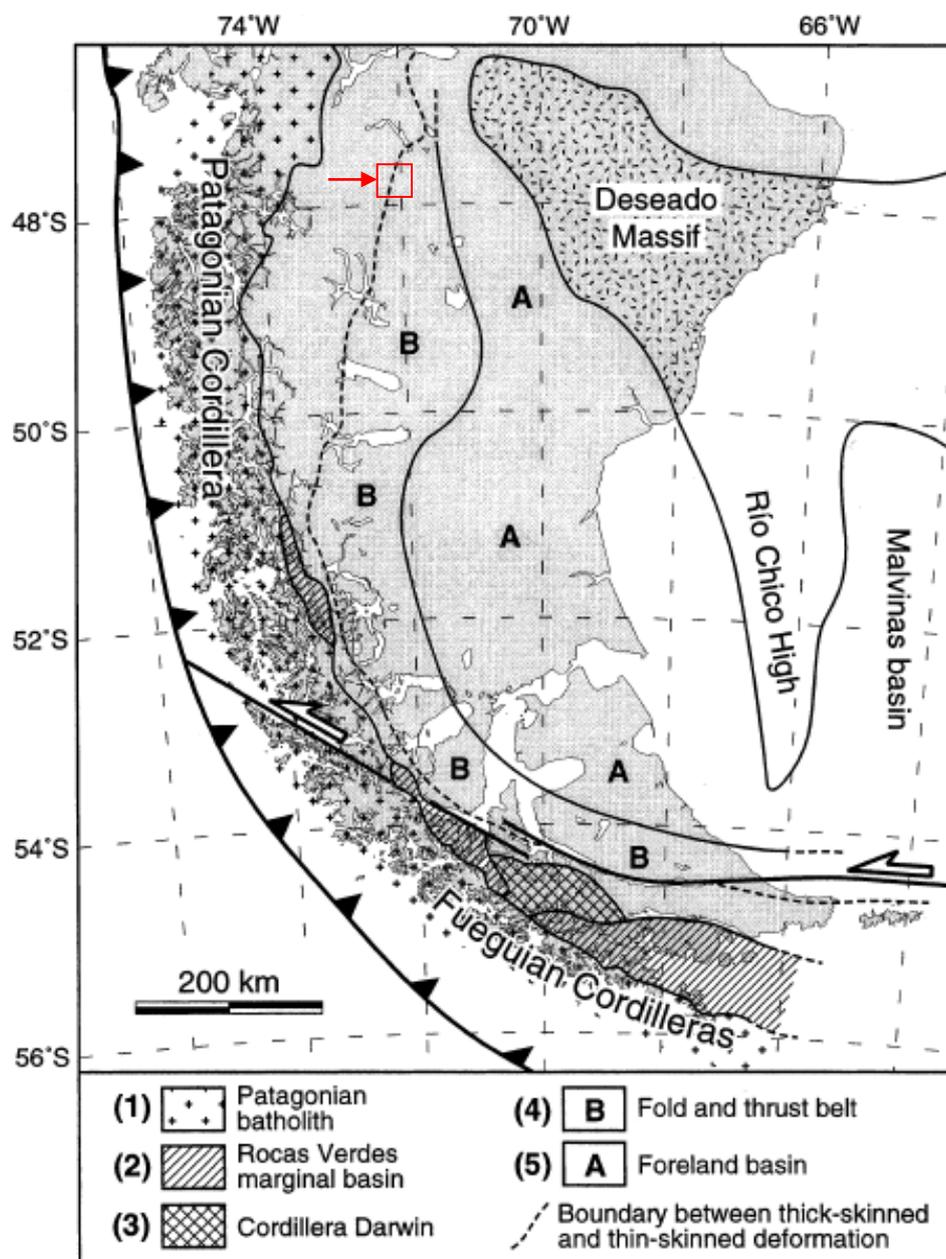


Figura 2.1: Ubicación de la cuenca Austral (A), con la localización del área de estudio (recuadro rojo). La misma conforma la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos Australes (B) (modificado de Diraison *et al.*, 2000).

Estos procesos estuvieron relacionados al desmembramiento de Gondwana (Figura 2.3; Dalziel *et al.*, 1987; Kay *et al.*, 1989; Wilson, 1991; Fildani y Hesseler, 2005) y vinculados al punto caliente Karoo-Ferrar (Pankhurst *et al.*, 1998; Mpodozis y Ramos, 2008). En general, para el sector analizado se propone que el régimen de deformación cambió desde este evento extensional durante el Jurásico Medio a Tardío (Calderón *et al.*, 2007), a una etapa de enfriamiento térmico durante el Cretácico Temprano (Ghiglione *et al.*, 2010; Barredo y Stinco, 2010) hasta un sistema netamente compresivo durante el Cretácico Tardío-Cenozoico (Ramos, 1989;

Wilson, 1991; Kraemer, 1998; Kraemer *et al.*, 2002; Giacosa, 1997 y Giacosa *et al.*, 2010; 2012). Este período de compresión y orogénesis andina del Cretácico Tardío-Cenozoico, dio lugar al desarrollo de la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos (Nullo *et al.*, 1978; Ramos, 1989; Arbe, 2002; Marensi *et al.*, 2005).

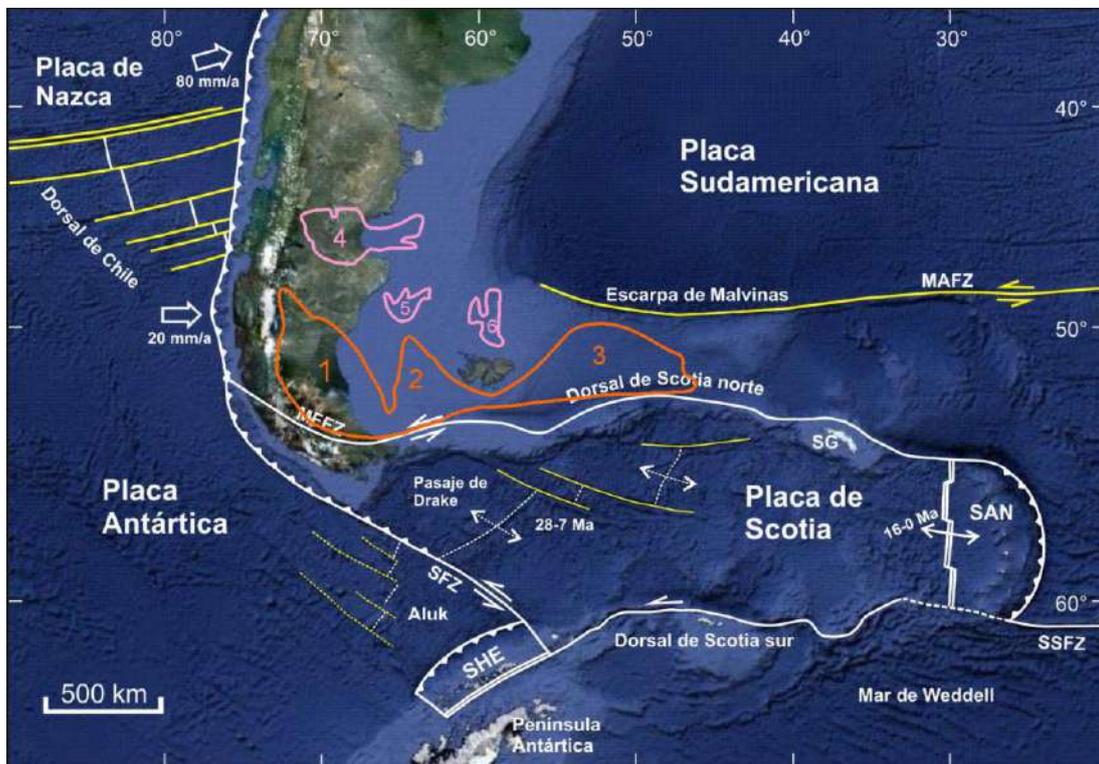


Figura 2.2: Configuración tectónica actual de la región austral sudamericana. Las abreviaturas corresponden a los siguientes elementos: SAN y SHE pequeñas placas de Sandwich y Shetland respectivamente, SG Georgias del Sur, MFFZ Zona de Falla Magallanes-Fagnano, MAFZ Zona de Falla Malvinas-Agulhas, SFZ Zona de Fractura de Shackleton, SSFZ Zona de Fractura Sandwich del Sur. Los valores de los vectores entre Nazca y Antártica con respecto a Sudamérica representan la convergencia relativa. 1: cuenca Austral-Magallanes, 2: cuenca de Malvinas, 3: cuenca Falkland Este, 4: cuenca de San Jorge, 5: cuenca San Julián y 6: cuenca Falkland Norte. Imagen de Google Maps, información de Barker (2001), Ghiglione *et al.* (2008, 2010) y Diraison *et al.* (2000).

Dentro de este contexto geodinámico, el desarrollo de la cuenca Austral involucró la superposición de dos regímenes de deformación: extensión y *sag* durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano; y contracción que involucra al basamento durante el Cretácico Tardío al Cenozoico temprano (Figura 2.4; Wilson 1991).

En la etapa de rifting, fueron depositadas las secuencias del Jurásico Medio a Tardío del Complejo El Quemado y sus equivalentes: Serie Tobífera y Formación Chon Aike (Figura 2.3).

En la etapa de sag o de subsistencia térmica de la cuenca (Cretácico Temprano), se depositaron sedimentitas marinas, de ambientes de plataforma y talud. Las facies de ambiente de plataforma están representadas por las sedimentitas, mayormente arenosas de la Formación Springhill (Barredo y Stinco, 2010; Robbiano *et al.*, 1996), en tanto que las facies pelíticas de talud son conocidas como Formación Río Mayer o sus equivalentes formaciones Zapata (Chile) y Palermo Aike (Inoceramus inferior, Pampa Rincón). Estas sedimentitas, constituyen la principal roca reservorio (Formación Springhill) y madre (Formación Río Mayer) de la cuenca Austral, y representan el “Sistema petrolero Inoceramus inferior – Springhill” (Galeazzi, 1998).

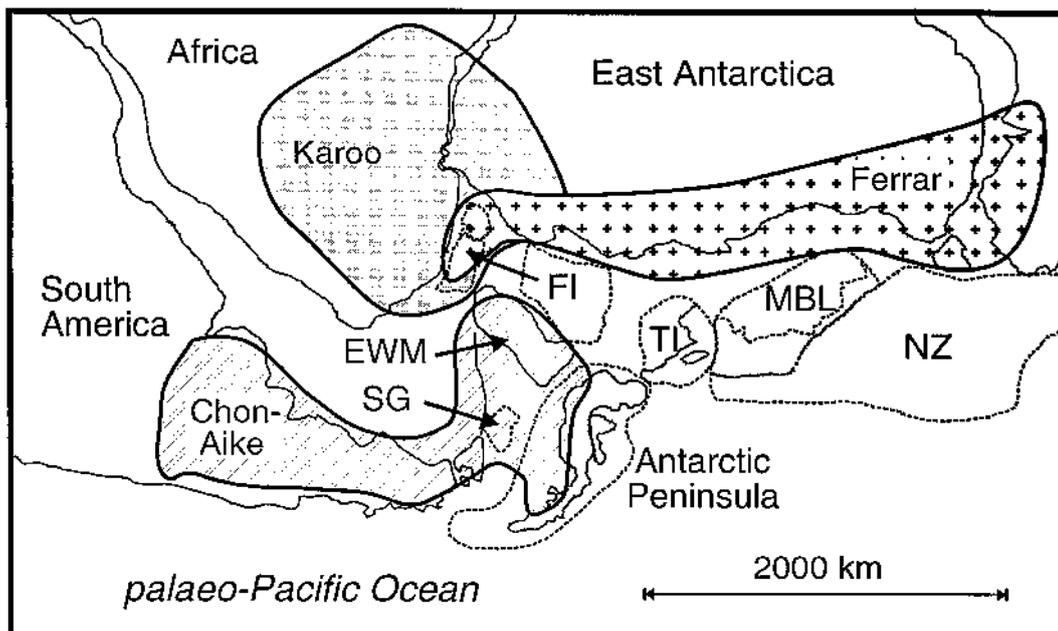


Figura 2.3: Reconstrucción de la parte oeste de Gondwana y sus principales provincias magmáticas durante el desmembramiento Jurásico. Con trazas de puntos se determinan microplacas cuyos límites no son bien conocidos (EWM: montañas Ellsworth-Whitmore; SG: Georgia del Sur; FI: Islas Malvinas/Falklands; TI: Isla Thurston; MBL: Tierra de Marie Byrd; NZ: plataforma continental de Nueva Zelanda). Tomado de Pankhurst (1998).

Posteriormente, durante el Cretácico Tardío al Terciario, la cuenca evolucionó a una cuenca de antepaís (Figura 2.4), producto de: 1- los cambios en la velocidad de convergencia de subducción de las placas Farallón-Aluk-Nazca-

Antártica con la Placa Sudamericana (Somoza y Ghidella, 2005; Pardo Casas y Molnar, 1987; Diraison *et al.*, 2000) y; 2- la colisión de dorsales oceánicas durante el Paleógeno y Neógeno (Figura 2.5; Folguera y Ramos, 2002).

La primera etapa de deformación compresiva, provocó el cierre e inversión de la cuenca marginal de Rocas Verdes (Dalziel, 1981; Biddle *et al.*, 1986; Ramos 2002), así como el levantamiento y metamorfismo de la Cordillera Darwin en Tierra del Fuego (Khon *et al.*, 1995). Este evento compresivo coincide con el reinicio de la subducción, que instauró el emplazamiento continuo del Batolito Patagónico hasta la actualidad (Ramos *et al.*, 1982; Hervé *et al.*, 1984). La etapa compresiva generó fallamientos y plegamientos con vergencia hacia el antepaís (Kreamer, 2003), contemporáneos con flujos turbidíticos procedentes de los sectores exhumados del oeste y noroeste (Figura 2.4; Arbe y Hechem, 1984; Wilson, 1991; Ramos, 2002; Fildani y Hesseler, 2005; Calderón *et al.*, 2007; Ramos y Ghiglione, 2008). Además, según Wilson (1991) se produjo subsidencia como resultado de la carga litostática producida en la fase compresiva inicial (Figura 2.4).

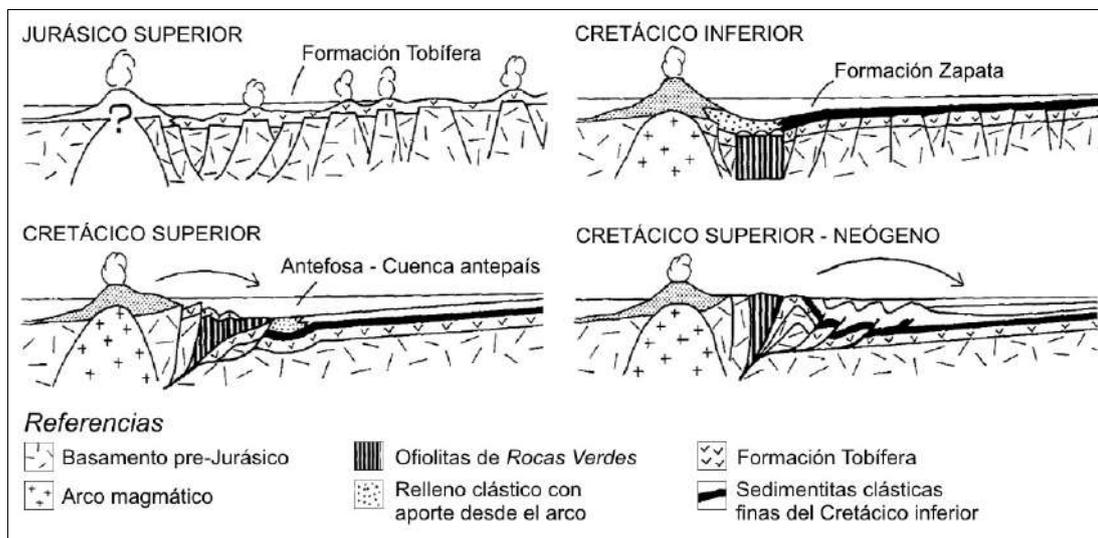


Figura 2.4: Esquema de las etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca Austral y la Cordillera Patagónica Austral a los 50°-52°S (tomado de Wilson, 1991).

Con respecto al momento del inicio de esta primera etapa de deformación compresiva, algunos autores propusieron que esta compresión inicial, que produjo el primer levantamiento de la orogenia, provocando subsidencia y sedimentación de antepaís ocurrió durante el Maastrichtiano (Biddle *et al.*, 1986; Mpodozis y Ramos, 1990). Sin embargo, según Kraemer y Riccardi (1997) las secuencias de antepaís en el área del Lago Argentino, representadas por la Formación Cerro Toro, tienen una

edad más temprana: aptiana-coniaciana a coniaciana media-campaniana temprana para la secuencia inferior y superior de la unidad, respectivamente. Por otro lado, Fildani *et al.* (2003) a partir de datos geocronológicos en zircones detríticos proponen para la región de Última Esperanza, una edad máxima turoniana para las sedimentitas de la Formación Punta Barrosa, que representan el inicio de la depositación de antepaís (Wilson 1991).

En el sector de estudio, Arbe (1986), identifica discordancias angulares en la Formación Río Belgrano, e indica que representa el fin de la etapa de *sag*. Aguirre Urreta y Ramos (1981) proponen que su composición clástica gruesa es debida al levantamiento de bloques de basamento al oeste. Más recientemente, se propuso que estos depósitos se relacionan con el levantamiento de Patagonia extra-andina durante el Valanginiano superior - Aptiano (Ghiglione *et al.*, 2015), el cual está marcado por discordancias angulares, afectando las cuencas del Deseado y San Julián (Homovoc y Constantini, 2001).

Posteriormente, durante el Paleógeno, se registró una rápida velocidad de convergencia de las placas (Pardo Casas y Molnar, 1987), atribuida a la colisión de la dorsal Farallón-Aluk, comenzando en los 43°30' LS a los 52 Ma culminando en los 52° LS a los 42 Ma (Cande y Leslie, 1986). Esto provocó el levantamiento de la Cordillera Patagónica por apilamiento tectónico de la faja plegada y corrida interna, según lo propuesto por Kraemer *et al.* (2002). Luego durante el Neógeno, se produjo otra etapa de deformación, en la que a la subducción normal de la Placa de Nazca debajo de la Sudamericana, se le superpusieron el inicio de la colisión de una serie de segmentos de la dorsal símica de Chile (56° LS), ocurrida durante el Mioceno (Figura 2.5). La misma siguió migrando hacia el norte hasta la posición actual a los 47°30'S. Los productos sinorogénicos de estos eventos de deformación andina, están representados por las formaciones El Chacay y Santa Cruz.

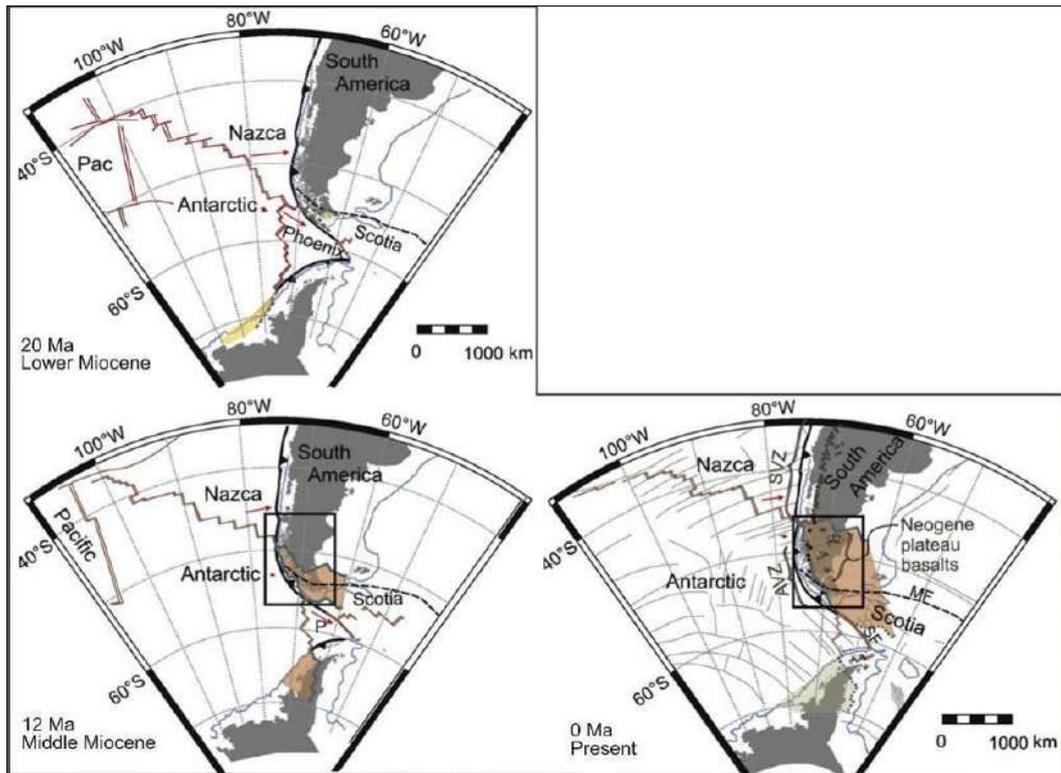


Figura 2.5: Diagrama paleotectónico que muestra la reconstrucción cinemática del choque de dorsales desde el Neógeno al presente así como el resultado de una ventana astenosférica (slab window). AVZ = Zona Austral Volcánica; MF = Falla Magallanes–Fagnano; P = Phoenix; SF = Falla Shackleton; SVZ = Zona Volcánica Sur. Tomado de Breitsprecher and Thorkelson (2008).

2.2 Estratigrafía

Entre 1897 y 1902, Rodolfo Hauthal (Jefe de la Sección Geológica del Museo de La Plata y colaborador de la Comisión Argentina de Límites) fue designado por el Perito Francisco Pascasio Moreno en una de las nueve subcomisiones tendientes a revisar cuestiones de límites con Chile en la región sur del país. Estas subcomisiones relevaron 43 lagos (entre ellos los lagos Belgrano y Burmeister) y varios ríos importantes, realizando numerosas observaciones geológicas e importantes colecciones de fósiles. Hauthal (1898) realizó el primer esquema estratigráfico de la región del lago Belgrano (Figura 2.6), el cual hasta hace casi tres décadas atrás era el único publicado de esa región (Riccardi, 2008).

La estratigrafía del área de estudio está representada por un basamento metamórfico del Paleozoico superior, volcanitas del Jurásico y depósitos sedimentarios del Cretácico y Cenozoico (Figuras 2.7). Al oeste, la zona comprende las unidades más antiguas, conformadas por las metasedimentitas paleozoicas de la Formación Río Lácteo, aflorantes en el valle del río homónimo.

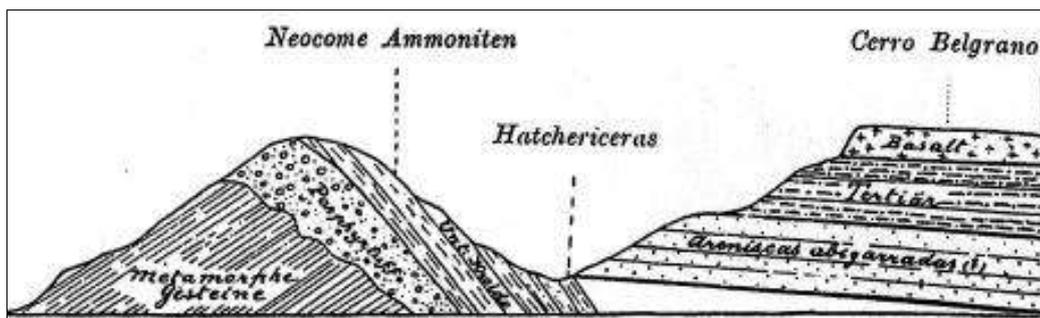


Figura 2.6: Primer esquema estratigráfico en la región del lago Belgrano, realizado por Hauthal (1898). Tomado de Riccardi (2008).

Cuadro Cronoestratigráfico entre el río Lácteo y meseta Belgrano

Estratigrafía	Unidades	Época/Edad	Período	Era	Ciclo	
	Depósitos Cuaternarios	Plioceno-Holoceno	Q	Cenozoico	3	
Intrusivos cenozoicos	Formación Santa Cruz	Mioceno temprano a medio	N			2
	Formación El Chacay	Mioceno temprano				
	Basalto Posadas	Eoceno temprano	P	Mesozoico	1	
Intrusivos cenozoicos	Formación Cardiel	Albiano-Cenomaniano	K			0
	Formación Río Tarde	Aptiano-Cenomaniano				
	Formación Río Belgrano	Hauteriviano-Aptiano				
	Formación Río Mayer	Valanginiano-Hauteriviano				
	Formación Springhill	Berremiano-Valanginiano				
	Complejo El Quemado		J	Rift		
	Formación Río Lácteo			Paleozoico superior	0	

Figura 2.7: Cuadro cronoestratigráfico del área de tesina, alrededores del lago Belgrano, mostrando las formaciones aflorantes en la zona y la edad de depositación o generación. También si estos corresponden a depósitos de rift, sag o a secuencias de antepaís. Con los números, se muestran las tres etapas compresivas destacadas en área que pertenecen a dos ciclos diferentes: 0- ciclo Gondwánico: compresión neopaleozoica, por acreción de microplacas; 1- ciclo Patagonídico, deformación extensiva y luego compresiva por el comienzo de subducción en el margen Pacífico; 2- ciclo Ándico: subciclo Paléogeno: deformación compresiva por choque de la dorsal Farallón-Aluk y 3- ciclo Ándico: subciclo Neógeno, deformación compresiva producto del choque de la dorsal de Chile. Los colores de las unidades se corresponden con los del mapa geológico y el perfil estructural.

A continuación se realiza una descripción detallada de cada una de las unidades litoestratigráficas aflorantes en el área.

2.2.1 Formación Río Lácteo (Devónico-Carbonífero)

Antecedentes

Corresponde a rocas metamórficas de bajo grado, hasta facies de esquistos verdes. Estas metasedimentitas fueron reconocidas por Hauthal (1898) en su esquema estratigráfico (Figura 2.6) y formalizadas como Formación Río Lácteo por Leanza (1972). Constituyen el basamento Paleozoico de la Cordillera Patagónica Austral (Giacosa y Franchi, 2001). Hacia el sur del río Carbón, su equivalente sedimentario corresponde a la Formación Bahía de La Lancha (Poire, 1999; Giacosa *et al.*, 2012).

Distribución

La Formación Río Lácteo aflora extensamente en la región cordillerana, en el sector de dominio de basamento de piel gruesa. En el área de estudio la unidad se encuentra expuesta al oeste, típicamente representada en el curso del río Lácteo (Riccardi y Rolleri, 1980), además en el entorno del lago Belgrano, especialmente en el sector conocido como península.

Litología y espesores

Según Giacosa y Franchi (2001) está conformada principalmente por metagrauvas, pizarras y cuarzofilitas en facies de esquistos verdes. En el campo se reconocieron metagrauvas que presentan colores grises, son de grano fino a mediano y exhiben textura blastosamítica y lentiblastica; en tanto que las pizarras de color gris o negro tienen textura lentiblastica (Figura 2.8). Su espesor es difícil de determinar, con estimaciones oscilando entre varios cientos de metros a 1000 m (Riccardi y Rolleri, 1989).

Ambiente de depositación y marco geodinámico

Autores como Forsythe y Mpodozis (1983), Godoy *et al.* (1984), Hervé (1988) y Ramos (1989) reconocieron a la Formación Río Lácteo como un prisma de acreción, asociado a subducción, formado en el margen occidental de Gondwana

durante el Paleozoico medio a superior. Por el contrario Augustsson y Bahlburg (2003) indicaron que no existía un margen de subducción al momento del depósito de las metasedimentitas. Bell y Suarez (2000) sugirieron que la deformación y metamorfismo, se debió a la colisión de microplacas. Por su parte, Ramos (2008) propuso que el metamorfismo se debió al magmatismo neopaleozoico.



Figura 2.8: vista al sur de las metapsamitas y metapelitas con deformación dúctil de la Formación Río Lácteo. Arbusto de aproximadamente 1 m como escala.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Río Lácteo es cubierta por las volcanitas del Complejo El Quemado mediante discordancia angular (Figura 2.10). Además, la intruyen cuerpos magmáticos del Batolito Patagónico, conformados especialmente por granitoides cretácicos-terciarios que se encuentran representados en el área por el complejo Plutónico Cerro San Lorenzo (Giacosa y Franchi, 2001). Aunque no existen dataciones para la Formación Río Lácteo (Giacosa y Franchi, 2002), la Formación Bahía de La Lancha fue asignada al Devónico tardío-Carbonífero temprano, mediante el hallazgo de polen por Shell C.A.P.S.A (1965). Estudios más recientes de Augustsson *et al.* (2006) sobre zircones sugieren una edad máxima de depositación de ~385 Ma para esta unidad y para su equivalente chilena, la Formación Cochrane.

2.2.2 Complejo El Quemado (Jurásico Medio a Superior)

Antecedentes

Se trata de secuencias volcanoclásticas denominadas por Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) como “Complejo volcánico del Quemado”, más tarde definido formalmente por Riccardi (1971) como “Complejo El Quemado”. Un detallado análisis de los antecedentes de la unidad, en distintas localidades de Patagonia, lo constituye el trabajo de Riccardi y Rolleri (1980).

Distribución

Esta unidad se encuentra representada ampliamente en la Cordillera Patagónica cubriendo un millón de km² (Ramos, 1989). Sus afloramientos se extienden desde la Isla de los Estados, hasta el lago Fontana (Riccardi y Rolleri, 1980). En el área de estudio se la encuentra intercalada junto con otras unidades paleozoicas y cretácicas, en láminas de corrimientos en el sector occidental (Figura 2.9, Perfil estructural: sección de Resultados).

Litología y espesores

El Complejo El Quemado, está conformado principalmente (90%) por brechas, tobas e ignimbritas y, en menor proporción (10%), por rocas epiclásticas y lavas (Giacosa y Franchi, 2001). En la localidad tipo, en la costa norte del lago Argentino, esta unidad fue descrita petrográficamente como conformada por andesitas, dacitas, riolitas, areniscas volcánicas y tobáceas, tobas vítreas, cristalo-vítreas, tufitas, ignimbritas, brechas y aglomerados volcánicos, de colores morados a gris morados o gris verdosos y verdes (Riccardi, 1971). Busteros (1980) además determinó tobas lapillíticas, leucoriolitas biotíticas y areniscas cuarzo feldespáticas en la unidad. Estas últimas podrían corresponder a los depósitos de abanicos aluviales que, según Ramos (1989), interdigitan a los depósitos volcánicos.

En el área del lago Belgrano, el Complejo El Quemado está constituido mayormente por conglomerados, tobas y lavas riolítico-dacíticas, aglomerados volcánicos, e ignimbritas. La columna comienza con conglomerados de color rojo morado, con clastos de filitas, cuarcitas y cuarzos lechosos, angulosos y no seleccionados. Continúan tobas, aglomerados volcánicos y coladas dacíticas alternantes (Panza y Haller, 2002).

En diferentes secciones medidas dentro del área de estudio, así como en otras secciones de la cuenca, los espesores varían entre 400 y 1000 m (Riccardi y Rolleri, 1980; Giacosa y Franchi, 2001; Ramos, 1982b; 1989).

Ambiente de generación

Las rocas volcanoclásticas y volcánicas correspondientes al Complejo El Quemado, fueron formadas en un ambiente de régimen extensional, relacionado con la apertura del Océano Atlántico Sur (Malumián y Ramos, 1984).

Numerosos autores como Biddle *et al.* (1986), Diraison *et al.* (2000) y Pankhurst *et al.* (1998, 2000) han estudiado y relacionado el vulcanismo de este complejo así como de sus equivalentes (los grupos Marifil, Lonco Tapial, Bahía Laura, y formaciones Tobífera, Chon Aike, La Matilde, Bajo Pobre, Lemaire e Ibañez) a un régimen extensional. Las riolitas de Chon Aike constituyen un LIPs (*silicic large igneous province*) y fueron relacionadas a la extensión litosférica (Pankhurst *et al.*, 1998) durante el rifting y ruptura de Gondwana (Storey *et al.*, 1996; Pankhurst *et al.*, 2000). Dicho régimen generó una serie de depocentros extensionales de dirección nor-noroeste (Biddle *et al.*, 1986; Uliana *et al.*, 1989) que fueron rellenados por secuencias volcánicas-volcanoclásticas (Biddle *et al.*, 1986). Los mismos se encuentran bien representados en el área de estudio (Figura 2.9 y 2.10).

Relaciones estratigráficas y edad

La relación estratigráfica basal entre el Complejo El Quemado y las sedimentitas paleozoicas subyacentes es mediante discordancia angular. Si bien en el área de estudio esta unidad no fue mapeada, esta discordancia puede ser claramente reconocida mediante imágenes satelitales de *Google Earth* (Figura 2.9). El contacto superior con la Formación Springhill es mediante discordancia erosiva, leve discordancia angular o tectónico conformando láminas de corrimientos (Giacosa y Franchi, 2001; Perfil estructural: sección de Resultados). En la zona de estudio se reconocieron estructuras preservadas de la etapa extensional, con un excelente registro de estratos de crecimiento extensionales, que se engrosan hacia la zona de falla (Figura 2.11).

Según relaciones estratigráficas, la edad de esta unidad se encuentra acotada entre las edades de las sedimentitas infrayacentes de la Formación Río Lácteo

(Devónico-Carbonífero) y las de la suprayacente Formación Springhill (Berriasiano-Valanginiano) (Giacosa y Franchi, 2001). Dentro de este lapso, existen numerosas dataciones radimétricas que la ubican en el Jurásico Superior. En este sentido, en Chile en la sierra de Sangra, Ramos (1981) obtuvo una edad de 162 ± 10 Ma mediante dataciones K/Ar. Pankhurst *et al.* (2000) realizaron dataciones U-Pb SHRIMP de la unidad en la Sierra Colorada (154 ± 2 Ma) y en Estancia La Unión (155 ± 2 Ma); como así también de su equivalente Formación Ibañez en Puerto Levicán (153 ± 1 Ma). En la parte chilena del lago General Carrera – Buenos Aires, se determinó para la Formación Ibañez por el método K/Ar en biotita una edad de entre 132 ± 3 y 150 ± 4 Ma (Suárez *et al.*, 1997). Asimismo, mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidinas, Féraud *et al.* (1999) obtuvo para el Complejo El Quemado edades entre 144 ± 1 Ma y 147 ± 1 Ma.



Figura 2.9: La imagen muestra la discordancia angular entre la Formación Río Lácteo y el Complejo El Quemado. Al NE de la imagen, el contacto superior con las sedimentitas de la Formación Springhill es concordante. Al NO, el Complejo El Quemado conforma un contacto tectónico con las sedimentitas de la Formación Springhill, representando una lámina de corrimiento, producto del corrimiento (señalado con línea y triángulos).

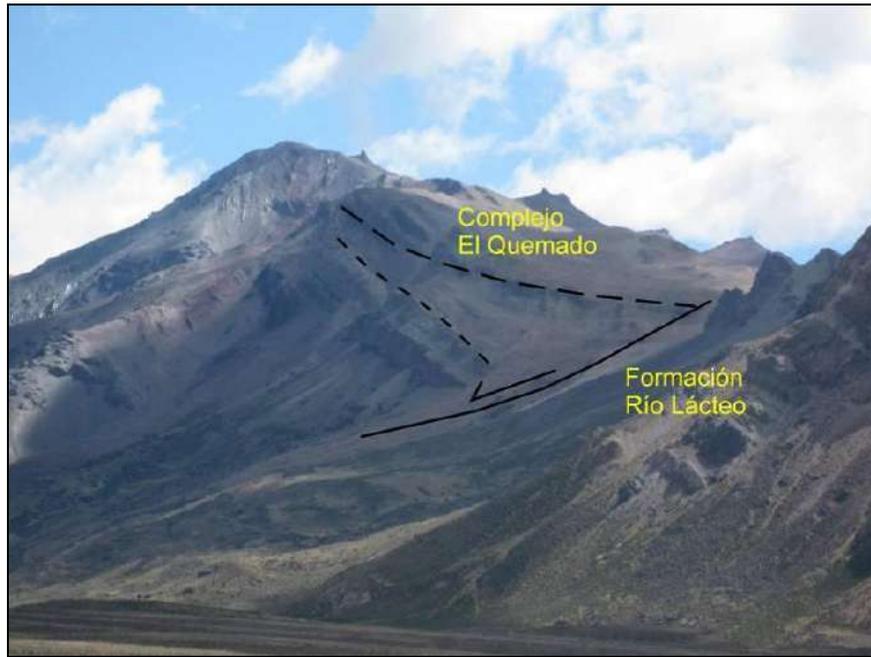


Figura 2.10: Rift de dirección nor-noreste afectando a la Formación Río Lácteo y relleno de sinrift correspondiente al Complejo El Quemado.

2.2.3 Formación Springhill (Cretácico Inferior)

Antecedentes

La Formación Springhill está comprendida, junto con las sedimentitas de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, dentro de la “*Pueyrredón Series*”, de Hatcher (1900) o “Serie del Lago Pueyrredón” de Riggi (1957), la cual ha sido formalizada por Ramos (1979) como Grupo Pueyrredón.

El nombre de Formación Springhill fue introducido por Thomas (1949) a partir de un pozo exploratorio del yacimiento Manantiales en Chile. Posteriormente Bianchi (1967) extendió su uso a nuestro territorio. La asignación a esta unidad de las sedimentitas arenosas que descansan sobre el Complejo El Quemado en el área de estudio fue realizada por Flores (en Leanza, 1972).

Distribución

Si bien la unidad fue definida en subsuelo, se reconocen afloramientos desde el lago Argentino hasta el lago Pueyrredón (Riccardi y Rolleri, 1980; Arbe, 1981; 2002). En el área del lago Belgrano, se encuentra aflorando en potentes sucesiones en láminas de corrimiento de la sierra de las Uñas, al este de la estancia el Rincón y en

los cerros al norte y sur del lago Burmeister (Giacosa y Franchi, 2001. Figura 2.11 a y b).

Litología y espesores

La Formación Springhill se caracteriza por un sector basal arenoso de grano grueso, cuarzoso y de matriz caolinítica (Aguirre Urreta y Ramos, 1981) o de conglomerados y areniscas cuarzosas, con estratificación normal y laminación entrecruzada (Riccardi y Rolleri, 1980). También es común la participación de glauconita y eventualmente se intercalan *packstones* con restos de corales (Arbe, 2002). Composicionalmente, las areniscas presentan mayormente cuarzo detrítico (Riccardi y Rolleri, 1980).

La unidad contiene restos vegetales y palinomorfos, como así también invertebrados fósiles marinos, tales como ostras, moldes de trigonias, otros bivalvos y gasterópodos (Riccardi y Rolleri, 1980; Arbe, 1981; 2002; Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Giacosa y Franchi, 2001).

Con respecto al espesor es muy irregular y variable, de pocos centímetros a más de 100 m (Russo y Flores, 1972; Riccardi y Rolleri, 1980).

Ambiente de depositación

Russo y Flores (1972) indicaron que la Formación Springhill representa una etapa transgresiva. En el área del lago Belgrano Arbe (1986), infirió una ambiente de planicie costera a marino.

Relaciones estratigráficas y edad

En el área de estudio La Formación Springhill, se apoya mediante discordancia erosiva sobre el Complejo El Quemado en sierra de las Uñas (Figuras 2.13 y 2.14). En el casco nuevo de la estancia Bella Vista, lo hace mediante discordancia angular (Giacosa y Franchi, 2001). La relación con la suprayacente Formación Río Mayer es transicional (Riccardi y Rolleri, 1980).

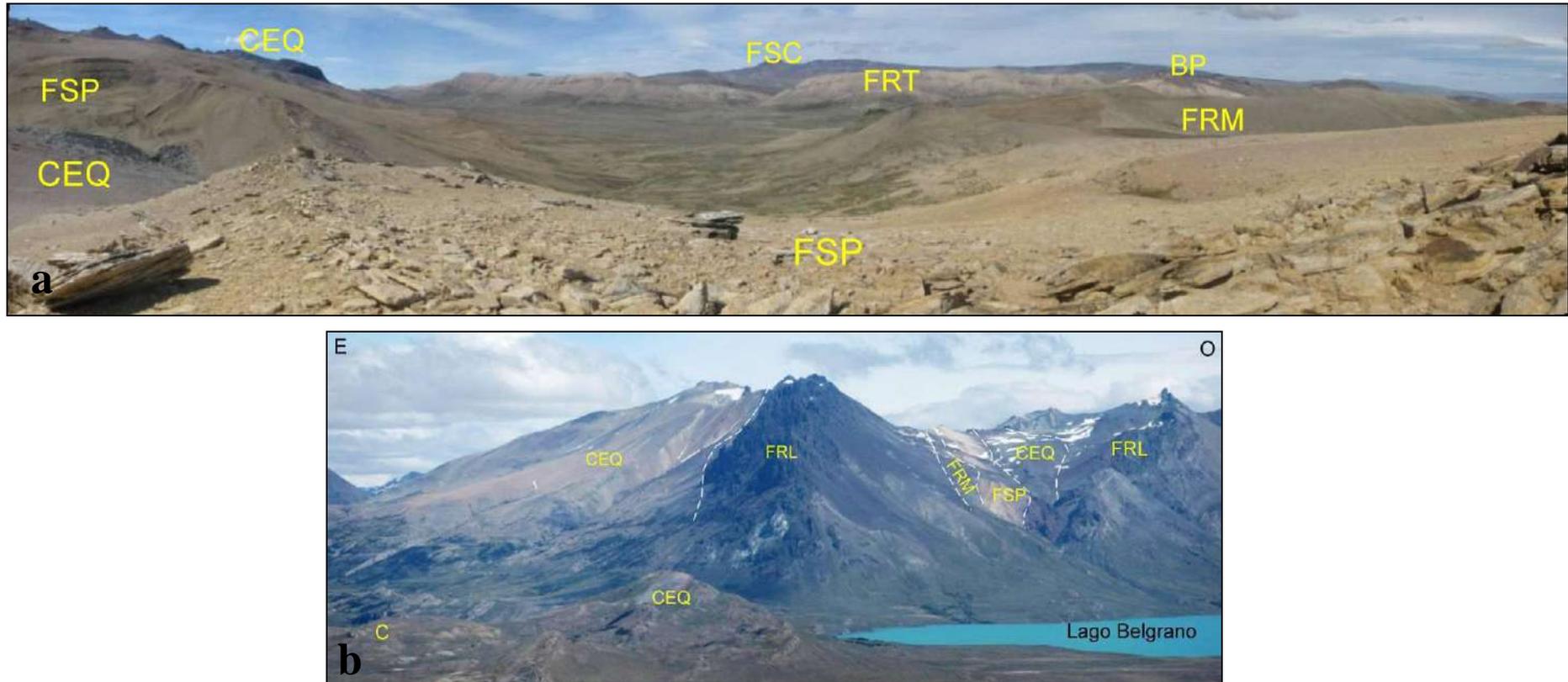


Figura 2.11: a- Vista noreste de la Formación Springhill (FSP) aflorando en láminas de corrimiento y en contacto tectónico con el Complejo El Quemado (CEQ). También es posible observar la relación con la suprayacente Formación Río Mayer (FRM). Al fondo de la imagen, se muestra la sección superior de la Formación Río Tarde (FRT), suprayaciendo el Basalto Posadas (BP) y la Formación Santa Cruz (FSC). b- Vista al sur de la zona de estudio, aflorando también láminas de corrimientos de la Formación Springhill (FSP) y Formación Río Mayer (FRM), en contacto tectónico con la Formación Río Lácteo (FRL) y el Complejo El Quemado (CEQ). Este último cubierto mediante discordancia erosiva por sedimentitas del Cuaternario (C).

Con respecto a la edad de la Formación Springhill, en pozos perforados en la parte chilena de Tierra del Fuego se hallaron fósiles que permitieron atribuirle al Valanginiano (Russo y Flores, 1972). Posteriormente Riccardi y Rolleri (1980) realizaron una revisión de trabajos de distintos autores en base a contenido fósil, indicando que la unidad debía ser ubicada en el Titoniano-Berriasiano (Valanginiano?). Aguirre Urreta y Ramos (1981) proponen para la formación una edad berriasiana-valanginiana, criterio seguido actualmente (Giacosa y Franchi, 2001).

2.2.4 Formación Río Mayer (Valanginiano-Hauteriviano)

Antecedentes

Fue designada por Hatcher (1897) como “*Mayer River Beds*”. Posteriormente, en el área del lago San Martín, fue formalizado por Riccardi (1971) como Formación Río Mayer. Nullo (1979) extendió su uso hasta el lago Argentino.

Distribución

Los afloramientos de la Formación Río Mayer se extienden por toda la cuenca Austral, desde Tierra del Fuego al lago Fontana (Riccardi y Rolleri, 1980). Dentro de la zona de estudio, los principales afloramientos se encuentran en la ladera occidental del valle del río Belgrano (Figura 2.12).

En el subsuelo de cuenca Austral, esta unidad se conoce como Formación Pampa Rincón, Formación Inoceramus Inferior y Formación Palermo Aike (Russo y Flores, 1972; Flores *et al.*, 1973; Rossello *et al.* 2008).

Litología y espesores

Litológicamente la Formación Río Mayer está conformada por pelitas laminadas negras o gris oscuro (Figura 2.13), con marcada fisilidad. Presenta intercalaciones arenosas tanto en la base como en el techo, resultado del pasaje transicional a la Formación Springhill (Figura 2.12) y a la Formación Río Belgrano respectivamente.

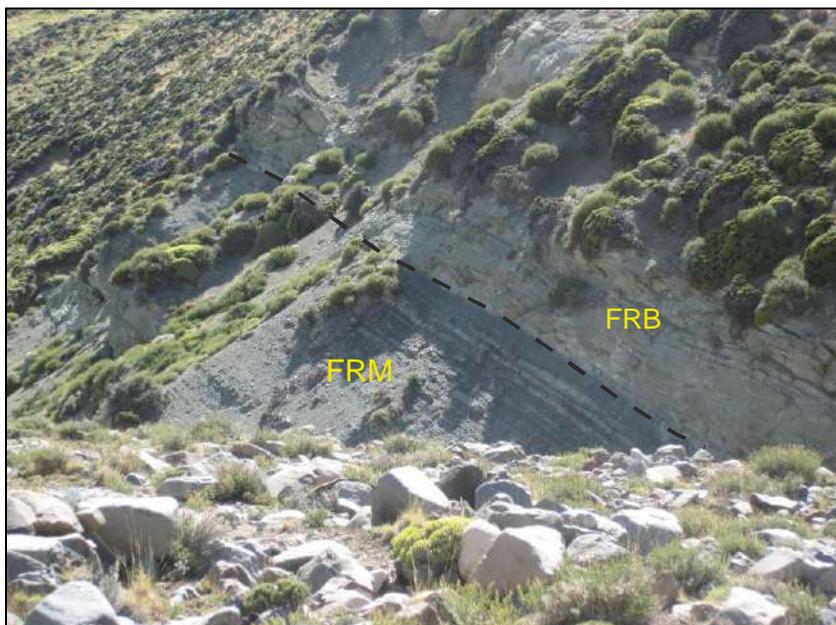


Figura 2.12: Contacto transicional entre las pelitas negras de la Formación Río Mayer (FRM) y la Formación Río Belgrano (FRB), en el margen izquierdo del río Belgrano.

Según Riccardi y Rolleri (1980), la parte inferior de la unidad es de grano más fino y presenta bancos calcáreos intercalados; la parte superior algo más limosa, presenta intercalaciones de areniscas finas y concreciones calcáreas de tamaños variables, que contienen restos de amonites (Figura 2.14), Además esta unidad contiene bivalvos, gasterópodos, restos vegetales, foraminíferos y radiolarios (Riccardi, 2002).

Con respecto a los espesores los mismos varían mayormente entre los 250 y los 1200 m (Ramos, 1989). En el área de estudio el perfil tiene un espesor estimado en 210 m (Giacosa y Franchi, 2001).

Ambiente de depositación

Representan un ambiente de plataforma distal, mejor representado al oeste de la cuenca, que fue producto de un ascenso eustático combinado con la subsidencia tectónica de la misma (Aguirre Urreta y Ramos, 1981). Las sedimentitas representan facies neríticas depositadas en un ambiente restringido de baja energía (Ramos, 1989), durante el período de máxima transgresión (Giacosa y Franchi, 2001).

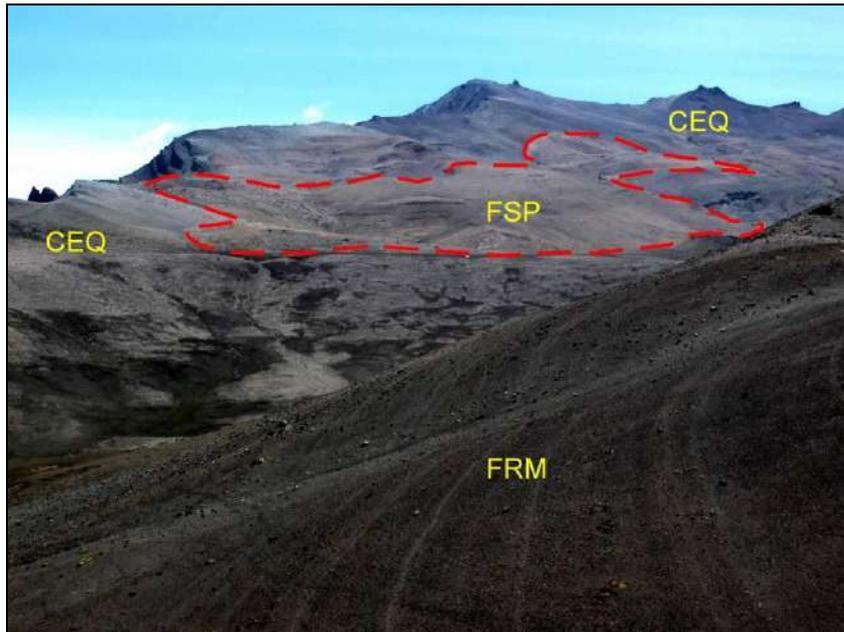


Figura 2.13: primer plano: pelitas laminadas gris oscuro de la Formación Río Mayer (FRM). Al fondo: lámina de corrimiento de la Formación Springhill (FSP), sobre el Complejo El Quemado (CEQ).



Figura 2.14: Amonite indeterminado formando parte de las pelitas de la Formación Río Mayer. Lápiz de 15 cm como escala.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Río Mayer presenta contacto transicional tanto con su suprayacente Formación Río Belgrano (Figura 2.12), como con su infrayacente Formación Springhill. Para el sector de estudio su edad se asigna al Valanginiano-

Hauteriviano en base a su abundante registro fósil de amonites (Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Giacosa y Franchi, 2001).

2.2.5 Formación Río Belgrano (Hauteriviano-Aptiano)

Antecedentes

La Formación Río Belgrano fue establecida por Ramos (1979) para agrupar a las sedimentitas que Hatcher (1897, 1900) denominara “*Belgrano Beds*” en el cañón del río Tarde al sudoeste del lago Pueyrredón. La sección arenosa denominada por Hatcher (1900) como “*Ghio beds*” también fue incluida por Ramos (1979) en la Formación Río Belgrano.

Distribución

La Formación Río Belgrano se extiende desde el área del lago Pueyrredón hasta el río Tucu-Tucu (Ghiglione *et al.*, 2015). En el área de estudio aflora al oeste de la estancia Río Roble, en el valle del río Belgrano (Figura 2.15), en el río Tarde y en la margen sur del lago Salitroso.



Figura 2.15: Vista hacia el sur de los estratos de la Formación Río Belgrano (FRB), sobre el valle del río homónimo. Por encima se observan los estratos tobáceos de la suprayacente Formación Río Tarde.

Litología y espesores

Diversos autores han caracterizado petrográficamente las sedimentitas de la Formación Río Belgrano (Hatcher, 1900; Ramos, 1979; Busteros, 1980; Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Ramos, 1982). Arbe (1986; 2002) dividió a la unidad en dos miembros: el miembro inferior, representado por litofacies de vaques verdes y arenitas, y el miembro superior, de litofacies de limolitas verdes.

En el área de estudio, se realizó un perfil de 116 m, presentado en la sección Resultados (pág. 66). Aquí la Formación Río Belgrano se compone de areniscas finas a medianas, de coloración verde, parda a grisácea en la base, que se hacen gruesas hacia el techo. Presenta varias intercalaciones pelíticas.

El contenido fosilífero de la Formación Río Belgrano es muy abundante, correspondiendo principalmente a cefalópodos, bivalvos y gasterópodos (Aguirre-Urreta 2002). Asimismo, se ha registrado la presencia de gimnospermas y dinoflagelados (Pöthe de Baldis, 1982a). En el área de estudio y dentro del perfil analizado, no se ha podido constatar la presencia de restos fósiles ni trazas (ver descripción en sección de Resultados).

En el área de estudio Giacosa y Franchi (2001) indicaron un espesor de 170 m en cercanías de la Estancia Río Roble y de mínimo de 120 m en el río Belgrano.

Ambiente de depositación

Arbe (1986; 2002) propuso para los dos miembros la Formación Río Belgrano un ambiente deltaico, con acción de olas dominantes y diferentes facies: 1- facies de frente deltaico, para el miembro inferior y 2- facies de planicie deltaica para el miembro superior. En la zona de los ríos Oro y Tarde, Pöthe de Baldis (1981) infirió un ambiente marino-costero a deltaico.

Relaciones estratigráficas y edad

La relación estratigráfica basal es mediante contacto transicional (Figura 2.12). Por encima es cubierta concordantemente o mediante discordancia erosiva por la sección inferior de la Formación Río Tarde. En la zona de estudio, este último contacto no es visible por cubierta de depósitos actuales (Figura 2.16).

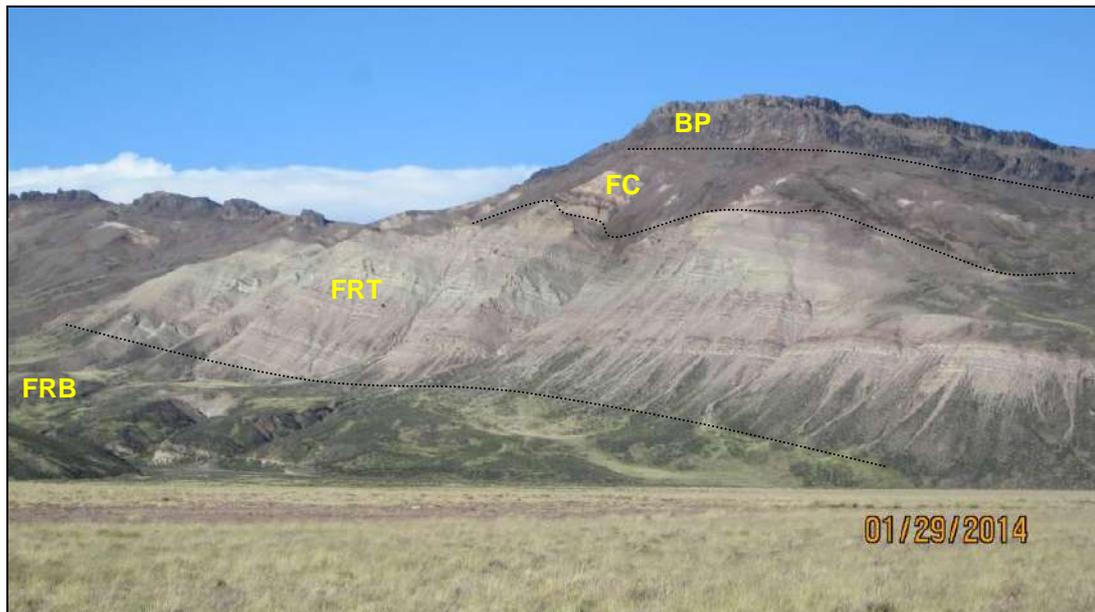


Figura 2.16: Vista del contacto entre las formaciones Río Belgrano (FRB) y Río Tarde (FRT) en el área de estudio. Se muestra la base cubierta de esta última. Por encima se disponen los estratos de la Formación Cardiel (FC), cubiertos por derrubios de los depósitos lávicos del Basalto Posadas (BP).

Debido a la presencia de *Favrella americana*, en la sección basal, Giacosa y Franchi (2001), sugirieron una edad hauteriviana-barremiana para la misma. Para el área de estudio, sobre la base de los niveles fosilíferos reconocidos en la sección del río Belgrano, Aguirre Urreta y Ramos (1981), determinaron una edad más joven, barremiana-aptiana temprana. Estudios recientes de U-Pb en circones detríticos encontraron una robusta población de cristales de ~122 Ma, indicando una edad de depósito máxima (Ghiglione *et al.*, 2015), en coincidencia con lo propuesto por Aguirre Urreta y Ramos (1981).

2.2.6 Formación Río Tarde (Aptiano – Cenomaniano temprano)

Antecedentes

Hatcher (1897, 1900) dentro de su *San Martín Series*, denominada formalmente por Ramos (1979) como Grupo San Martín, se refirió a los *Upper Conglomerates Variegated sandstones*. En la actual denominación el grupo está integrado por la Formación Río Tarde (Ramos, 1979) cuyos dos miembros se corresponden con las unidades informales de Hatcher (1900), anteriormente mencionadas, además de las formaciones Kachaike y Cardiel.

Distribución

La Formación Río Tarde se distribuye desde el pie occidental de la Meseta Buenos Aires, por el margen sur del lago Pueyrredón, hasta la latitud del lago Belgrano (Aguirre Urreta y Ramos, 2002; Figuras 2.16 y 2.17).

Aguirre Urreta y Ramos (1981) indicaron que la Formación Río Tarde engrana lateralmente hacia el sur con la Formación Kachaike. Esta última unidad se diferencia de la Formación Río Tarde por presentar intercalaciones marinas, como así también por no contener las fracciones psamíticas y conglomerádicas rojizas características de la misma.

Litología y espesores

La Formación Río Tarde se encuentra dividida en dos secciones tal como postularon Aguirre Urreta y Ramos (1981) para el área de estudio, o Ramos y Drake (1987) en el sector del Lago Posadas. La sección inferior se conforma de conglomerados y areniscas conglomerádicas, de color pardo rojizo dominante. La sección superior está constituida por una sucesión bien estratificada de tobas y tobas arenosas de coloraciones verdosas, moradas, blanquecinas, con intercalaciones de areniscas rojizas y conglomerados. En el área de estudio fue posible reconocer la sección superior, conformada por tobas de grano fino a vítreas de coloración verdosa y morada, con intercalaciones de areniscas tobáceas verdes y rojizas. Ocasionalmente también se intercalan bancos de lapillita con una coloración verdosa muy distinguible, probablemente debido a cemento clorítico (Figuras 2.18 a, b, c y d). La unidad se encuentra intruida por diques basálticos del cenozoico, que se observan en imágenes satelitales y en el campo (Mapa geológico: sección de Resultados y Figura 2.19).

Respecto a los espesores, los más potentes se encuentran a lo largo de las barrancas que limitan por el sur a los lagos Pueyrredón, Posadas y Salitroso (Giacosa y Franchi, 2001). En la sección tipo, ubicada en el cañón del río Tarde, la unidad posee 356 m de espesor, y un mínimo de 55 m, en el perfil del cañadón Ramírez (Estancia Bella Vista). En el área de estudio los espesores van variando entre 190 a 320 m aproximadamente a lo largo del margen izquierdo del río Belgrano.

Ambiente de depositación

Las sedimentitas de la sección inferior de la Formación Río Tarde representan un paleoambiente continental fluvial de alta energía, que pasa transicionalmente hacia arriba a un ambiente de planicies aluviales de energía menor (Aguirre Urreta y Ramos, 1981). Las rocas piroclásticas e intercalaciones de areniscas tobáceas de la sección superior, fueron interpretadas por Aguirre Urreta y Ramos (1981), como depósitos de planicie de inundación con intermitente caída de ceniza.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Río Tarde se apoya concordantemente sobre los depósitos marinos de la Formación Río Belgrano (Ramos y Drake, 1987). En el área de estudio, esta unidad grada transicionalmente a las piroclastitas y pelitas rojas de la Formación Cardiel (Figura 2.16, 2.17 y 2.19a). Al sur, en el lago Burmeister, la unidad engrana lateralmente con la Formación Kachaike, y al norte y oeste con las vulcanistas de la Formación Divisadero (Ramos, 1979; Riccardi y Rolleri, 1980).

De acuerdo a su relación con la infrayacente Formación Río Belgrano, la sedimentación podría haber comenzado en el Aptiano (Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Giacosa y Franchi, 2001). Dataciones radimétricas de K/Ar en muestras de tobas de la sección superior de la unidad, la sitúan en el Albiano tardío-Cenomaniano temprano (Ramos y Drake, 1987). De esta manera la edad de la unidad se puede acotar del Aptiano hasta el Cenomaniano temprano (Ramos y Drake 1987; Ghiglione *et al.*, 2015).



Figura 2.17: panorámica del afloramiento de la Formación Río Tarde (FRT) sobre el margen izquierdo de río Belgrano, hacia el este se encontraría la Meseta Belgrano. Por encima se dispone la Formación Cardiel (FC) y en discordancia erosiva el Basalto Posadas (BP). Al fondo de la imagen se observan sedimentitas cenozoicas de la Formación Santa Cruz (FSC).

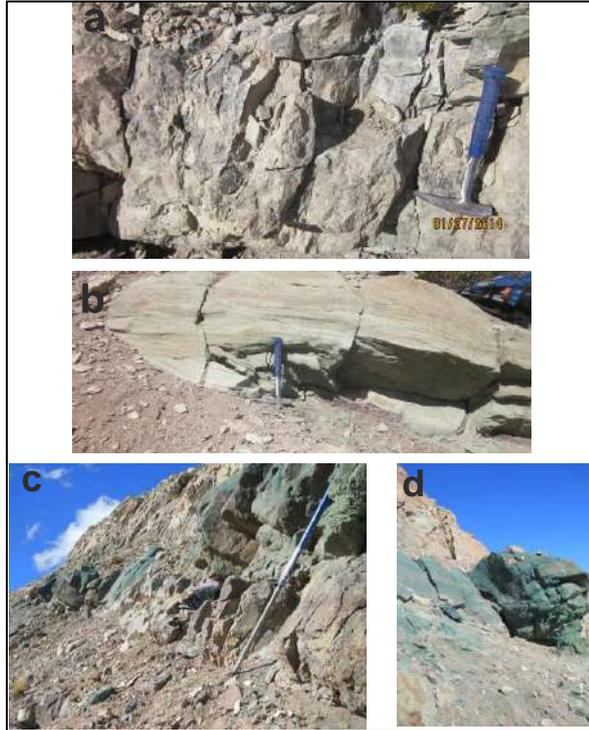


Figura 2.18: Formación Río Tarde. a- banco de toba vítrea de color morado. b- areniscas tobáceas verdes y rojizas, con estratificación entrecruzada. c y d- lapillita con una coloración verdosa muy distinguible. Piqueta de 30 cm y báculo de 150 cm como escala.

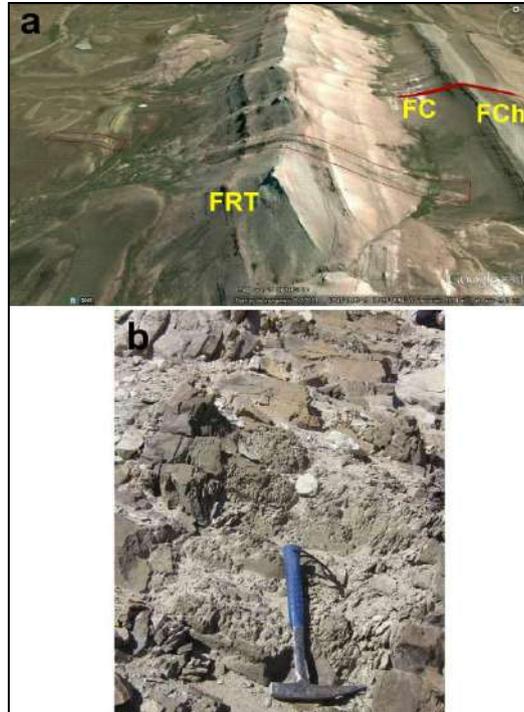


Figura 2.19: a- imagen *google earth* mostrando con una línea y recuadro rojo los diques de basalto cortando a la Formación Río Tarde (FRT), así como a la Formación Cardiel (FC) y a la Formación El Chacay (FCh). b- detalle del dique basáltico de orientación 275° y buzamiento 63° N color castaño muy oscuro. Piqueta de 30 cm como escala.

2.2.7 Formación Cardiel (Albiano tardío – Cenomaniano?)

Antecedentes

La Formación Cardiel fue definida por Russo y Flores (1972), para denominar a un conjunto de arcilitas y tobas rojizas a violáceas, con intercalaciones de areniscas rojas y amarillentas. Esta unidad aflora alrededor del lago homónimo, donde se estableció la localidad tipo. En el área de estudio fue reconocida por Ramos (1979) y descripta por Aguirre Urreta y Ramos (1981) y Giacosa y Franchi (2001). La unidad corresponde a las “*Guaranitic beds*” de Hatcher (1900) y representa la parte superior del Grupo San Martín.

Distribución

Esta unidad y sus equivalentes se reconocen desde el área del lago San Martín, hasta las nacientes del río Tarde (Aguirre Urreta y Ramos, 1981). En la zona de estudio, aflora sobre el margen oriental del valle del río Belgrano, desde un poco al sur del río Furioso, hasta el sur de la laguna La Oriental. Los estratos de esta formación se disponen en una faja norte-sur entre la Formación Río Tarde y las sedimentitas miocenas de la Formación El Chacay o el Basalto Posadas (Figuras 2.16 y 2.19a).

Litología y espesores

Según Russo y Flores (1972), la Formación Cardiel se compone de arcilitas y tobas rojizas a violáceas, con intercalaciones de areniscas rojas y amarillentas. En el área de estudio se caracteriza por fangolitas laminadas de colores rojo y gris, con intercalaciones blanquecinas de niveles tufíticos (Ramos, 1982a). Si bien en el sector donde se realizó la sección estratigráfica, en inmediaciones de la laguna La Oriental, la formación aparece cubierta por detritos, fue posible visualizar y mapear los estratos a distancia y desde las imágenes *google earth* e imagen satelital (Figuras 2.16, 2.17 y 2.19a).

Con respecto a los espesores en la localidad tipo la unidad presenta 300 m, disminuyendo gradualmente hacia el sur a consecuencia de variaciones de facies (Russo y Flores, 1972), exhibiendo en el lago Argentino un espesor de 50-140 m (Feruglio, 1949). En la zona de estudio, mediante el análisis de imágenes satelitales, pudo estimarse un espesor aproximado de entre 65 y 100 m (Figura 2.16 y 2.20).

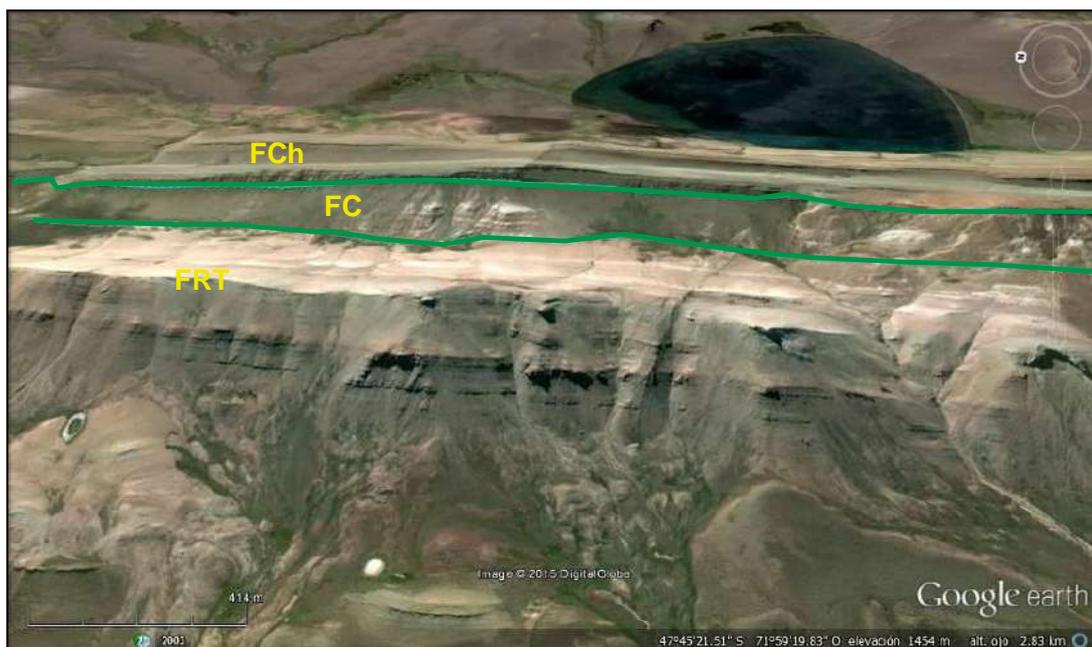


Figura 2.20: Estratos de la Formación Cardiel (FC, enmarcados con líneas verdes), entre la Formación Río Tarde (FRT) y la Formación El Chacay (FCh) al este de la laguna La Oriental. Espesor aproximado de la FC de 100 m.

Ambiente de depositación

Según características litológicas y paleontológicas, esta unidad se habría depositado en un ambiente continental, bajo condiciones oxidantes y clima húmedo (Russo y Flores, 1972). En los alrededores del lago Cardiel, Ramos (1982) propuso un ambiente de baja energía dentro de un régimen continental, que podría corresponder a una llanura aluvial distal, en partes lagunar. El mismo se relacionaría a un descenso rápido del nivel del mar durante el Albiano, que habría dejado extensas planicies con escaso relieve (Ramos, 1982). Por su parte, en el mismo área Andreis *et al.* (2007) sugirieron que estas sedimentitas y piroclastitas corresponderían a un ambiente de extensos *lagoons* con influencia de corrientes mareales, donde las inundaciones y exposición subaérea alternadas evidencian oscilaciones del nivel del mar.

Relaciones estratigráficas y edad

En el área de estudio, la relación estratigráfica inferior corresponde a una transición con el miembro superior de la Formación Río Tarde (Figura 2.16 y 2.20). En su parte superior se encuentra separada mediante una discordancia erosiva del Basalto Posadas y a veces directamente se disponen las sedimentitas marinas miocenas de la Formación El Chacay.

Con respecto a la edad, de acuerdo a la relación que guarda con la sección superior de la Formación Río Tarde, podría ser albiense tardía-cenomaniana (Giacosa y Franchi, 2001; Ramos 1979), coincidente con el clímax de la fase regresiva (SR2) de Arbe (2002).

2.2.8 Basalto Posadas (Eoceno temprano a medio)

Antecedentes

Estas rocas básicas fueron reconocidas por primera vez en el área del lago Belgrano por Hatcher (1903). Posteriormente, Piatnizky (1938) describió a las mismas en esta área y en el área del lago Cardiel. El nombre de Basalto Posadas para estos basaltos olivínicos fue introducido por Riggi (1957) quien los identificó al sur de los lagos Posadas y Pueyrredón. Luego Riccardi (1971) incluyó a los basaltos del cerro La Meseta, al norte del lago San Martín, dentro de esta unidad y Ramos (1982) describió al Basalto Posadas en la región del lago Cardiel, analizando sus principales características petrográficas, paleogeográficas y temporales.

Distribución

La distribución areal del Basalto Posadas es extensa, desde la región del lago Posadas al lago San Martín. En el área de estudio se encuentra principalmente en las barrancas de la Meseta Belgrano que dan al lago Posadas, desde las nacientes del río Blanco hacia el oeste, hasta las nacientes de los ríos Tarde y Belgrano (Giacosa y Franchi, 2001) (Figuras 2.21 y 2.22).

Litología y espesores

Esta unidad está compuesta por coladas de basaltos olivínicos o conformando conductos volcánicos erosionados (Ramos, 1982) de colores negro, gris oscuro hasta castaño amarillento, en ocasiones con pátinas de óxidos de hierro que le confieren tintes rojizos, castaños rojizos y amarillentos. Las rocas en general son macizas, aunque también pueden encontrarse vesiculares (Giacosa y Franchi, 2001). Los basaltos son porfíricos, con fenocristales de olivina generalmente alterados a serpentina y clorita, minerales carbonáticos y opacos; plagioclasas del tipo labradorita hasta bytownita y, en menor medida, clinopiroxenos (Giacosa y Franchi, 2001).

En la zona de estudio esta unidad se encuentra yaciendo en dos coladas discontinuas (Figura 2.21 y Mapa geológico: sección de Resultados), corresponde litológicamente a un basalto de color gris oscuro con pátinas de óxidos de hierro castaño amarillento y violáceo, y presenta estructura maciza y algo brechosa (Figura 2.23).

Según Giacosa y Franchi (2001), los espesores varían desde 20-40 m en la sección tipo, hasta un mínimo de 3 m en la estancia Bella Vista. En el área de estudio los espesores medidos varían entre 20 m y 37,5 m (Figura 2.16).

Ambiente de generación

Según Ramos (1982) estos basaltos se habrían formado durante el Paleógeno, producto de la fisuración profunda de la corteza. Según Ramos y Kay (1992) y Kay *et al.* (2002) estos basaltos eocenos tienen una típica signatura geoquímica de intraplaca, enriquecida con concentraciones de LILE que indican un origen en el manto superior debidos a proceso de subducción (Aragón *et al.*, 2013). Es decir que, los autores mencionados, interpretaron a la signatura geoquímica de esta unidad como una evidencia de ventana astenosférica, formada durante episodios de colisión de una dorsal (Farallón-Aluk).

Relaciones estratigráficas y edad

En el área de estudio, esta unidad se encuentra separada mediante una discordancia erosiva tanto de las infrayacentes Formación Río Tarde y Formación Cardiel, como de las sedimentitas marinas suprayacentes de la Formación El Chacay (Figura 2.21 y 2.22).

Una compilación de datos radimétricos de Espinoza *et al.* (2005), arrojó edades de entre 60 y 30 Ma, con el pico de actividad magmática estimado entre los 57 y 45 Ma, en el Eoceno temprano (Ramos y Kay, 1992). Reafirman estas edades las determinaciones realizadas por Pöthe de Baldis (1981) mediante análisis palinológicos en la Formación Río Lista, intercalada entre los basaltos, que indicaron una edad eocena temprana a media.



Figura 2.21: imagen que muestra los depósitos de coladas basálticas del Basalto Posadas (BP), por debajo las piroclásticas y sedimentitas de la Formación Cardiel (FC) y de la Formación Río Tarde (FRT).



Figura 2.22: Basalto Posadas (BP) buzando 20° E, por encima, las sedimentitas marinas de la Formación El Chacay (FCh).



Figura 2.23: aspecto del Basalto Posadas en la zona de estudio. Basalto de color gris oscuro con pátinas de óxidos de hierro castaño amarillento y violáceo, presenta estructura maciza y algo brechosa.

2.2.9 Formación El Chacay (Mioceno temprano)

Antecedentes

Esta unidad forma parte del “Patagoniense”, una unidad cronoestratigráfica informal que representa un evento transgresivo acaecido durante el Oligoceno-Mioceno, ampliamente representado en Patagonia. En la costa de Santa Cruz estas

sedimentitas fueron incluidas por Bertels (1970) en las formaciones San Julián y Monte León. En el sector cordillerano, en la zona del lago Argentino, Furque y Camacho (1972) propusieron denominarlas formalmente como Formación Centinela. Posteriormente Riccardi y Rolleri (1980) instalaron el uso de esta denominación para todos los depósitos terciarios marinos de la Cordillera Austral, desde Río Turbio a la zona del lago Posadas. Chiesa y Camacho (1995) indicaron que el nombre Formación Centinela debería usarse exclusivamente para los depósitos del lago Argentino, proponiendo el nombre de Formación El Chacay para las sedimentitas aflorantes entre el lago Posadas y el lago Cardiel. En los últimos años, en la región del lago Argentino Cutiño y Scasso (2010) propusieron el nombre de Formación Estancia 25 de Mayo para reemplazar al de Formación Centinela en la Cordillera Patagónica Austral. En la presente tesina se utiliza para la zona de estudio, el nombre de Formación El Chacay propuesto por Chiesa y Camacho (1995), hasta que se realicen estudios litoestratigráficos más detallados de la unidad.

Distribución

La distribución geográfica de los depósitos del “Patagoniense” es muy amplia y tiene que ver con el período de transgresión marina ocurrida en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano. Depósitos de esta transgresión en cuenca Austral han sido reconocidos en la costa atlántica de Santa Cruz (Malumián, 1999; Parras *et al.*, 2008; 2012; Malumián y Náñez, 2011), a lo largo de la vertiente oriental de la Cordillera Patagónica Austral desde el río Pico y lago Buenos Aires, hasta Isla Grande de Tierra del Fuego (Riccardi y Rolleri, 1981, Malumián, 1999; Cuitiño y Scasso, 2010) y en el sur de Chile (Bostelmann *et al.*, 2013).

Los mejores afloramientos de la Formación El Chacay en las cercanías del área de estudio se encuentran en las barrancas que bordean el lago Posadas y que continúan por el sur sobre el faldeo oriental del río Belgrano (Giacosa y Franchi, 2001). Aquí los estratos de esta unidad afloran meridionalmente, inclinándose al este entre 18° y 20° (Figuras 2.22 y 2.24).

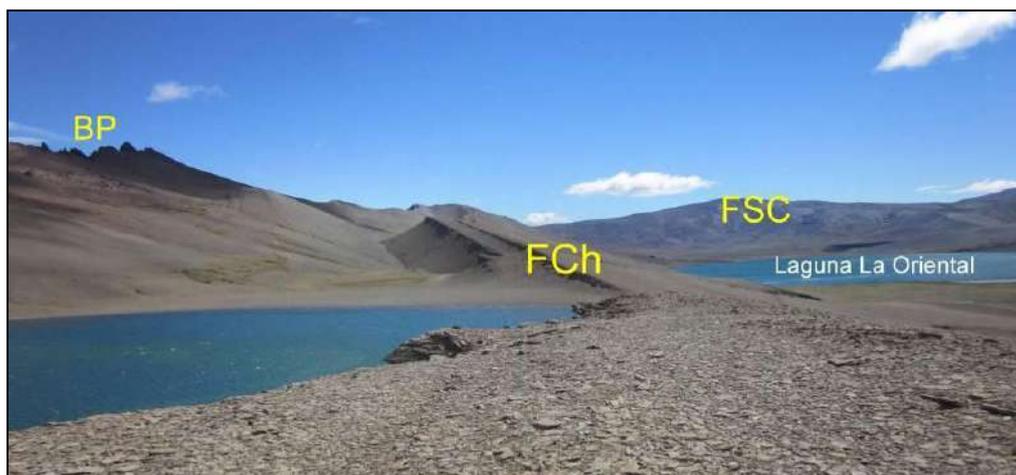


Figura 2.24: Vista hacia el norte de los estratos de la Formación El Chacay (FCh), por debajo el Basalto Posadas (BP) y por encima los estratos continentales de la Formación Santa Cruz (FSC).

Litología y espesores

Según la sección descrita en la costa suroeste del lago Posadas, esta unidad está conformada por sedimentitas arenoso-conglomerádicas, hasta limolitas y arcillitas, con participación carbonática (Giacosa y Franchi, 2001). Riccardi y Rolleri (1980) además de la fracción epiclástica (areniscas finas a gruesas), describieron una alternancia con tobas cineríticas, bancos de conglomerados y niveles de ostras. En la zona del lago Cardiel, Ramos (1982) observó una mayor participación pelítica en la unidad, que indicaría una profundización de la cuenca hacia el sur. Chiesa y Camacho (1995) realizaron una serie de perfiles en el borde septentrional de la Meseta Belgrano y dentro del área de estudio (laguna La Oriental y estancia La Oriental), dividiendo a la unidad en tres secciones: una parte inferior psamítica, una intermedia pelítica y la superior más arenosa. Las primeras dos corresponderían a una secuencia transgresiva y la última a una secuencia regresiva. Estas tres secciones también fueron reconocidas en el área del Lago Posadas por Vittore (2002) y recientemente por Cuitiño *et al.* (2015).

Esta unidad comprende una variada fauna fósil que se compone principalmente de braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, equinodermos y en menor proporción de corales, briozoos, escafópodos, cangrejos y balánidos (Chiesa y Camacho, 1995; Parras *et al.*, 2008).

Los espesores se incrementan hacia al norte a lo largo de la cordillera, Riccardi y Rolleri (1980) estimaron en el lago Argentino un espesor de 170 m, en el lago Cardiel de entre 230-240 m y en el lago Posadas de 375 m.

En el área de estudio se realizó el levantamiento de un perfil para esta unidad y su transición con la Formación Santa Cruz, la misma será descrita en detalle en la sección Resultados. Se midió un espesor total de 288 m de areniscas finas a gruesas con intercalaciones de areniscas bioclásticas matriz y clasto soportadas y pelitas. Entre los fósiles presentes se destacan bivalvos, braquiópodos, briozoos y cirripedios, siendo las ostras *Crassostrea orbigny* y *Ostrea hatcheri* los especímenes más conspicuos. Se observan diques de basaltos olivínicos cortando los estratos de esta formación (Figura 2.25 y punto 13 en la Figura 3.1).



Figura 2.25: diques de basaltos olivínicos intruyendo a las sedimentias de la Formación El Chacay, de azimuth 100° y bloques de estos esparcidos debido a su remoción durante las últimas glaciaciones.

Ambiente de depositación

Las sedimentitas de la Formación El Chacay fueron depositadas durante la transgresión Atlántica ocurrida durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano. Esta transgresión habría llegado hasta las primeras estribaciones de la Cordillera Patagónica, hallándose ésta parcialmente emergida, como se infiere de las facies costeras de sus exposiciones y del acuñaamiento de las secuencias hacia el oeste (Ramos, 1982; Cuitiño y Scasso, 2010; Cuitiño *et al.*, 2015).

Las sedimentitas se habrían depositado en un mar somero de plataforma silicoclástica dominada por el oleaje, en el que alternaban condiciones de tormenta y buen tiempo (Chiesa y Camacho, 1995). Cuitiño *et al.* (2015) indicaron que la unidad, junto con la base de la Formación Santa Cruz suprayacente representa un ciclo transgresivo-regresivo, de ambiente marino somero dominado por mareas en la base, de plataforma en su sector medio y estuárico a fluvial en el techo. La fauna de

esta unidad indicaría un mar somero de plataforma y fondo arenoso, con temperaturas del agua entre 19°C y 22°C o algo menor, dentro de un clima subtropical (Chiesa y Camacho, 1995).

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación El Chacay en el área de estudio, se dispone mediante discordancia erosiva sobre el Basalto Posadas (Figura 2.22), caracterizándose este contacto por un conglomerado basáltico dispuesto en la base de la unidad. Cuando estos depósitos lávicos no aparecen, la unidad se dispone directamente sobre los depósitos de la Formación Cardiel o de la Formación Río Tarde (Figura 2.19a, 2.20 y 2.22). El contacto con la suprayacente Formación Santa Cruz es transicional.

Chiesa y Camacho (1995) en base a similitudes faunísticas de los invertebrados de esta unidad con los de la Formación San Julián sugirieron una edad eocena media-tardía. Parras *et al.* (2008), indicaron que las afinidades faunísticas entre la Formación San Julián y la sección inferior de la Formación El Chacay son insuficientes para establecer una correlación paleontológica y establecieron mediante el método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ una edad de 25 y 26,38 Ma (Oligoceno tardío) para las localidades de Estancia la Siberia (lago Cardiel) y Veranada del Cárcamo (lago Posadas). Recientemente Cuitiño *et al.* (2015) realizaron nuevas dataciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la unidad determinando edades de entre 20,3 y 18,1 Ma, ubicando a la Formación El Chacay en el Mioceno temprano.

2.2.10 Formación Santa Cruz (Mioceno temprano a medio)

Antecedentes

Los primeros reconocimientos de estas sedimentitas continentales refieren a Hatcher (1897, 1900) quien las ubicó dentro de su “*Santa Cruz beds*” y a Ameghino (1899b, 1906) que denominó a estos depósitos continentales con restos de vertebrados fósiles como Formación Santacruceña. Depósitos terciarios continentales similares aflorantes en cercanías del lago Buenos Aires, fueron denominados por Ugarte (1956), como Grupo Río Zeballos incluyendo a la Formación Río Jeinimeni, a la Formación Cerro Boleadoras y a la Formación Río Correntoso. Furque (1973), en el área del lago Argentino, denominó a los mismos como Formación Santa Cruz.

Distribución

Las exposiciones de la Formación Santa Cruz, se extienden desde la costa atlántica hasta la alta cuenca del río Chico (Ramos, 1982). En los alrededores de la zona de estudio, la unidad está muy bien desarrollada, en todo el entorno de la meseta Belgrano, llegando hacia el este hasta las inmediaciones de la laguna Olín (Giacosa y Franchi, 2001) (Figura 2.26 y 2.27).

Litología y espesores

Esta unidad en la región cordillerana está compuesta de tobas cineríticas y areniscas (blancas a grises), culminando con un conjunto conglomerádico grueso (Riccardi y Rolleri, 1980). Ramos (1989) la describió como integrada por areniscas, limolitas con lentes conglomerádicos y una abundante asociación de mamíferos fósiles. Los depósitos en las inmediaciones del área de estudio fueron estudiados por Homovoc (1980) quien describió un perfil de 240 m en el cañon del río Tarde, constituido por areniscas con matriz tobácea y arcilitas tobáceas y calcáreas, conteniendo en su base restos vegetales. Ramos (1982b), describió en el barranco oriental del río Belgrano, un perfil de 650 m de estratos lenticulares de areniscas, intercalados con pelitas moradas y grises que contienen restos de vertebrados fósiles y concreciones calcáreas. En el sector extraandino, Giacosa y Franchi (2001 y referencias ahí citadas) indicaron mayor presencia de material piroclástico y paleosuelos en la unidad.

En la zona de estudio, la unidad se encuentra intruída por un cuello volcánico y diques radiales, asignados por Giacosa y Franchi (2001) a intrusiones de la Andesita Cerro Pampa correspondiente al Mioceno medio (Figura 2.28).

Respecto al contenido paleontológico, la Formación Santa Cruz es una de las unidades estratigráficas con mayor cantidad y diversidad de vertebrados fósiles, principalmente mamíferos, de América del Sur (Tauber, 1999). Entre los fósiles hallados se encuentran aves, marsupiales, xenartros, roedores, también los extintos notoungulados, liptopternos y astrapoteros, anfibios, primates, entre otros (Bown y Fleagle 1993; Tauber, 1999; Fernicola *et al.*, 2014).

Respecto al espesor de estos depósitos continentales, Ramos (1989) estableció que para el sur del lago Buenos Aires el espesor es de más de 1500 m, y que más al sur varía entre 800 y 900 m. Riccardi y Rolleri (1980) indicaron que para el área de estudio, en el norte del río Belgrano, el espesor alcanzaría como mínimo

800 m. Giacosa y Franchi (2001) indicaron que en las barrancas del río Belgrano la sección más potente de la unidad sería de 650 m.



Figura 2.26: imagen este-oeste que muestra la relación entre los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz (FSC) con las sedimentitas marinas de la Formación El Chacay (FCh), en cercanías a la laguna La Oriental.

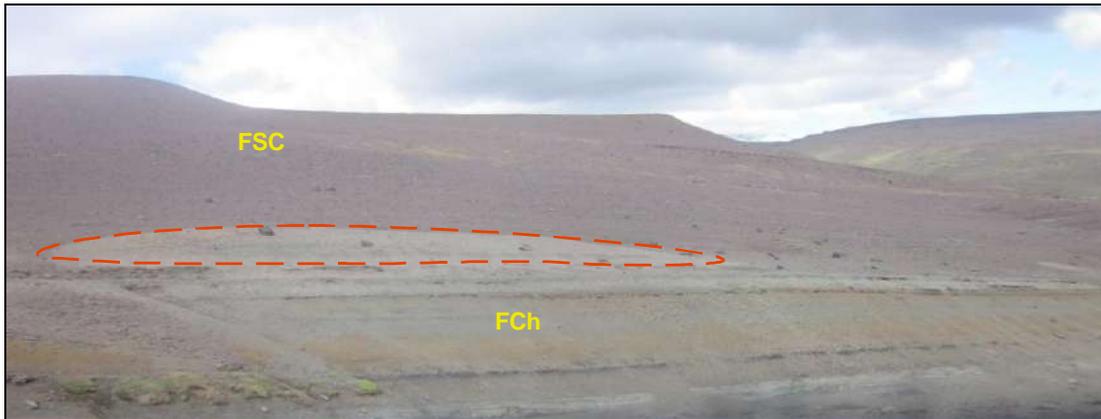


Figura 2.27: transición de las sedimentitas del techo de la Formación El Chacay a las sedimentitas continentales rojizas de la Formación Santa Cruz. El círculo punteado rojo enmarca arrecifes de *Crassostrea orbigny*.



Figura 2.28: imagen Google Earth que muestra los estratos de la Formación Santa Cruz (FSC, contorno de línea amarilla) e intruyendo el cuello volcánico junto con los diques supuestos de la Andesita Cerro Pampa (contorno de línea roja). En el margen superior izquierdo una fotografía en detalle de esa intrusión al este de la laguna La Oriental. También se observan los depósitos cuaternarios (C), así como los estratos de la Formación El Chacay (FCh) y de la Formación Cardiel (FC).

Ambiente de depositación

La Formación Santa Cruz fue depositada en un medio continental fluvial, con activa participación piroclástica, estrechamente relacionado con el levantamiento principal de la Cordillera Patagónica a estas latitudes (Giacosa y Franchi, 2001).

Al sur del área de estudio, en la zona del lago Cardiel, Ramos (1982) estableció que el ambiente de sedimentación correspondería al de llanuras aluviales en el sector oriental, y hacia el oeste la mayor participación de psamitas indicaría una mayor energía y proximidad del área fuente.

Un rasgo distintivo, observado en la zona, es la somerización del ambiente desde las sedimentitas marinas someras a marino-marginales de la Formación El Chacay a los depósitos marino-marginales a francamente continentales de la Formación Santa Cruz (Figura 2.27).

Relaciones estratigráficas y edad

En las inmediaciones y dentro del área de estudio la Formación Santa Cruz suprayace en concordancia a las sedimentitas de la Formación El Chacay (Figura 2.27 y 2.28). Según Giacosa y Franchi (2001), por encima de esta formación continental se disponen mediante discordancia erosiva basaltos miocenos y depósitos Holocenos de remoción en masa y asentamientos. Asimismo, la Formación Santa Cruz es intruida por la Andesita Cerro Pampa (Figura 2.28).

Con respecto a la edad de la Formación Santa Cruz, Blisniuk *et al.* (2005) realizaron dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de tobas intercaladas en los depósitos fluviales de la unidad en el área de estudio, obteniendo edades de entre aproximadamente 22 y 14 Ma. Las edades de la base no acuerdan con las obtenidas recientemente por Cuitiño *et al.* (2015) para la Formación El Chacay infrayacente. De todos modos, hasta que nuevas dataciones sean realizadas en la unidad, puede decirse que la depositación de las sedimentitas de la Formación Santa Cruz en el área de estudio habría comenzado en el Mioceno temprano y se habría extendido hasta el comienzo del Mioceno medio.

2.3 Estructura

De acuerdo a lo propuesto por distintos autores se divide a los Andes Patagónicos Australes dentro de dominios estructurales (Cuadro 2.3). Riccardi y Rolleri (1980) distinguieron un dominio occidental correspondiente a estructuras complejas en unidades premesozoicas y el dominio oriental que afecta a la sucesión meso-cenozoica.

Ramos (1989) determinó para la Cordillera Patagónica entre los 47° y 49° de latitud (Figura 2.1), tres zonas estructurales: 1- una oriental con retrocorrimientos buzando hacia el antepaís, que afectan a los depósitos del terciario; 2- una zona interna conformada de granitoides y rocas del Paleozoico superior afectadas por corrimientos de inclinación al oeste; y 3- una zona triangular entre los dos dominios anteriores. Este autor también identificó los niveles de despegue como la base de la Formación Río Mayer, que se engrosa hacia al sur. Para la zona triangular reconoce el nivel de despegue en lutitas del Paleozoico superior.

También enmarcando el área de tesis, Kraemer *et al.* (2002) delimitaron dos dominios estructurales entre los 46° y 52° S, la zona oeste como faja plegada y corrida Interna y la zona oriental como faja plegada y corrida Externa. La Faja plegada y corrida Interna, se encuentra caracterizada por el basamento Paleozoico, las volcanitas jurásicas y sedimentitas del sinrift. Las estructuras dominantes son de piel gruesa (*thick skinned*) y corresponden al corrimiento de estas rocas sobre las unidades más jóvenes. La faja plegada y corrida Externa está caracterizada por un estilo estructural de piel gruesa al norte de los 49° S y mixto al sur: estructuras de piel fina junto con estructuras de piel gruesa o de basamento. Este cambio estructural a partir de los 49° S se asocia a un cambio en la estratigrafía mecánica, puesto que al sur los espesores de los sedimentos de la cuenca Austral se incrementan (Kraemer *et al.*, 2002).

Otros estudios estructurales fuera de la zona de estudio, en el área del lago Viedma, fueron llevado a cabo por Kraemer (1998) y Ghiglione *et al.* (2009); estos autores también propusieron la delimitación estructural en dominios. Kraemer (1998) propuso para los Andes Patagónicos a los 50° de latitud sur, de oeste a este: una zona de Basamento, una faja plegada y corrida Occidental, una Central y una Oriental. Por su parte Ghiglione *et al.* (2009) postularon un Dominio de Basamento al oeste, una faja plegada y corrida Interna y una Externa. Otro estudio más recientes en el área

comprendida entre los lagos San Martín y Viedma, es el de Giacosa *et al.* (2012) quienes identificaron tres sectores: un sector Andino o faja plegada y corrida Interna (igual a la zona de Basamento de Kraemer, 2002), un sector Subandino y otro Extrandino o faja plegada y corrida Externa (coinciden estos últimos dos con la faja plega y corrida externa de Kraemer, 2002).

Para el área de la presente tesina se tendrán en cuenta los análisis estructurales realizados por Ramos (1989) y Kraemer (2002), puesto que incluyen el área a analizar, en la siguiente sección de Resultados.

	Oeste	área de tesis		Este	
Ricardi y Roller (1980)	Basamento Premesozoico		Sucesión Meso-Cenozoica		Abarca la zona de tesis
Ramos (1989)	Zona Interna	Zona Triangular	Zona Oriental		
Kraemer (2002)	FPC Interna		FPC Externa		
Kraemer (1998)	Zona de Basamento	FPC Occidental	FPC Central	FPC Oriental	Al sur de la zona de tesis
Ghiglione et al (2009)	Dominio de Basamento	FPC Interna	FPC Externa		
Giacosa et al (2012)	FPC Interna (sector andino)	FPC Externa (sector Subandino)	FPC Externa (sector Extrandino)		

Cuadro 2.3: cuadro tomado y modificado de Barberón (2013, inédito), mostrando la división en dominios estructurales de los Andes Patagónicos, propuesta por distintos autores. En sombreado celeste se indican las denominaciones para el área del presente trabajo.

Los estilos estructurales desarrollados en los Andes Patagónicos Australes se deben a la actuación de distintas fases de deformación, divididas en tres ciclos: 1- Ciclo Gondwánico: deformación compresiva neopaleozoica (Hervé, 1988), que según autores como Ramos (1986) y Bell y Suarez (2000) fue producida por la acreción de microplacas al margen continental de Gondwana en el Paleozoico tardío. 2- Ciclo Patagonídico (Ramos, 2000): eventos extensionales del Jurásico (Ramos, 1989) producto de la apertura del Atlántico Sur (que culminan con el cierre de la cuenca), así como el comienzo de la subducción y convergencia en el margen Pacífico de la Patagonia. 3- Ciclo Ándico: que habría comenzado en el Cenomaniano temprano (Ricardi y Roller, 1980), y continuó con dos subciclos cenozoicos (Ramos, 2000): Paleógeno y Neógeno. Dicha deformación compresiva generó la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos, que según Pardo Casas y Molnar (1987) es producto de los cambios en la velocidad de convergencia de placas y según Ramos (1989, 1999) a la colisión de dorsales oceánicas durante el Paleógeno-Neógeno. Autores como Biddle (1986), Ramos (1989) y Kraemer *et al.* (2002) coinciden que la

fase inicial del levantamiento Andino es variable a lo largo de la Cordillera Patagónica Austral y está conformada por diferentes fases constructivas. En la zona de estudio el levantamiento se inició en el Aptiano (Suárez *et al.*, 2010; Ghiglione *et al.*, 2015), y su reestructuración final habría sido en el Mioceno.

3. RESULTADOS

A continuación se describen los resultados obtenidos de los estudios de campo, laboratorio y gabinete. Estos consisten en la descripción de dos secciones estratigráficas, la confección de un perfil estructural esquemático, las descripciones petrográficas de las muestras de la Formación Río Belgrano y el análisis de procedencia de las mismas.

3.1 Descripción de las secciones estratigráficas

Se relevaron dos unidades (Figura 3), elegidas por su significado tectónico: la Formación Río Belgrano, conteniendo los primeros depósitos gruesos que evidencian levantamiento y la Formación El Chacay y su transición hacia la Formación Santa Cruz, que registra la última etapa de levantamiento andino.

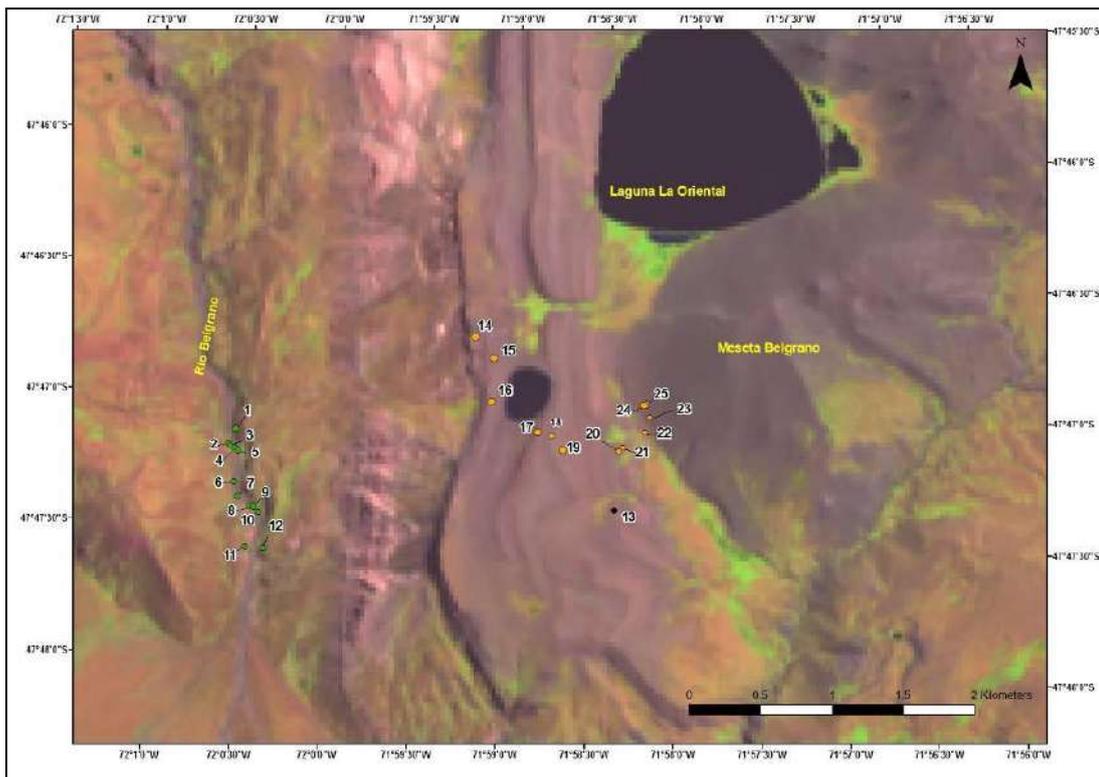


Figura 3: imagen Landsat 8 falso color compuesto (R8 G7 B6), mostrando los puntos GPS tomados durante la tarea del levantamiento de los perfiles. Puntos verdes numerados del 1 al 12 corresponden a la sección Formación Río Belgrano. Puntos naranjos numerados del 14 al 25 corresponden a la sección Formación El Chacay. Punto negro 13 indica la posición de la intrusión de diques de basaltos olivínicos en la Formación El Chacay.

3.1.1 Sección Formación Río Belgrano (Figura 3.1)



Figura 3.1: vista al sur de los estratos inclinados de la Formación Río Belgrano, ubicados sobre las márgenes del río Belgrano.

Este perfil se midió en cuatro sectores diferentes, sobre ambas márgenes del río Belgrano, que de base a techo fueron denominados A a D. La integración de los mismos constituye la columna completa de la unidad (Página 66).

A. El sector A con base cubierta, fue medido en la margen izquierda del río Belgrano. El mismo representa la transición de la Formación Río Mayer con la Formación Río Belgrano:

- 5,4 m de areniscas medianas friables, color gris azulado, con intercalaciones de areniscas muy finas a pelitas negras, con laminación paralela. Hacia la parte superior se intercalan, areniscas medianas, verdosas, macizas (Figura 2.14). Se observan además, venillas de calcita secundaria. Muestra RM1. Punto 1 en Figura 3.

Los planos de estratificación poseen un rumbo de 3° e inclinan 45° al E.

B. Formación Río Belgrano. Margen derecha del río Belgrano:

- 7,2 m de areniscas de grano medio, color verde, con estratificación paralela. Se intercalan areniscas medianas, color pardo-rojizo con estructura maciza (Figura 3.2). Presenta entre los planos de estratificación venillas de calcita y de arenisca carbonosa, de entre 5 a 10 milímetros de espesor. Muestra RB2. Punto 2 en Figura 3.

Los planos de estratificación poseen rumbo 175° e inclinan 73° al E.



Figura 3.2: areniscas medianas con estratificación paralela y bancos más resistentes con estructura maciza. Piqueta de 30 cm como escala.

- 7 m cubiertos.
- 2,10 m de areniscas medianas a finas, de color verde, con estratificación entrecruzada planar. Muestra RB3. Punto 3 en Figura 3.1.
- 4 m de pelitas muy friables, de color verde, con pátinas superficiales pardo-rojizas, en la base y areniscas medianas con intercalaciones pelíticas hacia el techo (últimos 1,20 m). Muestra RB4. Punto 3 en Figura 3.

Los planos de estratificación poseen un rumbo de 10° e inclinan 50° al E.

- 2 m cubiertos.

- 2,5 m de areniscas medianas de geometría lenticular, color verde-rojizo, con pátinas superficiales de color pardo. En la base y techo presentan estructura maciza y en el sector medio estratificación entrecruzada (Figura 3.3). Muestra RB5. Punto 4 en Figura 3.

Los planos de estratificación presentan un rumbo de 1° e inclinan 28° al E.

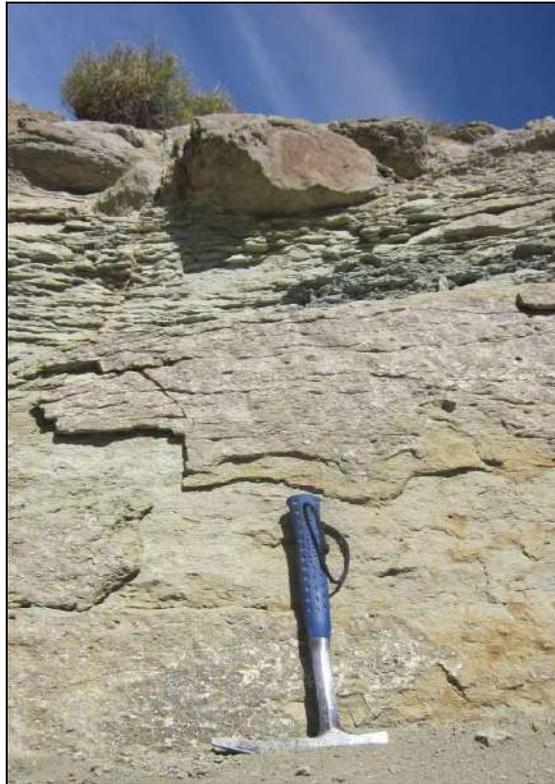


Figura 3.3: areniscas medianas con estructura maciza en la base y estratificación entrecruzada hacia el techo. Piqueta de 30 cm como escala.

- 3 m cubiertos.
- 2,95 m de areniscas medianas a finas (1,7 m), friables, de color verde, con intercalaciones de areniscas medianas, de coloración parda. Presentan estratificación entrecruzada en artesa (Figura 3.4). Hacia arriba se disponen 1,25 metros de areniscas medianas a gruesas, verdes a pardas con pátinas superficiales rojizas; las mismas presentan estratificación entrecruzada tabular tangencial (Figura 3.4). En el techo del estrato se observan ondulitas (Figura 3.4). Muestra RB6. Punto 5 en Figura 3. Los estratos poseen rumbo 169° e inclinan 28° al E.



Figura 3.4: areniscas medianas, verdes, friables con estratificación entrecruzada en artesa en la base y estratificación entrecruzada tabular tangencial y ondulitas en el techo (detalle con flechas rojas). Persona de 1,65 m, transportador de 10 cm, y piqueta de 30 cm como escala.

C. Formación Río Belgrano. Margen derecha del río Belgrano

- 2,5 m cubiertos.
- 4 m de areniscas medianas a finas con estratificación entrecruzada (Figura 3.5). Las de la base (2,2 m) son friables y grisáceas, presentan estratificación entrecruzada. Hacia arriba (últimos 1,8 m) presentan pátina superficial parda. Muestra RB7. Punto 6 en Figura 3.

Los planos de estratificación poseen rumbo 3° e inclinan 20° al E.

- 4 m cubiertos.
- 2,6 m de areniscas medianas, friables, de color verde claro con pátinas amarillentas, que presentan laminación ondulítica. Son frecuentes, tanto en la base como en el techo del estrato, concreciones de arenisca mediana a gruesa, con cemento carbonático, de 5 a 30 cm de diámetro (Figura 3.6). Muestra RB8. Punto 7 en Figura 3.

Los estratos poseen 168° de rumbo e inclinan 28° al E.



Figura 3.5: areniscas medianas con estratificación entrecruzada (fotografía de detalle, piqueta de 30 cm como escala).



Figura 3.6: arenisca friable con laminación ondulítica y concreción de aproximadamente 30 cm de diámetro. Piqueta de 30 cm como escala.

- 8 m cubiertos.
- 3,8 m de areniscas medianas a finas, grisáceas, con estratificación

entrecruzada tabular planar en la base y macizas hacia el techo. Muestra RB9. Punto 8 en Figura 3.

Los estratos poseen rumbo 160° e inclinan 25° al E.

- 1 m cubierto.
- 6 m de areniscas medianas a gruesas, grises a rojizas, presentan estratificación entrecruzada en la base, y son macizas en la parte media (Figura 3.7).

Hacia arriba se observan concreciones esféricas grisáceas, con coloración superficial parda, de entre 15 y 30 cm de diámetro y estratificación entrecruzada de gran escala. Son comunes las intercalaciones de entre 5 y 10 cm de areniscas carbonosas, así como niveles de areniscas con pátinas de óxidos de hierro. Muestra RB10. Punto 9 en Figura 3.

- El plano de estratificación de los estratos posee rumbo 175° e inclina 34° al

E.

- 5 m cubiertos.
- 8 m de areniscas medias a finas. En los primeros 4 m la arenisca es grisácea

en partes maciza y en partes laminada, con concreciones esféricas, pardas-rojizas de ~ 30 cm de diámetro (Figura 3.8). Se intercalan areniscas con estratificación entrecruzada sigmoidal. Los últimos 4 m presentan intercalaciones de areniscas negras (bituminosas) y areniscas grisáceas a pardas, con estratificación entrecruzada en artesa y tangencial. Hacia el techo también se observan concreciones y una estructura canalizada. Muestra RB11. Punto 10 en Figura 3.

Los estratos poseen un rumbo de 170° con inclinación de 40° E.



Figura 3.7: a. areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada. Piqueta de 30 cm como escala; b. arenisca carbonosa, con pátinas de óxidos de hierro y concreciones de 30 cm de diámetro.



Figura 3.8: areniscas estratificadas grisáceas inclinando 40° E. Se pueden observar las concreciones esferoidales.

D. Formación Río Belgrano. Margen izquierdo del río Belgrano:

La sección levantada sobre este margen posee base y techo cubierto (Figura 3.9), no registrando el contacto entre la Formación Río Belgrano y la Formación Río Tarde suprayacente.



Figura 3.9: vista hacia el al este (E), de las sedimentitas de la Formación Río Belgrano (FRB) en el margen izquierdo del río homónimo, nótese que los estratos poseen un buzamiento mucho menor a los dispuestos en el margen derecho del río previamente descriptos. Se observan las sedimentitas de la Formación Río Belgrano (FRB), las piroclastitas de la Formación Río Tarde (FRT) y probablemente de la Formación Cardiel (FC). La sección culmina con las vulcanitas del Basalto Posadas (BP).

- 2,5 m de areniscas medianas grisáceas, de los cuales los primeros 1,5 m poseen estructura maciza y el metro restante estratificación entrecruzada en artesa (Figura 3.10c). Se observan concreciones de arenisca con cemento carbonático, de entre 2 y 60 cm de diámetro y de coloración parda clara (Figura 3.10 a, b, d y e), dispuestas siguiendo los planos de estratificación.

Entre las areniscas se intercalan niveles carbonosos de 5 a 6 cm de espesor, como así también niveles de óxidos de hierro (Figura 3.10f) y estratos de geometría lenticular, de 50 cm de espesor, de areniscas conglomerádicas. Muestra RB12. Punto 11 en Figura 3.



Figura 3.10: a. arenisca mediana, maciza con concreciones de ~ 50 cm (ver flechas); b. detalle de la anterior, mostrando una concreción de ~ 30 cm de diámetro; c. areniscas con estratificación entrecruzada y niveles de óxidos de hierro; d. detalle de una concreción de 1 cm de diámetro; e. detalle de concreciones esféricas de 60 cm de diámetro; f. detalle de intercalaciones de carbón y óxidos de hierro. Piqueta de 30 cm y lapicera de 15 cm como escala.

Los estratos poseen un rumbo de 8° e inclinan 30° al E.

- 3,4 m de areniscas medianas, de coloración parda clara a grisácea. Los primeros ~0.5 m presentan estratificación entrecruzada tabular planar, continúan ~0,9 m con estratificación paralela, y los restantes 2 m presentan estratificación entrecruzada (Figura 3.11).



Figura 3.11: areniscas medianas grisáceas con estructura entrecruzada tabular-planar. La altura de la figura equivale a los 3,4 m de espesor del estrato descrito.

- 0,6 m de areniscas conglomerádicas mal seleccionadas, de coloración parda clara a grisácea, granocrecientes. Los clastos poseen tamaño desde gránulo (mayor a 2 mm) hasta guija (20 mm), son redondeados y compuestos predominantemente por cuarzo y líticos sedimentarios (Figura 3.12).
- 6 m de areniscas medianas en la base, color pardo claro, con estructura maciza. Hacia el techo pasan a areniscas medianas a gruesas. Se observan concreciones pardas siguiendo los planos de estratificación, e intercalaciones de láminas de areniscas carbonosas de entre 2 a 5 cm. También se disponen lentes de areniscas conglomerádicas (Figura 3.13). Los últimos 1,5 metros corresponden a areniscas finas, grises, con estructura maciza.



Figura 3.12: arenisca conglomerádica, granocreciente. Piqueta de 30 cm como escala.



Figura 3.13: Arenisca mediana a gruesa en arreglo granocreciente. En la base, se observan lentes de areniscas conglomerádicas (flecha roja). Ver persona como escala.

- 4,5 m de areniscas medianas a finas, grisáceas, con laminación paralela. Se intercalan niveles de areniscas carbonosas de 3 a 5 cm de espesor. Muestra RB13. Punto 12 en Figura 3.

El rumbo e inclinación de los planos de estratificación corresponden a 165° , 17° E, respectivamente.

- 3 m de arenicas finas a medianas, grises, con laminación paralela (2 m). Luego se disponen 0,60 m de arenisca mediana maciza, de coloración gris a parda. El conjunto, de carácter granodecreciente, finaliza con 0,4 m de arenisca muy fina a limolita, de color gris a gris oscuro (Figura 3.14).



Figura 3.14: Por debajo de la piqueta: arenisca fina, grisácea con laminación paralela, le sigue una arenisca mediana maciza de ~ 0,4 m de espesor, cubierta por 0.4 m de arenisca fina a limolita. Piqueta de 30 cm como escala.

- 5 m de conglomerado clasto-soportado, macizo, de color pardo a gris. Los clastos son redondeados principalmente esféricos y moderadamente seleccionados. Se componen de cuarzo y líticos, cuyos tamaños varían desde 0,3 a 2 cm de diámetro.

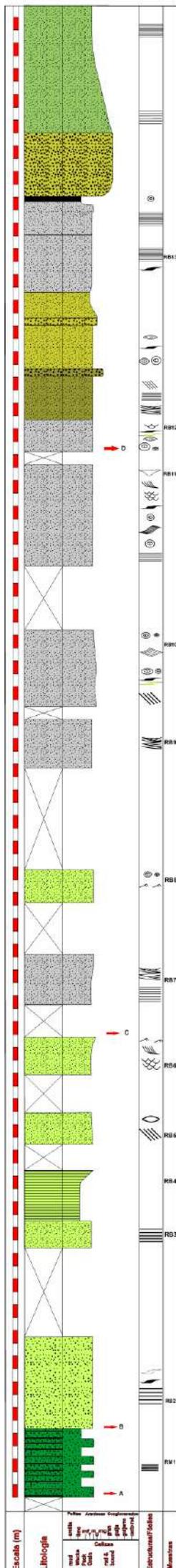
- 10 m de areniscas granodecrecientes. Los primeros 5 m corresponden a una arenisca conglomerádica, de coloración verde grisácea con estratificación paralela (Figura 3.15). Se observan pátinas superficiales ocre a rojizas y lentes de areniscas pardas macizas. Los últimos 5 m corresponden a areniscas finas a medianas con laminación paralela.



Figura 3.15: arenisca conglomerádica. Piqueta de 30 cm como escala.

Este último banco posee techo cubierto y la cobertura sigue hasta encontrar estratos de ignimbritas y tobas pertenecientes a la sección superior de la Formación Río Tarde (Figura 3.11).

Perfil de la Fm. Río Belgrano, al margen del río homónimo



REFERENCIAS

Litología:

- Arenisca fina y mediana
- Arenisca gruesa
- Conglomerado
- Limolita
- Arcillita



- A Base de la Fm. Río Belgrano o transición con la Fm. Río Mayer. Margen izquierda del río Belgrano
- B Fm. Río Belgrano. Margen derecha del río Belgrano.
- C Fm. Río Belgrano. Margen derecha del río Belgrano.
- D Fm. Río Belgrano. Margen Izquierda del río Belgrano.

Estructuras sedimentarias:

- Laminación paralela
- Estratificación paralela
- Laminación ondulítica
- Estratificación entrecruzada tangencial
- Estratificación entrecruzada sigmoidal
- Estratificación entrecruzada planar
- Estratificación de gran escala
- Estratificación entrecruzada indeterminada
- Estratificación entrecruzada en artesa
- Lentas
- Paleocanal
- Concreciones
- Niveles carbonosos
- Niveles con óxidos de hierro
- Venillas de calcita

3.1.2 Sección de la Formación El Chacay y su transición a la Formación Santa Cruz. Localidad Laguna La Oriental (Figura 3.16)



Figura 3.16: vista general al norte, de la Formación El Chacay en inmediaciones de la laguna La Oriental.

Esta sección se midió en una transecta O-E en las inmediaciones de la Laguna La Oriental. Base ubicada en el Punto 14 de la Figura 3, coordenadas: 47°46'44,79"S - 71°59'12,606"O. Elevación: 1501 m.s.n.m. Rb: 180°. Bz: 18° E.

- 2 m de conglomerados clasto-soportados. Los clastos son de basaltos, subredondeados, de entre 2 y 20 cm de diámetro (Figura 3.17). Presentan además, valvas enteras de *Ostrea hatcheri*, desarticuladas y con alto grado de abrasión (Figura 3.17). Este nivel se dispone en discordancia erosiva sobre el Basalto Posadas (Figura 2.26).



Figura 3.17: detalle de los niveles conglomerádicos, donde se pueden observar los clastos de basaltos y las valvas de *Ostrea hatcheri*. Piqueta de 30 cm como escala.

- 1.5 m de conglomerado, matriz soportado. La matriz corresponde a tamaño de arenisca mediana. Presenta fragmentos de ostras y clastos de basaltos en general menores a 1 cm de diámetro.
- 0,9 m de rudstone, compuesto principalmente por fragmentos de *Ostrea hatcheri* (Figura 3.18 a y c), los cuales presentan una disposición caótica en la base y concordante al plano hacia el techo. El empaquetamiento es denso y se encuentra muy cementado. También presenta clastos de basalto de hasta 20 cm de diámetro (Figura 3.18b). (Primera Coquina de Ostras).

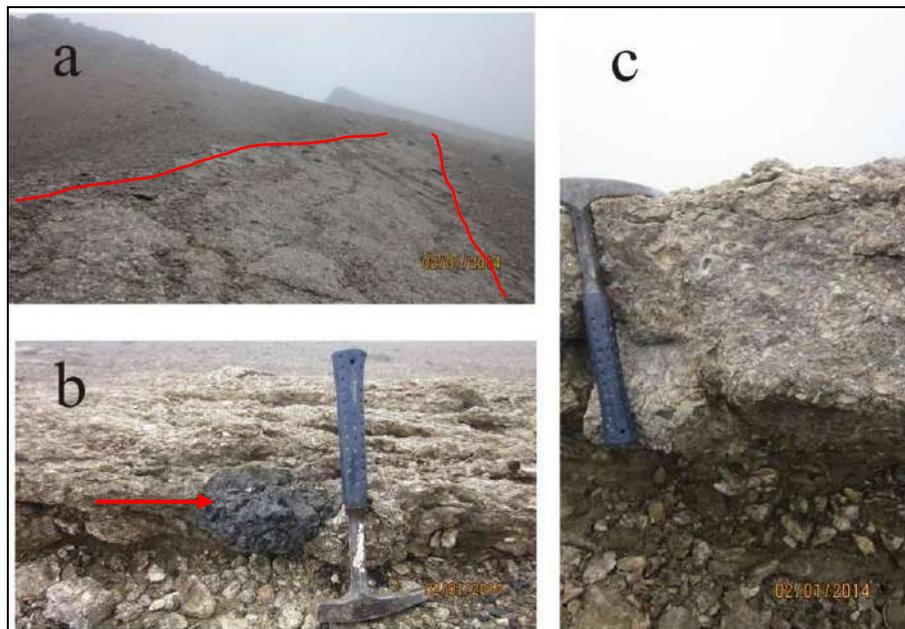


Figura 3.18: a- Contacto del rudstone bioclástico (entre las líneas rojas) con las areniscas verdosas suprayacentes; b- vista de detalle del rudstone bioclástico, donde se puede observar un clasto de basalto de ~ 20 cm de diámetro (flecha roja); c- Detalle del rudstone bioclásticos donde se puede observar el empaquetamiento denso y la disposición caótica de los bioclastos. Piqueta de 30 cm como escala.

- 3 m de areniscas de grano medio, de color verde, presentan algunas valvas de *Ostrea hatcheri* aisladas, a veces en posición de vida. Se observan lentes con braquiópodos. También es posible distinguir clastos de basalto en general menores a los 3 cm de diámetro (Figura 3.19). Muestra ECh1.



Figura 3.19: Vista de las areniscas medianas con especímenes de *Ostrea hatcheri*. El de la izquierda con el margen ventral hacia arriba, en posición de vida. Piqueta de 30 cm como escala.

- 6 m de areniscas de grano fino, de coloración verdosa, con estratificación entrecruzada. Presentan delgados lentes de rudstones, constituidos principalmente por valvas de *Ostrea hatcheri* enteras y con alto grado de abrasión.
- 1,40 m de rudstone, compuesto principalmente por valvas enteras de *Ostrea hatcheri*, en empaquetamiento denso (Figura 3.20). A los 0,70 m se intercala un estrato de arenisca mediana de 0,40 m de espesor. (Segunda Coquina de Ostras). Punto 15 en Figura 3.



Figura 3.20: Rudstone bioclástico, formado por valvas de *Ostrea hatcheri* en empaquetamiento denso. Piqueta de 30 cm como escala.

- 9 m de areniscas medianas, verdosas, con sectores que presentan moldes de bivalvos.
- 1,5 m de arenisca gruesa en parte conglomerádica, de color verde. Presenta clastos de glauconita. Además se observan clastos líticos volcánicos pardos a negros, subangulosos, de entre 0,5 y 4 cm de diámetro. Es abundante el contenido de moluscos (e.g., ostras, pectínidos, *Neoinoceramus*), braquiópodos y briozoos. Muestra ECh2. Punto 16 en Figura 3.
- 4,5 m de arenisca fina, de coloración verdosa, en la que se observan algunos briozoos ramificados articulados y aislados.
- 4,30 m de areniscas medianas verdosas, con estratificación entrecruzada en artesa, que resalta en el perfil. Contiene fragmentos dispersos de moluscos.
- 0,2 m de pelitas verdes grisáceas.
- 2 m de areniscas gruesas, de color verde, con estratificación entrecruzada en artesa y planar (Figura 3.21 a y b). En algunos sectores las mismas se hacen conglomerádicas, presentando clastos líticos de 0,3 a 0,6 cm de diámetro (Figura 3.21c). Se distinguen además, fragmentos y moldes de moluscos, balánidos y braquiópodos.
- 9 m cubiertos.
- 9 m de areniscas finas verdosas. Se observan algunos sectores más limolíticos.
- 15 m de areniscas finas a medianas, de coloración verdosa y de estructura maciza. Presenta tres niveles de *Ostrea hatcheri* en posición de vida. Los individuos son adultos, de gran tamaño y están dispuestos aislados o formando nidos de 2 a 4 especímenes (Figura 3.22). Muestra ECh3.
- 15 m de areniscas medianas, de coloración gris-amarillenta, con estratificación entrecruzada tabular planar. Presenta algunos briozoos ramificados, enteros (Figura 3.23).



Figura 3.21: a- Arenisca gruesa con estratificación entrecruzada en artesa; b- Arenisca gruesa con estratificación entrecruzada planar; c- Detalle de una intercalación de conglomerado matriz soportado de aproximadamente 20 cm de espesor, división entre líneas amarillas del báculo 10 cm como escala.

- 3 m de arenisca gruesa.
- 9 m cubiertos.

- 5 m de areniscas medianas a finas pardas-amarillentas. En la base posee deformación sinsedimentaria. Los últimos tres metros presentan estratificación entrecruzada en artesa (Figura 3.24).



Figura 3.22: a- ejemplar de *Ostrea hatcheri* en posición de vida; b- nido de *Ostrea hatcheri*, formado por al menos tres individuos. Regla de APA de 3 cm como escala.

- 1 m de areniscas medianas, de coloración rojiza, con una concentración de ostras de gran tamaño, en posición caótica. Presenta valvas sueltas, ejemplares articulados, como así también algunos fragmentos. Punto 17 en Figura 3.
- 18 m de areniscas medianas, en parte con cubierta detrítica. Los últimos 7 m contienen algunos moldes de bivalvos, entre ellos mytilidos. También se observan fragmentos de ostras.
- 2 m de areniscas finas, con moldes aislados de bivalvos.



Figura 3.23: areniscas medianas con colonias de briozoos. Pila de 4,5 cm como escala.



Figura 3.24: areniscas medianas a finas laminadas con deformación sinsedimentaria. Piqueta de 30 cm como escala.

- 0,5 m de floatstone pardo-rojizo, con matriz de arenisca mediana y fragmentos de conchillas (Figura 3.25). Los bioclastos corresponden mayormente a mytilidos articulados y valvas de ostras con alto grado de abrasión. Presenta estratificación entrecruzada artesana. Punto 18 en Figura 3.

- 9 m de areniscas medianas, con algunos sectores conteniendo concentraciones de mytilidos de 4 a 5 cm de largo, en empaquetamiento denso (Figura 3.26). En los primeros 3 m se observan intraclastos pelíticos. Además, se observan tubos de hasta 3 cm de diámetro.

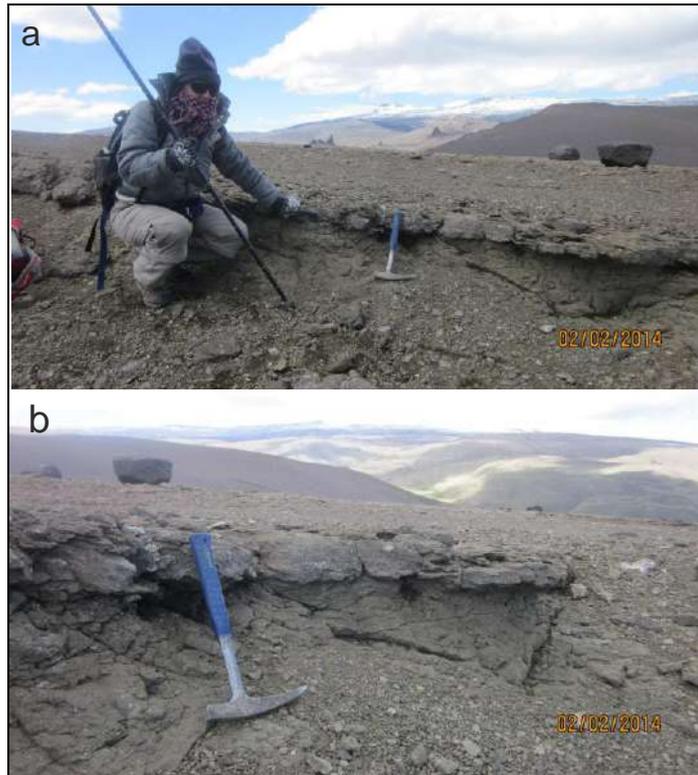


Figura 3.25: a. Floatstone, con matriz de arenisca mediana; b. vista de detalle del floatstone, donde se observa estratificación entrecruzada . Piqueta de 30 cm como escala.

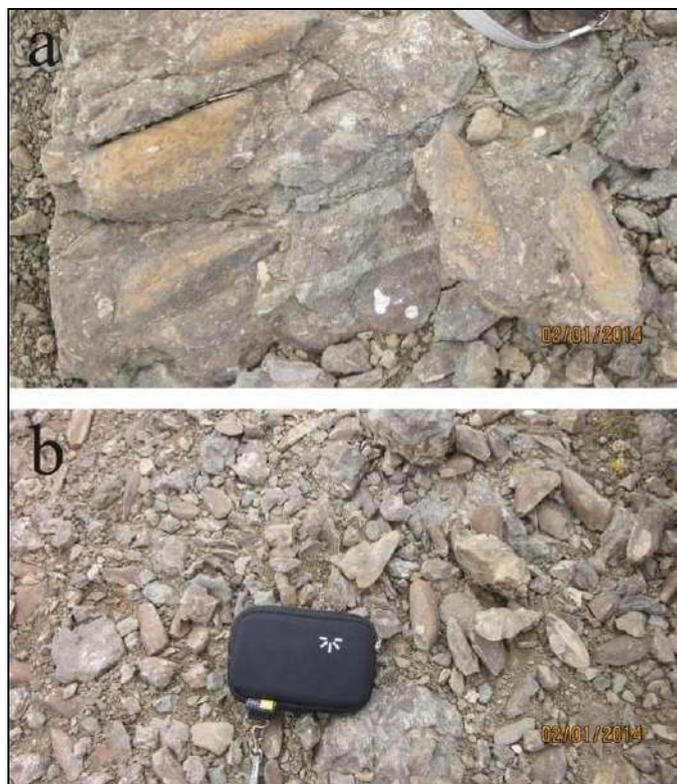


Figura 3.26: a y b. Concentración de mytilidos articulados, con empaquetamiento denso; Estuche de cámara de 12,5 cm como escala.

- 6 m de arenisca mediana a gruesa, con fragmentos de conchillas, principalmente de ostras, de tamaño milimétrico. Presenta algunas valvas y especímenes articulados de *Ostrea hatcheri*, en empaquetamiento disperso. Punto 19 en Figura 3.
- 0,20 m Arenisca finas a medianas, de coloración rojiza, con laminación ondulática (Figura 3.27). Punto 20 en Figura 3.



Figura 3.27: areniscas finas a medianas con laminación ondulática. Longitud de la masa de la piqueta de 15 cm como escala.

- 3 m de areniscas medianas a gruesas, de coloración castaño-rojizo, con estratificación entrecruzada en artesa. Presenta intraclastos pelíticos. Punto 21 en Figura 3.
- 7 m de areniscas medianas, verdes, muy cementadas. Presenta valvas aisladas y escasos especímenes articulados de *Ostrea hatcheri*.
- 3 m de areniscas medianas, que presentan intercalados dos niveles con *Ostrea hatcheri* en posición de vida. Muestra ECh4.
- 3 m de areniscas medianas de color verde.
- 3 m de rudstone, compuesto principalmente por valvas y especímenes articulados de ostras.
- 4,5 m de areniscas medianas, con fragmentos dispersos de ostras e intraclastos pelíticos.

- 1,5 m de arenisca mediana muy bioturbada, con escasos fragmentos y valvas aisladas de ostras.
- 20,5 m de limolitas con intercalaciones de areniscas finas, con laminación heterolítica (ondulosa). Presenta dos niveles cementados con moluscos reabajados. Muestra ECh5, a dos metros de la base y muestra ECh6 en el techo.
- 2,30 m de arenisca gruesa con estratificación heterolítica (ondulosa) en la base, y entrecruzada en artesa, hacia el techo (Figura 3.28). Presenta intraclastos pelíticos, fragmentos de *Ostrea hatcheri* como así también briznas vegetales y hojas. Muestra ECh7.



Figura 3.28: limolitas y areniscas finas con laminación heterolítica y por encima areniscas gruesas con estratificación entrecruzada en artesa. División del báculo de 10 cm como escala.

- 4,5 m de areniscas gruesas con algunos niveles conglomerádicos. Presenta fragmentos de ostras y escasos moldes de mytilidos.
- 5 m de limolitas verdes.
- 7 m cubiertos.

- 0,2 m de areniscas finas, de coloración verde con fragmentos de moluscos.

- 0,4 m de areniscas gruesas con estratificación entrecruzada en artesa. Presenta fragmentos de ostras y algunos clastos líticos.

- 6 m cubiertos.

- 3 m de areniscas gruesas.

- 1m de limolitas verdes.

- 2,7 m de pelitas y areniscas, en arreglo granocreciente. Los primeros 0,3 m son de pelita grisácea maciza. Le siguen 0,4 m de areniscas medianas pardas, con laminación heterolítica de tipo flaser. El nivel termina con 2 m de arenisca gruesa con estratificación entrecruzada en artesa e intercalaciones pelíticas de 5 cm de espesor. Punto 22 en Figura 3.

- 14,5 m cubiertos.

- 0,3 m de areniscas medianas con abundante contenido de ceniza (Figura 6.13a).

- 12 m de limolitas verdosas-moradas y pardas, con delgadas intercalaciones de areniscas finas (Figura 3.29 a y b). En algunos sectores las pelitas se encuentran laminadas.

- 9 m de Limolitas grisáceas a verdosas, que en algunos sectores presentan laminación heterolítica. Se intercalan cuatro estratos, de aproximadamente 40 cm de espesor, de areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa. Punto 23 en Figura 3.

- 1.6 m de areniscas finas conteniendo concentraciones biogénicas, de geometría lenticular, formadas por especímenes de *Crassostrea orbigny* (Figura 3.30). Uno de los lentes medidos posee 6 m de ancho y aproximadamente 50 m de largo (Figura 3.30a), los ejemplares se encuentran en posición de vida formando nidos de 3 o 4 individuos, constituidos por especímenes juveniles y adultos (Figura 3.30 a-d). Algunos de estos últimos alcanzan gran tamaño. Muestra ECh8. Puntos 24 y 25 en Figura 3.

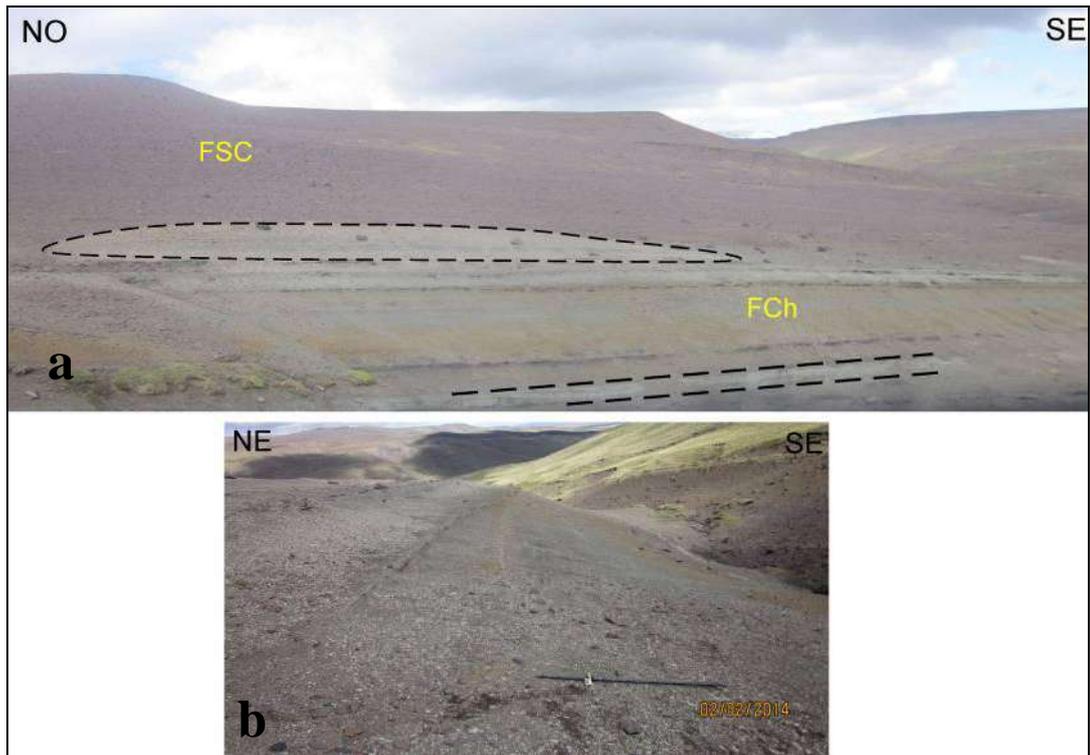


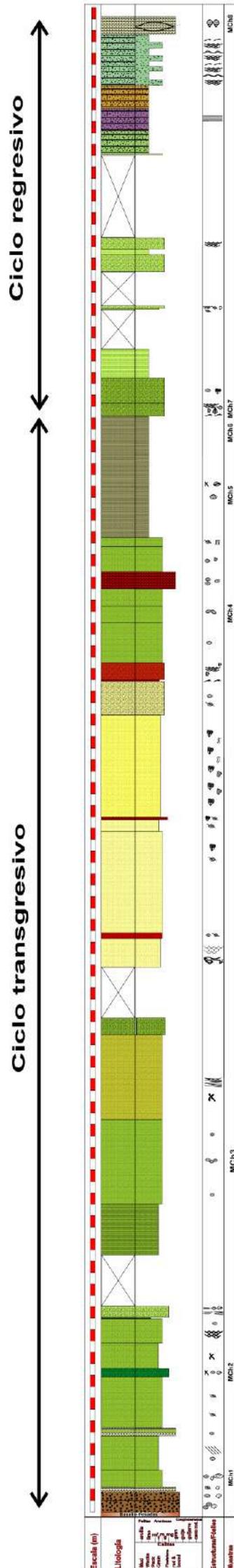
Figura 3.29: a. Vista de la transición de la Formación El Chacay (FCh) a la Formación Santa Cruz (FSC), observándose las limolitas verdosas, moradas y pardas con intercalaciones de areniscas finas y el estrato inferior de areniscas tobáceas (línea punteada). Hacia arriba (elipsoide punteado) se observa un cuerpo arrecifal de *Crassostrea orbigny*. b. detalle de las limolitas verdosas, moradas y pardas. Báculo de 1,5 m como escala.



Figura 3.30: a. y b. diferentes vistas del arrecife de *Crassostrea orbigny*; c y d. Detalles de los arrecifes mostrando especímenes de *C. orbigny* en posición de vida y fragmentos sueltos por erosión.

Ver detalle del perfil

Perfil Fm. El Chacay-Santa Cruz. (Ea. La Oriental)



Referencias

Litología

- Arenisca fina y mediana
- Arenisca gruesa
- Conglomerado
- Limolita
- Limolita y areniscas
- Basalto

- Rudstone y floatstones bioclásticos

ESCALA GRÁFICA



Estructuras sedimentarias

- Laminación horizontal
- Estratificación entrecruzada en artesa
- Laminación/estratificación ondulítica
- Laminación heterolítica
- Deformación sinsedimentaria
- Estratificación entrecruzada planar
- Estratificación entrecruzada
- Clastos de basaltos
- Intraclastos pelíticos
- Lentes
- Bioturbación débil
- Bioturbación moderada

Fósiles

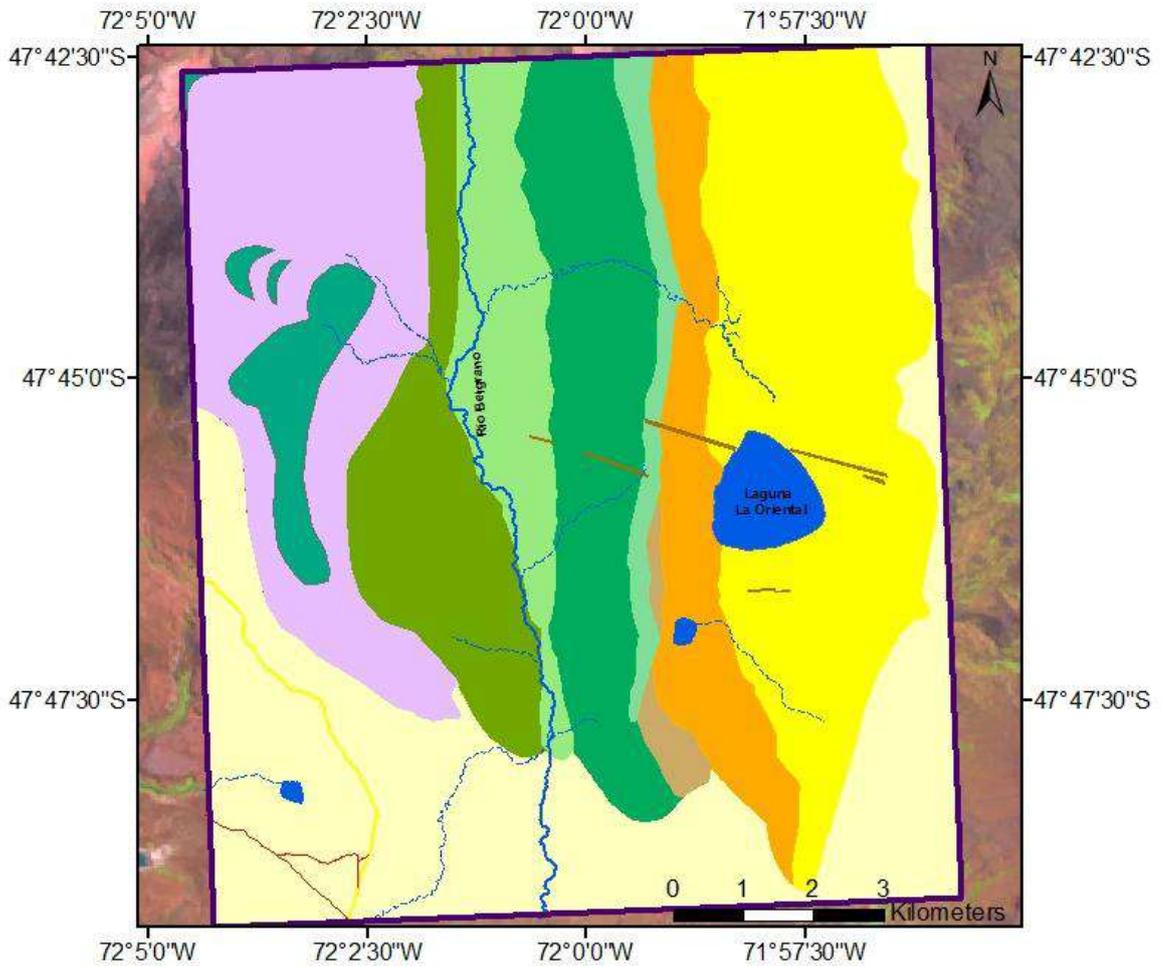
- Crassostrea hatcheri*
- Crassostrea hatcheri* en posición de vida
- Crassostrea orbigny* en posición de vida
- Mytilidos*
- Bivalvos fragmentados
- Bivalvos en posición caótica
- Braquiópodos
- Cirripedios
- Briozoos
- Briznas vegetales

3.2 Mapa geológico

El mapa geológico (1:300000) de la zona de estudio se confeccionó a partir de datos geológicos de campo y fotointerpretados de imágenes *Google Earth* y *Landsat 8*. Dentro de la zona de estudio, de aproximadamente 120 km² (Figura 3.31), se distinguieron las siguientes unidades geológicas:

- Complejo El Quemado (Jurásico).
- Formaciones: Springhill, Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde y Cardiel (Cretácico).
- Basalto Posadas, Formación El Chacay, Formación Santa Cruz, diques intrusivos, y depósitos cuaternarios (Cenozoico).

Mapa Estratigráfico del área de estudio al NE del lago Belgrano



Referencias

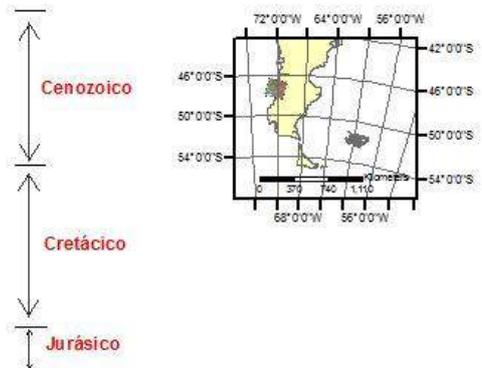
Referencias cartográficas

- Huellas o sendas
- RP 37
- Cursos intermitentes
- Río Belgrano
- Laguna o lago permanente

Referencias Estratigráficas

- Cuaternario
- Intrusivos: diques basálticos
- Fm. Santa Cruz
- Fm. El Chacay
- Bsalto Posadas
- Fm. Cardiel
- Fm. Río Tarde
- Fm. Río Belgrano
- Fm. Río Mayer
- Fm. Springhill
- Complejo El Quemado

Ubicación



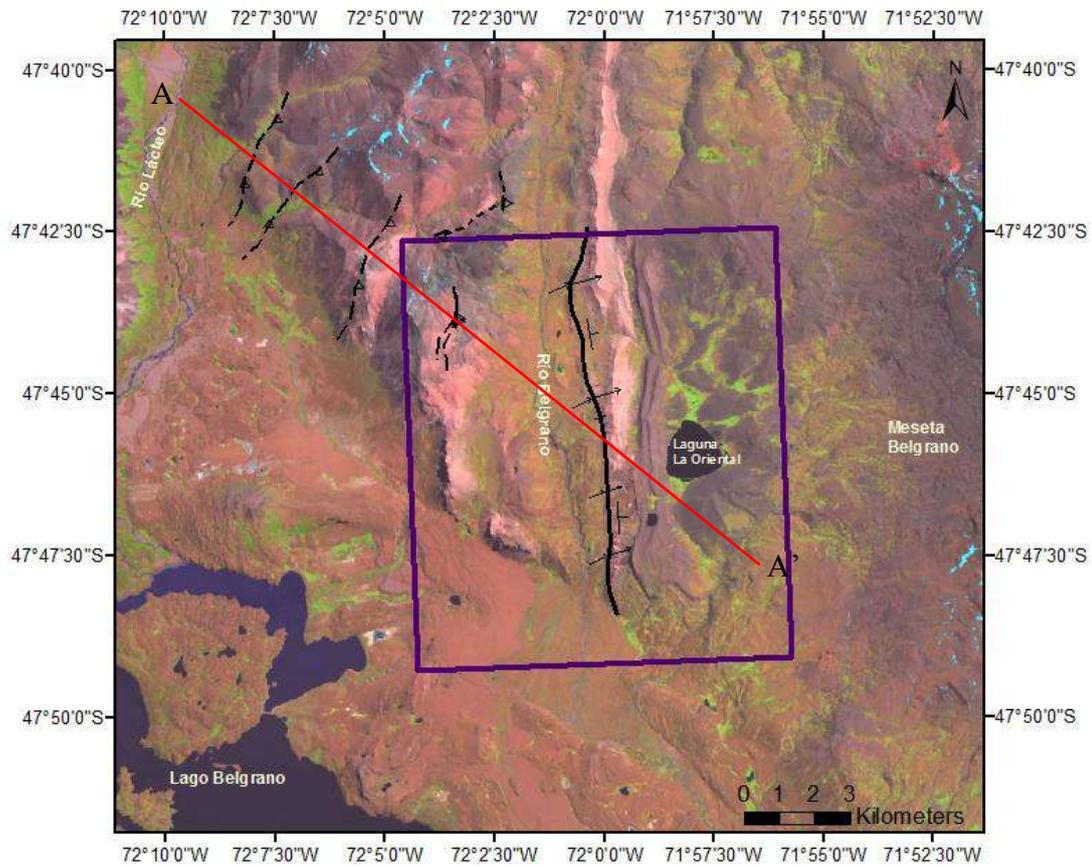
3.3 Perfil estructural

La sección estructural esquemática fue interpretada y confeccionada según los datos estructurales recabados durante las tareas de campo y por fotointerpretación.

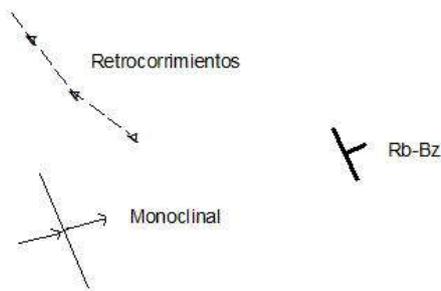
La transecta estructural excede la zona de estudio para poder esquematizar de una manera integrada las características estructurales que caracterizan a los Andes Patagónicos Australes. Se determina con una traza A-A', con dirección NNO a SSE (Figuras 3.31 y 3.32).

Los dominios estructurales dentro de la zona de estudio están diferenciados en el cuadro 2.3 según los autores previos. En este trabajo la zona de estudio es dividida en: 1- al oeste un dominio de Basamento, involucrando las rocas paleozoicas y jurásicas debido a retrocorrimientos (1 y 2 en Figura 3.32) y 2- al este, un dominio de Faja Plegada y Corrida y monoclinal frontal, implicando estructuras de piel gruesa y retrocorrimientos (3 y 4 en Figura 3.32), afectando a las unidades cretácicas y cenozoicas.

Principales estructuras de la zona de estudio



Referencias estructurales



Ubicación

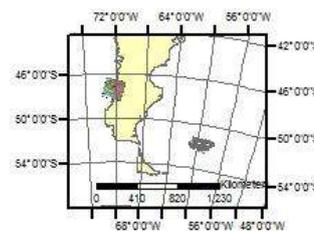


Figura 3.31: transecta A-A' de dirección NNO-SSE donde se realizó la sección estructural interpretada dentro del área de estudio (recuadro violeta). Dicha transecta atraviesa los retrocorrimientos interpretados (traza discontinua y triángulos) así como el monoclinal frontal generado.

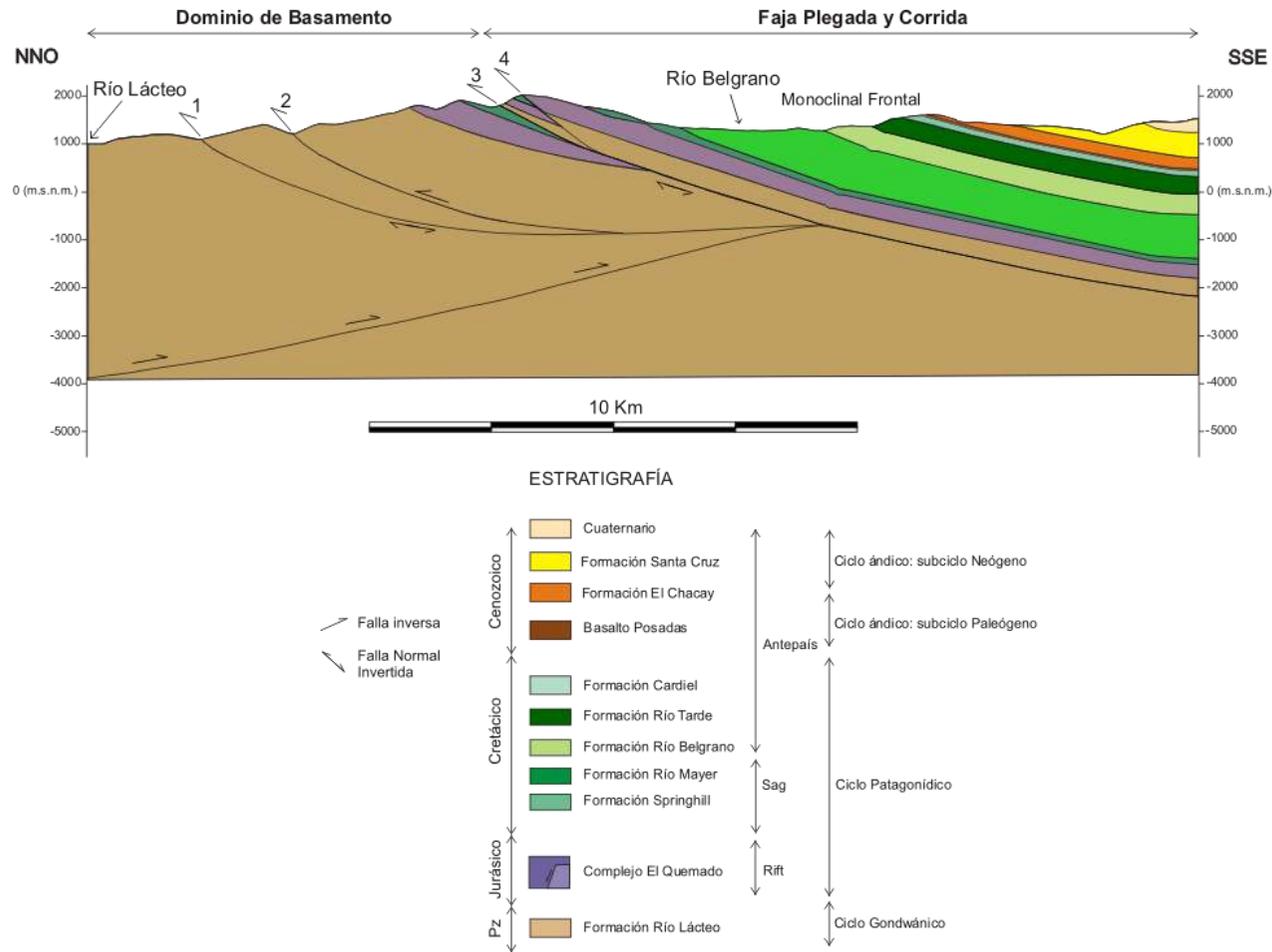


Figura 3.32: sección estructural esquemática de la zona de estudio. Corrimiento profundo que afecta inicialmente a las fallas extensionales previas y luego generando los retrocorrimientos (1, 2, 3 y 4 secuencia temporal propuesta de los retrocorrimientos). 1 y 2 afectan a secuencias paleozoicas y las que se encuentran dentro del dominio de basamento. 3 y 4 afectan a secuencias jurásicas-cretácicas exponiéndolas sobre las rocas paleozoicas, estas conforman el dominio de faja plegada y corrida junto con las secuencias cretácicas a cenozoicas de antepaís.

3.4 Petrografía de areniscas

El estudio petrográfico se realizó sobre 6 muestras representativas de los tipos litológicos presentes, mientras que el conteo se realizó sobre un total de 13 muestras. Las muestras fueron analizadas a través de secciones delgadas con microscopio de polarización y lupas binoculares. También se fotografiaron las secciones para mostrar sus características composicionales y texturales. Se determinaron para todas: textura, contacto entre los granos, porcentaje de la fracción clástica y su composición, porcentaje de la matriz, de la porosidad y del cemento, así como su tipo. Luego se procedió al análisis modal de estas areniscas con contador de partículas. Se determinó cuantitativamente la cantidad de cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) y líticos (Lt) para determinar la petrografía según la clasificación modificada propuesta por Folk *et al.* (1970). Se utilizó el software TriDraw 2.9c para plotear dichos resultados.

Mediante este estudio petrográfico se determinaron principalmente dos tipos litológicos (Figura 3.39): litoarenitas y litoarenitas feldespáticas, con dos muestras excepcionales que caen en el campo de sublitoarenita y feldarenita lítica.

3.4.1 Descripción petrográfica de la Formación Río Belgrano

Muestra RB2

Descripción macroscópica

Arenisca fina a mediana, color verdoso, con bioturbación débil, con tubos de entre 0,5 y 0,6 cm de longitud. Presenta clastos de glauconita bien redondeados, clastos redondeados de líticos oscuros y clastos monominerales de feldespatos, cuarzo y calcita. Se observa zircón como mineral accesorio. Presenta cemento calcáreo.

Descripción microscópica

Roca con textura clasto sostén, con contacto entre clastos tangencial a cóncavo-convexo. El tamaño de grano varía entre 0,1 y 0,2 mm, es decir arenisca fina. La fracción clástica compone el 80% de la muestra, con clastos monominerales y fragmentos líticos. La selección es moderada. Los clastos son subangulosos a redondeados (Figura 3.33). La porosidad es muy baja a nula.

La fracción clástica monomineral presenta principalmente cuarzo y feldespatos. El cuarzo monocristalino tiene extinción normal, y los clastos son angulosos a subangulosos. El feldespato esencialmente corresponde a feldespato potásico, y se reconoce muy escasa plagioclasa. Las plagioclasas tienen maclas polisintéticas características y moderada alteración a sericita. Los feldespatos potásicos están reemplazados por carbonatos en general, y son tabulares. Se observa escaso cuarzo policristalino. Como clastos accesorios, se encuentra glauconita redondeada con color de pleocroísmo verde, moscovitas, láminas de clorita con birrefringencia anómala azul, pleocroísmo verde, y apatitas.

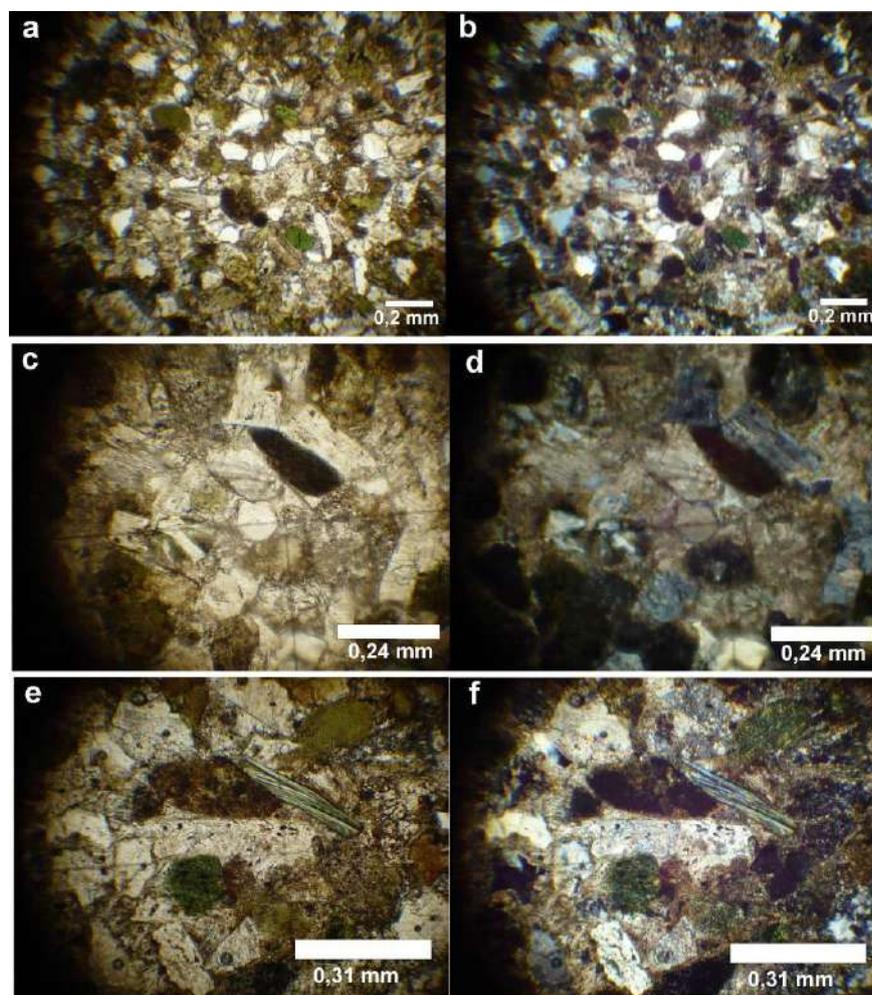


Figura 3.33: Fotografías de cortes delgados (columna izquierda sin analizador, derecha con analizador). a y b- Textura clasto sostén, clastos subangulosos, con contacto tangencial a cóncavo convexo, con clastos de cuarzo, líticos y glauconita; parece en la parte central un clasto oolítico. c y d- se observa lítico metamórfico de 0,24 mm, en contacto con feldespato potásico rodado de cemento carbonático. e y f: lámina de clorita de 0,31 mm clasto de glauconita, líticos volcánicos y feldespatos alterados a sericita.

Los fragmentos líticos son de distintos orígenes, en todos los casos están redondeados. Los líticos volcánicos se distinguen por presentar pasta con feldespatos, aunque también se encuentran fragmentos volcánicos con textura porfírica donde hay fenocristales de cuarzo en una pasta microgranosa. Los líticos metamórficos corresponden a micas orientadas junto a minerales opacos.

El cemento ocupa el 20% de la muestra compuesto principalmente por carbonatos, y en menor medida por filosilicatos.

Clasificación: A partir de la clasificación modificada propuesta por Folk *et al.* (1970), la roca se clasifica como **Feldarenita lítica** (Cuadro 3.4).

Muestra RB4

Descripción macroscópica

Arenisca media, verde grisácea, con clastos redondeados glauconíticos y líticos. Además contiene fragmentos monominerales de cuarzo y feldespatos rosados. La muestra presenta cemento carbonático.

Descripción microscópica

Roca con textura clasto sostén, el contacto entre granos es recto a tangencial. El tamaño varía entre 0,1 y 0,3 mm, corresponde a una arenisca fina a mediana. La fracción clástica compuesta por fragmentos monominerales y fragmentos líticos, ocupa el 75% de la muestra. La porosidad es baja a nula. La selección es moderada. La matriz no supera el 5%. (Figura 3.34).

Los fragmentos monominerales dominantes son de cuarzo, seguidos por los feldespatos. El cuarzo es subanguloso, con extinción normal. Los feldespatos también son subangulosos. Los minerales accesorios son de glauconita, clorita, moscovita, circones y minerales opacos.

La fracción lítica predomina en la muestra con líticos de diferente origen. Los fragmentos de origen metamórfico corresponden a rocas de bajo grado, con clastos redondeados y alargados en la dirección de esquistosidad. Los líticos volcánicos tienen textura porfírica, con fenocristales de cuarzo inmersos en una pasta microgranosa. Los líticos sedimentarios corresponden a limolitas.

El cemento ocupa alrededor del 20% de la muestra compuesto principalmente por carbonatos, y en menor medida por óxidos de hierro. Primero se encuentra el óxido de hierro rodeando a los clastos y luego el carbonato con textura en parche.

Clasificación: A partir de la clasificación modificada propuesta por Folk *et al.* (1970), la roca se clasifica como **Litoarenita Feldespática** (Cuadro 3.4).

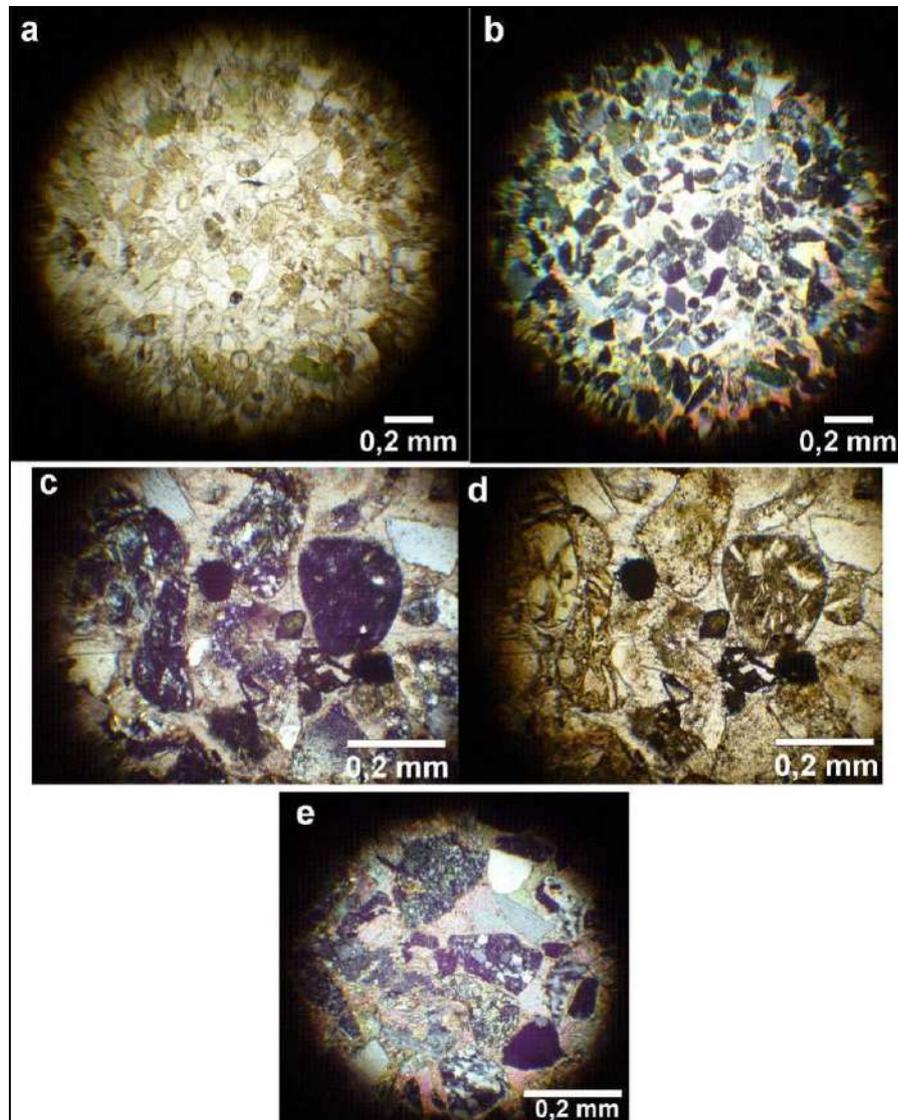


Figura 3.34: Fotografías de cortes delgados (columna izquierda sin analizador, derecha con analizador). a y b- de arenisca con textura clasto sostén, contacto recto a tangencial, clastos de líticos redondeados, fragmentos de cuarzo y feldespatos subangulosos. c y d- clastos redondeados de lítico volcánico de textura porfírica y lítico sedimentario, fragmentos angulosos de cuarzo. e- corte delgado con analizador mostrándose clastos líticos sedimentarios, fragmentos monominerales de cuarzo y feldespatos. Se observa cemento carbonatico.

Muestra RB7

Descripción macroscópica

Arenisca media a gruesa, grisácea a verde. Presenta clastos de líticos oscuros redondeados y clastos verdes de glauconita, los fragmentos minerales corresponden a

cuarzo y plagioclasas. Se observan escasos fragmentos de conchillas de 0,2 mm de diámetro.

Descripción microscópica

Roca con textura clasto sostén, con contacto entre clastos rectos a puntuales. El tamaño de grano promedio es de 0,2 mm, arenisca fina. La fracción clástica compone el 80% de la muestra, con clastos monominerales y fragmentos líticos. La selección es moderada. Los clastos son subangulosos a redondeados. (Figura 3.35). La porosidad de la muestra es baja a nula.

Dominan la fracción monomineral los clastos de cuarzo. Presentan extinción normal, ondulosa y fragmentosa, y los clastos son subangulosos, en general alcanzan los 0,3 mm. En orden de abundancia continúan los feldespatos. Como clastos accesorios, se encuentra glauconita, micas con pleocroismo verde claro a oscuro y escasos minerales opacos.

Los fragmentos líticos son abundantes. Se reconocen de distintos orígenes, en todos los casos están redondeados. Los líticos volcánicos se distinguen por presentar textura porfírica donde hay fenocristales de cuarzo en una pasta microgranosa. Los fragmentos líticos sedimentarios compuestos por cuarzo. Los líticos metamórficos corresponden a micas orientadas junto a minerales opacos.

El cemento ocupa el 20% de la muestra, compuesto principalmente por carbonatos, y en menor medida por óxidos de hierro.

Clasificación: A partir de la clasificación modificada propuesta por Folk *et al.* (1970), la roca se clasifica como **Litoarenita Feldespática** (Cuadro 3.4).

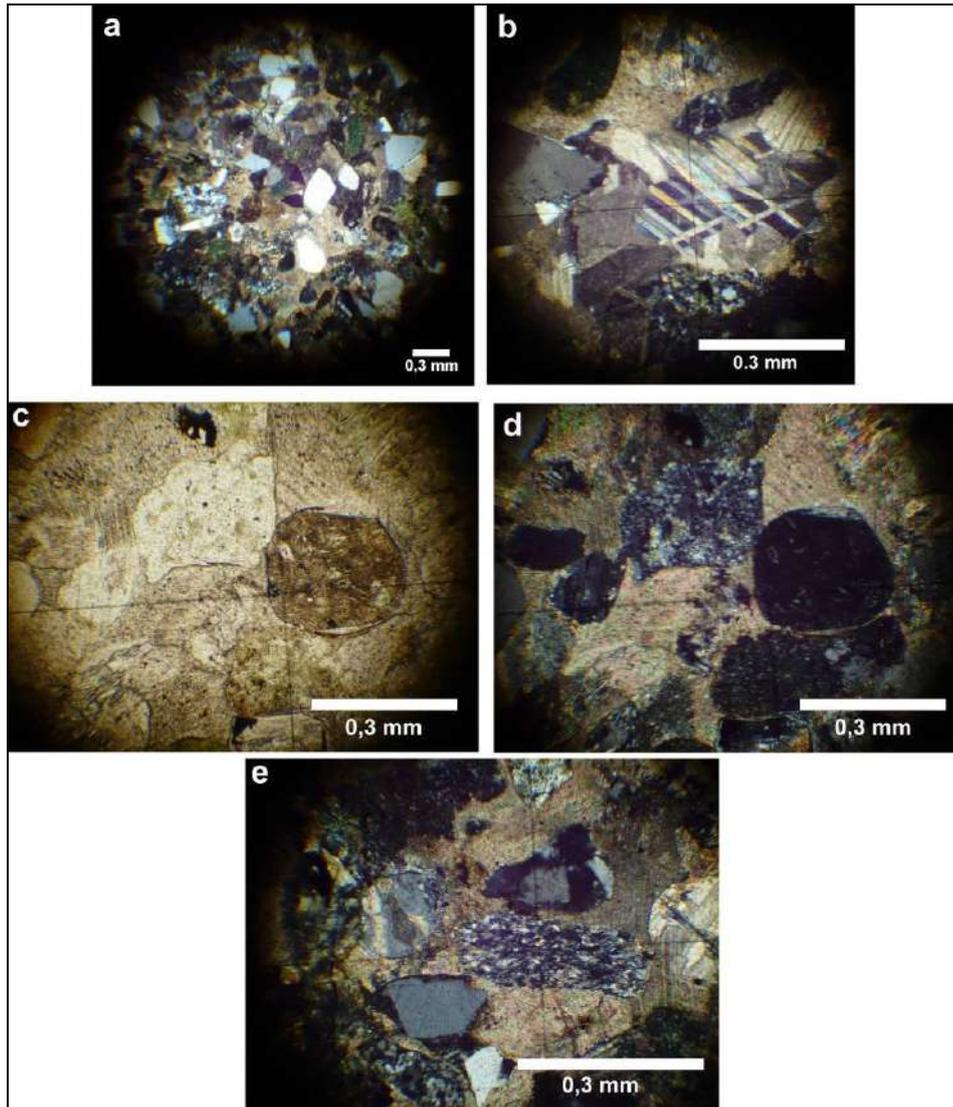


Figura 3.35: Fotografías de cortes delgados (SN: sin analizador; CN: con analizador). a- arenisca (CN) de textura clasto sostén, con contacto de los clastos rectos y puntuales. Clastos de cuarzo, líticos y glauconita. **b-** Textura en parche o poiquilítica del cemento carbonatico (CN). **c** (CN) y **d** (SN) clastos líticos volcánicos porfírico con feldespatos y cuarzo; clasto lítico sedimentario de cuarzo y lítico metamórfico con láminas de micas. El cemento es de calcita con textura en parche. **e** (CN)- Lítico metamórfico equistoso, fragmentos de cuarzo monocristalino y policristalino.

Muestra RB9

Descripción macroscópica

Arenisca media, color grisáceo a verde. Se observan clastos líticos redondeados, fragmentos de feldespatos y cuarzo. También presenta escasos clastos glauconita. Hay sectores que están alterados con óxidos de hierro.

Descripción microscópica

Roca con textura clasto sostén, con contacto entre granos recto. El tamaño de grano no supera 0,1 mm, es decir, es una arenisca muy fina. La fracción clástica está compuesta por el 80% de la muestra, integrada por clastos monominerales y fragmentos líticos (Figura 3.36). La selección es moderada. Los clastos son subangulosos a subredondeados. La porosidad es baja. La matriz abarca el 5%.

La fracción clástica monomineral presenta dominante cuarzo y en menor proporción plagioclasa. El cuarzo presenta extinción normal. Se observa escaso cuarzo policristalino. Como clastos accesorios se distinguen glauconita, clorita y circones.

Los fragmentos líticos son minoría y se encuentran redondeados. Algunos líticos volcánicos presentan feldespatos de hábito tabular como pasta, y otros fragmentos volcánicos con textura porfirica donde hay fenocristales de cuarzo en una pasta microgranosa. Los líticos metamórficos corresponden a micas orientadas junto a minerales opacos. Los líticos sedimentarios son muy escasos y están compuestos por limolitas.

El cemento ocupa el 15% de la muestra compuesto principalmente por carbonatos y óxidos de hierro.

Clasificación: A partir de la clasificación modificada propuesta por Folk *et al.* (1970), la roca se clasifica como **Subfelarenita** (Cuadro 3.4).

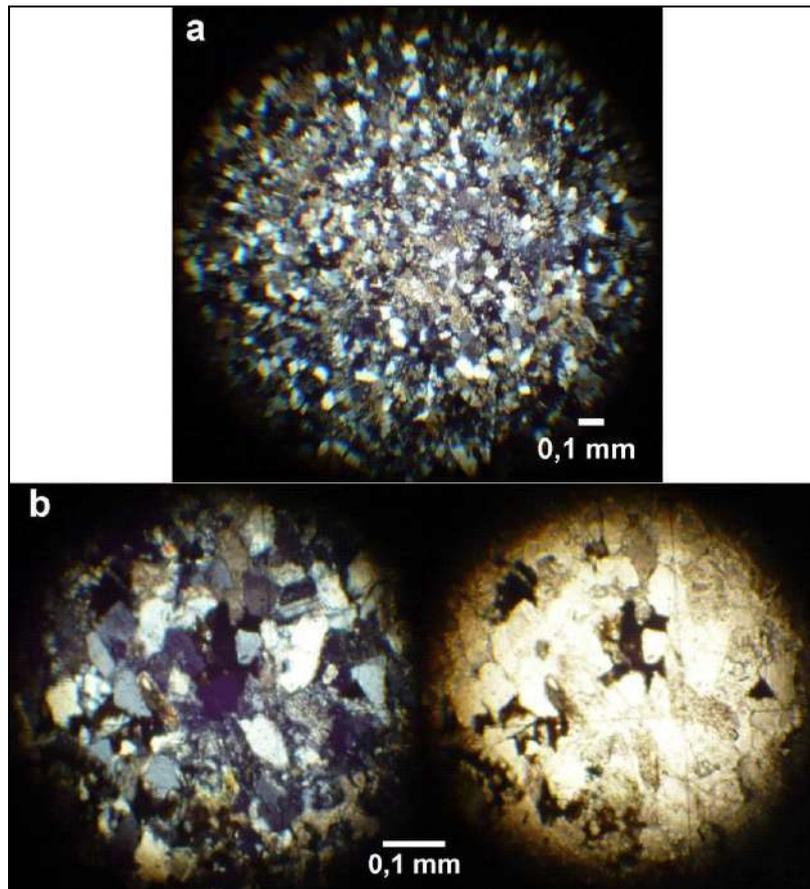


Figura 3.36: Fotografías de cortes delgados (SN: sin analizador; CN: con analizador). a-(CN) arenisca muy fina, textura clasto sostén, con clastos subangulosos a subredondeados de cuarzo, feldespatos. b- CN y SN: clastos de fragmentos de cuarzo, líticos sedimentarios y metamórficos; además se observa cemento calcítico y de óxido de hierro.

Muestra RB11

Descripción macroscópica

Arenisca fina a media verde a grisácea, con fragmentos de cuarzo, láminas de mica, abundantes líticos y escasos clastos de glauconita. Presenta óxidos de hierro.

Descripción microscópica

Roca con textura clasto sostén, el contacto entre granos es recto. El tamaño varía entre 0,1 y 0,5 mm, entre una arenisca fina a mediana. La selección es mala. La fracción clástica compuesta por fragmentos monominerales y fragmentos líticos, ocupa el 75% de la muestra. Los clastos son subredondeados (Figura 3.37). La porosidad es baja.

Los fragmentos monominerales son principalmente de cuarzo y en menor medida plagioclasa. El cuarzo es subanguloso a subredondeado, con extinción

normal a ondulosa. Se diferencia escaso cuarzo policristalino. Los clastos accesorios son de minerales opacos.

La fracción lítica es predominante. Los fragmentos volcánicos dominan esta fracción, se encuentran feldespatos tabulares, en ocasiones orientados. También se reconocen fragmentos sedimentarios de limolitas compuestas por cuarzo y micas.

El cemento ocupa el 25% de la muestra, compuesto principalmente por carbonatos, y en menor medida por óxidos de hierro. En primer lugar se encuentra el óxido de hierro rodeando a los clastos y luego el carbonato con textura en parche. En ocasiones reemplazan totalmente a los clastos originales.

Clasificación: A partir de la clasificación modificada propuesta por Folk *et al.* (1970), la roca se clasifica como **Litoarenita** (Cuadro 3.4).

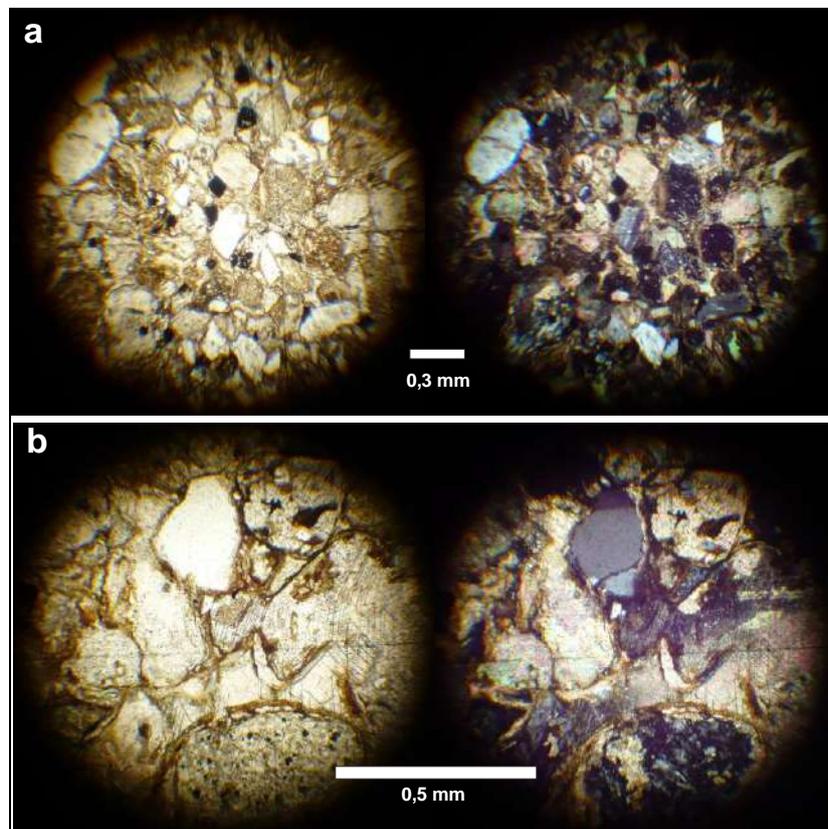


Figura 3.37: Fotografías de cortes delgados (SN: sin analizador; CN: con analizador). a- (SN y CN) de arenisca media, textura clasto sostén y contacto recto y clastos subredondeados; se observan líticos volcánicos, fragmentos de plagioclasas y feldespatos potásicos, calcita en poros y reemplazando a los fragmentos de feldespatos, también se observan opacos. b- la misma muestra SN y CN donde se observa clasto de 0,5 mm de lítico volcánico redondeado, fragmento monomineral de cuarzo, el cemento de calcita y cemento pelicular que recubre a los clastos.

Muestra RB13

Descripción macroscópica

Arenisca fina a muy fina, color grisácea a rojiza. Presenta fragmentos monominerales de cuarzo y minerales reemplazados por óxidos de hierro. Se observan restos de material carbonoso.

Descripción microscópica

Roca con textura clasto sostén, con contacto entre clastos tangencial a cóncavo-convexo. El tamaño de grano promedio es de 0,1 mm, es decir arenisca muy fina. La fracción clástica (70%) está compuesta por clastos monominerales y fragmentos líticos. La selección es moderada, y la porosidad es baja a nula. (Figura 3.38). La matriz ocupa el 15%.

Los clastos de cuarzo dominan la fracción clástica y a su vez la fracción monomineral. Son clastos subangulosos, con extinción flash a ondulosa. Se observa escaso cuarzo policristalino, y los feldespatos son muy escasos. Como clastos accesorios se reconocen circones redondeados, moscovitas y ceolitas.

Los fragmentos líticos son menos abundantes. Se reconocen clastos de origen sedimentarios principalmente y escasos volcánicos y metamórficos, son redondeados. Los fragmentos líticos sedimentarios corresponden a limolitas, donde se reconoce cuarzo principalmente. Los líticos volcánicos se distinguen por presentar textura porfírica donde hay fenocristales de cuarzo en una pasta microgranosa. Los líticos metamórficos corresponden a micas orientadas junto a minerales opacos.

El cemento ocupa el 15% compuesto por carbonatos principalmente, filosilicatos ferromagnesianos y óxidos de hierro.

Clasificación: A partir de la clasificación modificada propuesta por Folk *et al.* (1970), la roca se clasifica como **Litoarenita** (Cuadro 3.4).

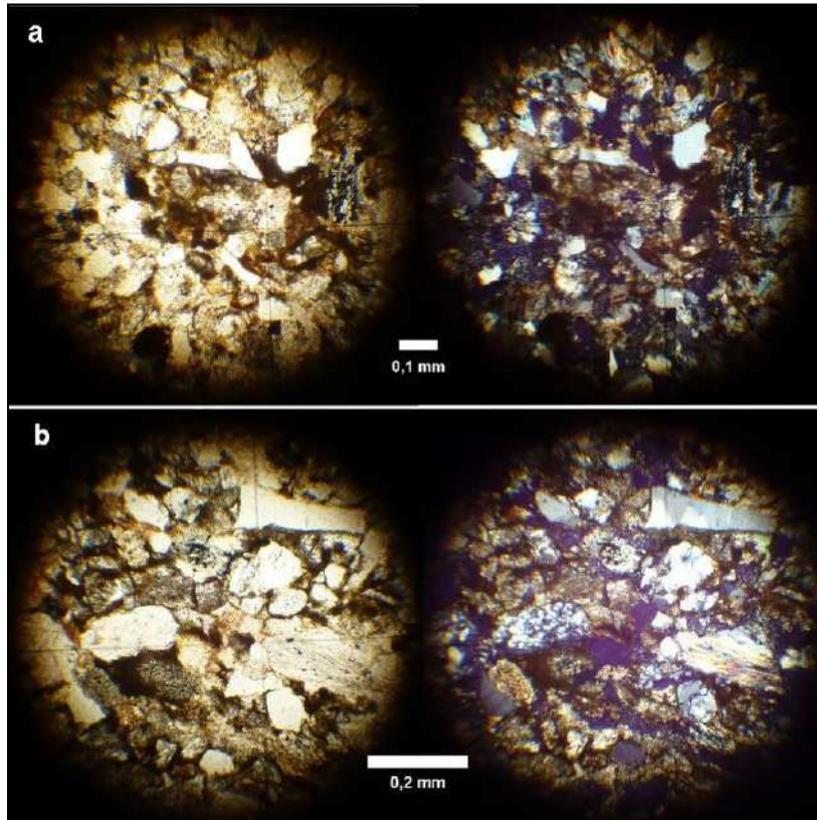


Figura 3.38: Fotografías de cortes delgados (SN: sin analizador; CN: con analizador). a- (SN y CN) textura clasto sostén, con contacto entre clastos tangencial a cóncavo-convexo; clastos líticos y fragmentos monominerales de cuarzo; se observa cemento crabonático y mayormente de óxido de hierro. b- la misma muestra con fragmento de mica, cuarzo policristalino y cuarzo con extinción ondulosa.

Localidad: Río Belgrano Formación Río Belgrano							
Muestra	Qm:F:Lt			Qt:F:Lt			Clasificación Folk <i>et al.</i> (1970)
	Qm	F	Lt	Qt	F	Lt	
RB13	74	2	24	78	2	20	Litoarenita
RB12	33	9	58	33	9	58	Litoarenita
RB11	17	21	62	18	21	61	Litoarenita
RB10	69	6	25	69	6	25	Litoarenita
RB9	84	5	11	90	5	5	Sublitoarenita
RB8	66	11	23	66	11	23	Litoarenita Feldespática
RB7	34	19	47	39	19	44	Litoarenita Feldespática
RB6	68	9	23	68	9	23	Litoarenita Feldespática
RB5	60	7	33	60	7	33	Litoarenita
RB4	30	19	51	33	19	48	Litoarenita Feldespática
RB3	61	8	31	63	8	29	Litoarenita
RB2	34	35	31	35	35	30	Feldarenita Lítica
RM1	51	16	33	54	16	30	Litoarenita Feldespática

Cuadro 3.4: resumen del análisis cuantitativo modal de las muestras obtenidas de la Formación Río Belgrano.

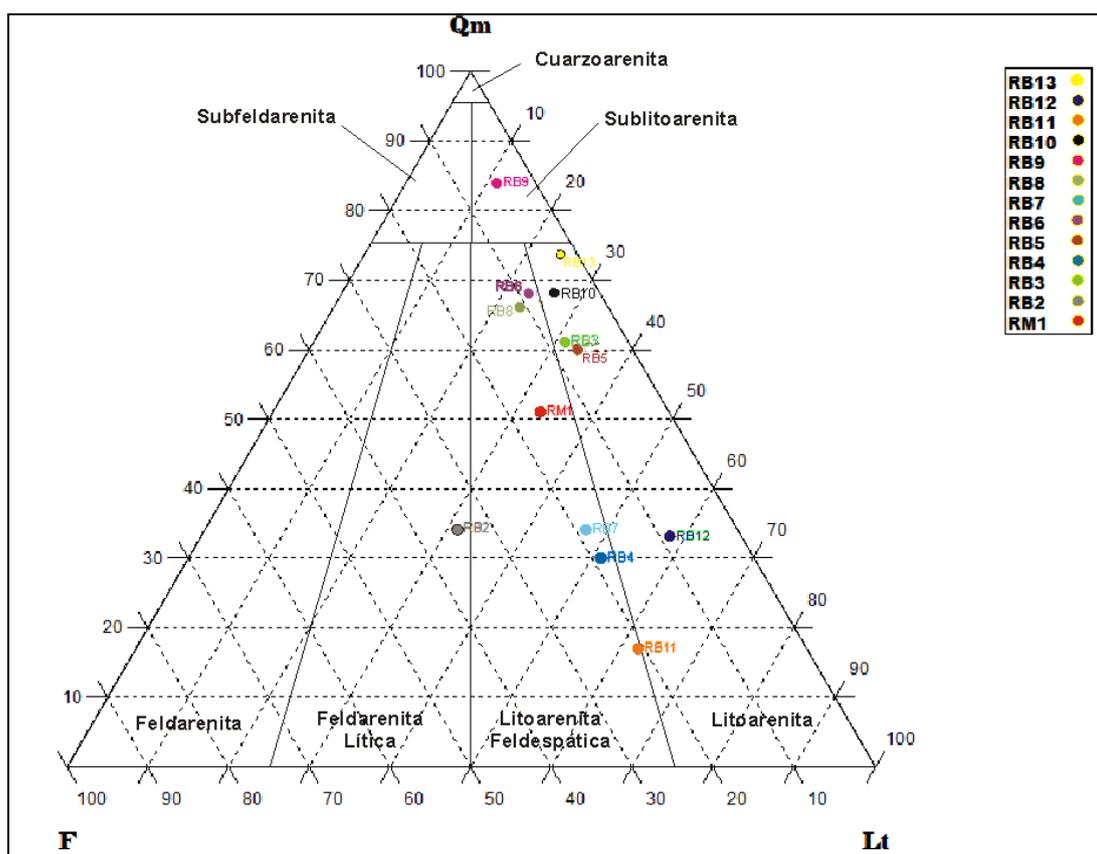


Figura 3.39: clasificación (modificada de Folk *et al.*, 1970) de las muestras de areniscas tomadas de la Formación Río Belgrano. RB6, RB8, RM1, RB4, RB7 y RB11: Litoarenitas Feldespáticas. RB13, RB12, RB10, RB5 y RB3: Litoarenitas. RB9: Sublitoarenita. RB2: Feldarenita Lítica.

3.5 Análisis de procedencia

El análisis se llevó a cabo para determinar el ambiente tectónico y las zonas de procedencia de las sedimentitas de la Formación Río Belgrano sobre la base de su composición petrográfica. Se intentó reconocer si la exhumación tectónica de los bloques circundantes, y la influencia relativa de bloques de basamento metamórfico o ígneo-volcánico influenciaron en su composición clástica.

Respecto a la metodología, se realizó el conteo de los componentes clásticos de 13 muestras, de acuerdo al método de Gazzy-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Se contabilizó como fragmento monomineral a todo cristal mayor a 0,062 mm, aunque se encontrara formando un clasto lítico. La utilidad de este método se logra estandarizando la todas las muestras al tamaño de arena fina, por lo cual se han seleccionado aquellas que presentaban tamaños mayores a 0,1 mm para lograr minimizar efectos de representatividad.

Se contaron 500 puntos en cada uno de los 13 cortes delgados, mediante el contador de puntos Swift. De acuerdo a los objetivos del presente trabajo, los componentes modales analizados corresponden a los de segundo orden. Se identificaron: cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), feldespatos potásicos (Fk), plagioclasas (P), fragmentos líticos divididos en volcánicos (Lv), plutónicos (Lp), metamórficos (Lm) y sedimentarios (Ls). Con los datos obtenidos se realizó el ploteo en los diagramas de caracterización tectónica de las áreas de procedencia de Dickinson y Suczek (1979).

3.5.1 Resultados del conteo modal

Los resultados del conteo en las 13 muestras tomadas de la Formación Río Belgrano se muestran en el cuadro 3.5. En este se resumen los componentes modales anteriormente mencionados.

Los diagramas triangulares de discriminación para determinar el marco tectónico del área de aporte fueron propuestos inicialmente por Dickinson y Suczek (1979), y luego reelaborados por Dickinson *et al.* (1983). Estos autores confeccionaron dos triángulos ternarios. Uno de ellos denominado QFL contiene al total de los clastos de cuarzo, así como de feldespatos y líticos (sedimentarios, metamórficos e ígneos). Con ello logran dividir en tres campos principales: bloques continentales, orógenos reciclados y arcos magmáticos. El otro diagrama denominado QmFLt contiene a los clastos de cuarzo monocristalinos, feldespatos y al total de fragmentos líticos: líticos, más cuarzo policristalino. Con esto los autores realizan una subdivisión en el campo de orógeno reciclado, conformando otro campo: el de mezcla.

A partir de los datos mostrados en el cuadro 3.5 se construyeron dos diagramas ternarios (Figura 3.40 y 3.41) de acuerdo a la clasificación de Dickinson *et al.* (1983). Para el ploteo de los datos se utilizó el *software TriDraw 2.9c* y *CorelDraw X3* para definir los campos propuestos por los autores.

Según se observa en el diagrama QFL de la Figura 3.40, diez de las muestras caen dentro del campo orógeno reciclado, variando desde la parte más rica en cuarzo hacia la fracción lítica; dos muestras dentro del campo de arco disectado y una sola de ellas se ubica en el campo de arco transicional.

Muestra	Qm (%)	FK (%)	Plg (%)	Qp (%)	Ls (%)	Lv (%)	Lm (%)	Cemento (%)	Otros (%)
RM1	48.7	4.5	10.3	2.0	2.5	21.1	5.6	4.7	0.7
RB2	26.1	25.9	1.3	0.4	7.4	14.9	1.1	22.1	0.8
RB3	52.1	1.5	5.7	1.3	0.9	10.5	13.5	12.9	1.7
RB4	20.8	12.2	0.8	1.5	13.9	17.7	1.7	31.4	0.0
RB5	33.1	1.2	2.4	0.0	0.4	2.7	15.3	44.9	0.0
RB6	56.9	1.8	5.9	0.0	0.2	3.4	15.0	16.4	0.2
RB7	24.8	10.6	2.9	3.3	9.2	18.3	3.7	27.1	0.2
RB8	59.6	0.0	9.4	0.0	0.0	3.6	17.1	10.3	0.0
RB9	59.8	2.9	0.9	4.4	0.4	1.6	1.6	28.4	0.0
RB10	55.4	0.0	4.6	0.0	0.0	5.9	13.9	6.8	13.4
RB11	10.7	6.7	6.1	0.8	4.0	33.8	0.0	37.9	0.0
RB12	10.8	0.0	3.0	0.0	0.0	4.4	14.6	65.0	2.2
RB13	37.4	0.8	0.0	2.3	6.6	2.3	1.3	29.5	19.9

Cuadro 3.5: Tabla de porcentajes modales recalculados. Qm: cuarzo monocristalino; Fk: feldespato potásico; Plg: plagioclasas; Qp: cuarzo policristalino; Ls: líticas sedimentarias; Lv: líticas volcánicas; Lm: líticas metamórficas; Cemento: sin diferenciar composición; Otros: minerales minoritarios y accesorios.

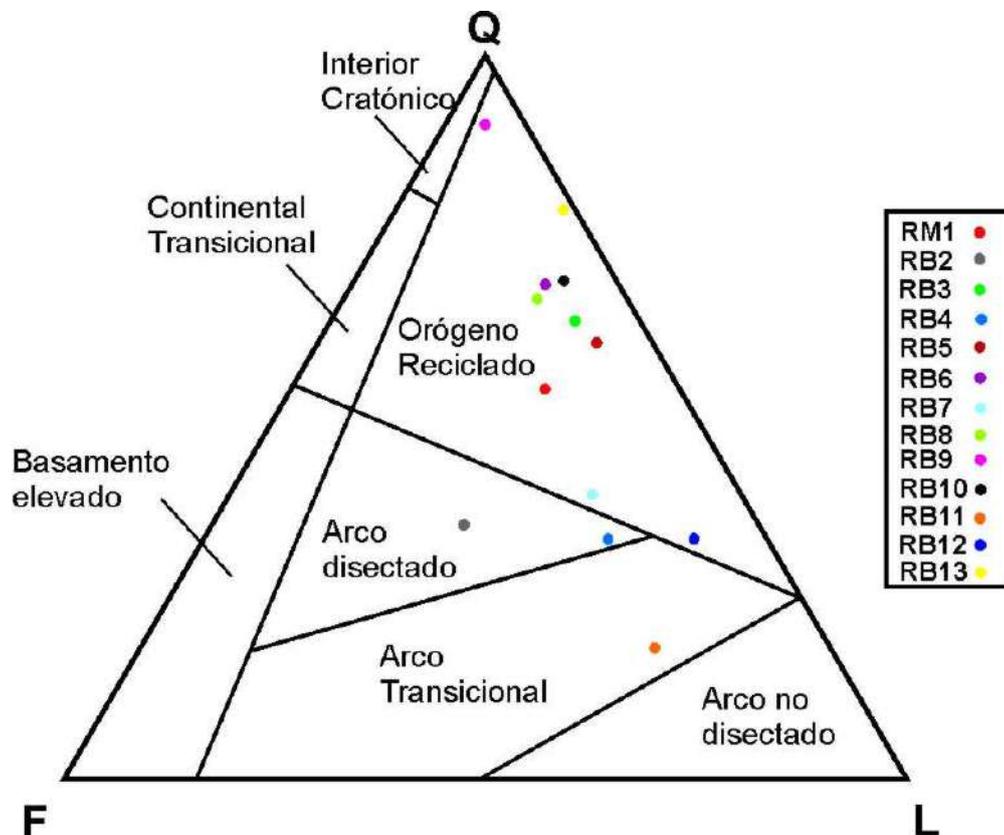


Figura 3.40: Diagrama QFL de discriminación tectónica de Dickinson *et al.* (1983). Q: cuarzo total. F: feldespatos y L: líticos.

En el segundo diagrama ternario QmFLt de la Figura 3.41, ocho de las muestras corresponden a un orógeno reciclado cuarzoso y una a un transicional, una se encuentra dentro del campo de mezcla, dos dentro del campo de arco disectado y una dentro de un arco transicional.

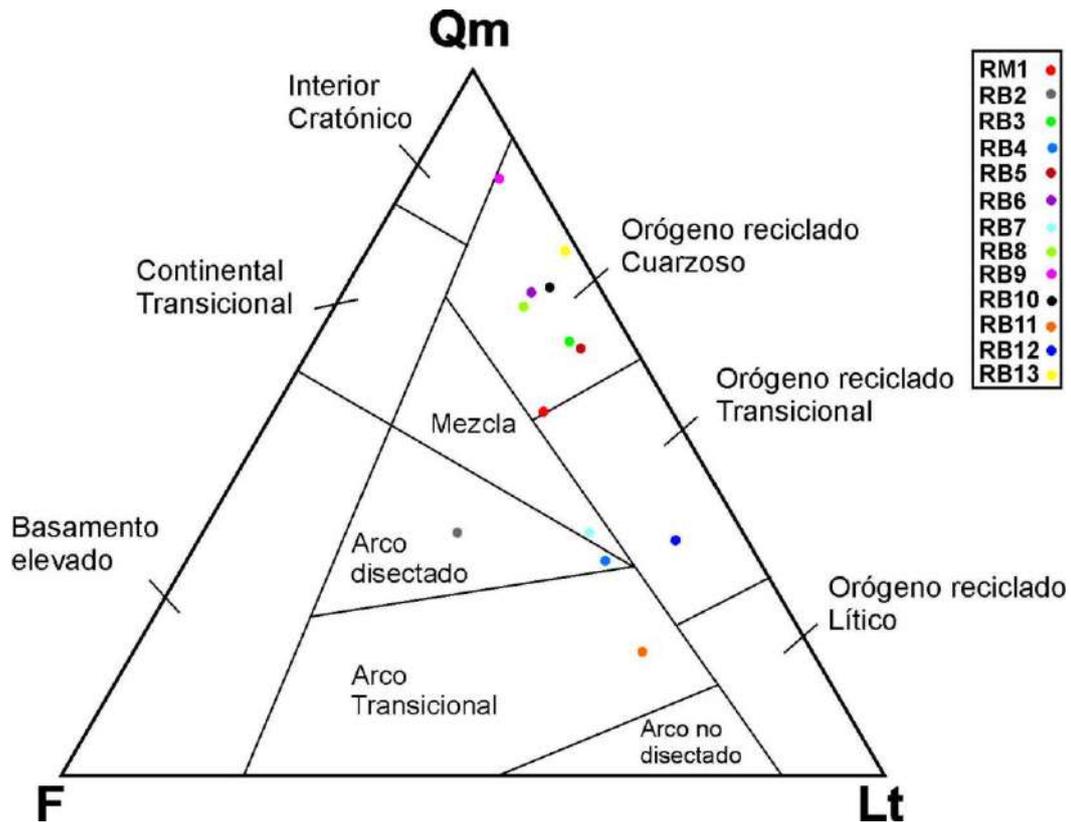


Figura 3.41: Diagrama QmFLt de discriminación tectónica de Dickinson *et al.* (1983). Qm: cuarzo monocristalino. F: feldespatos. Lt: líticas totales (Líticas y cuarzo policristalino).

De lo expuesto se puede inferir que las areniscas de la sección muestreada, exhiben variaciones en las modas detríticas, es decir que presentan dos tipos de aportes, principalmente de orógenos reciclados y secundariamente de arcos magmáticos.

Dentro de aquellas muestras provenientes de orógeno reciclado pueden observarse una variación de petrofacies más cuarzosas a cuarzolíticas, que corresponden a un orógeno transicional. Respecto a las muestras de arco magmático, se diferencian aquellas petrofacies cuarzolíticas feldespáticas, correspondientes a un arco disectado y aquellas líticas correspondientes a un arco transicional.

4. DISCUSIÓN

A continuación se realiza la discusión de los resultados obtenidos que, de acuerdo a los objetivos generales y particulares propuestos en esta tesina, implica el análisis de la geología del área estudiada, con especial énfasis en las Formaciones Río Belgrano y El Chacay, que representan el comienzo de la etapa compresiva y las etapas iniciales del último pulso de levantamiento andino, respectivamente. Además, se discute la estructura característica de los Andes Patagónicos Australes en esta zona. Finalmente, se analizan los resultados obtenidos de la petrografía de las areniscas de la Formación Río Belgrano, así como de la procedencia de las mismas para determinar las áreas de aporte.

4.1 Estratigrafía

En la sección estudiada las sedimentitas de la Formación Río Belgrano se encuentran representadas por facies progradantes pertenecientes a un ambiente costero-deltaico, que evidencian una continentalización de los depósitos (Figura 4). Aguirre Urreta y Ramos (1981) atribuyeron la progradación lateral de esta unidad al inicio del ascenso cordillerano a partir del Aptiano inferior (fase diastrófica patagonídica inicial). Estudios más recientes de autores como Ghiglione *et al.* (2015), a partir de datos geocronológicos aportados por zircones detríticos en las secuencias regresivas, reafirmaron una edad aptiana para los primeros depósitos gruesos pertenecientes a la Formación Río Belgrano. Según estos autores, los depósitos estarían relacionados con el levantamiento de la Patagonia extra-andina durante el Valanginiano superior - Aptiano. Este primer levantamiento extraandino es confirmado con la identificación de discordancias angulares afectando las cuencas del Deseado y San Julián (Homovoc y Constantini, 2001), así como con aquellas discordancias presentes en los Andes Nordpatagónicos (De la Cruz *et al.*, 2003).

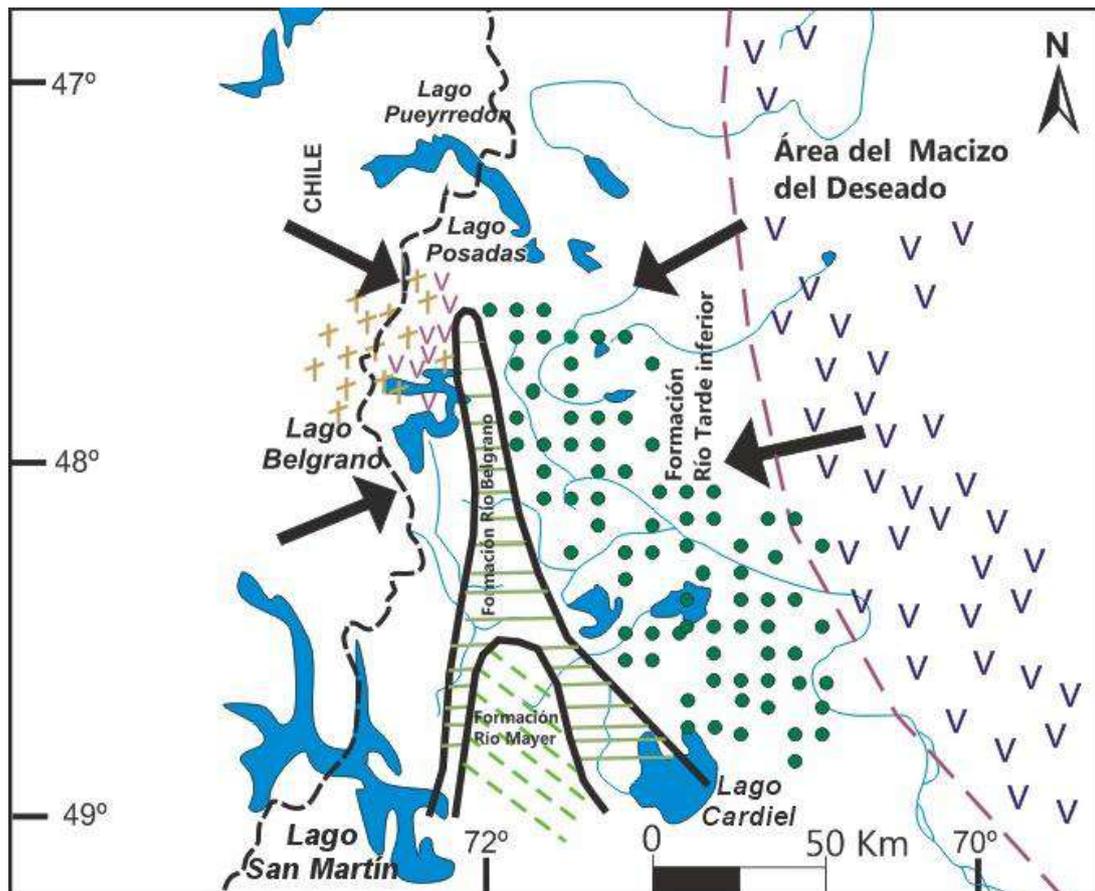


Figura 4: Mapa paleogeográfico del área comprendida entre los lagos Belgrano y San Martín durante el Aptiano (con información de Aguirre Urreta y Ramos, 1981). Se observan los depósitos de la Formación Río Belgrano (traza horizontal verde) producto de levantamiento y exhumación de los bloques circundantes en el área de estudio; las sedimentitas marinas de la Formación Río Mayer (traza discontinua oblicua verde) hacia el sur y las sedimentitas de la sección inferior de la Formación Río Tarde (puntos verdes) hacia el oeste. También se observan los bloques correspondientes al Macizo del Deseado ubicado al ENE (traza discontinua morada y traza v azulada) y al protolevantamiento de las rocas paleozoicas-jurásicas al O (Formación Río Lácteo y Complejo El Quemado, cruz marrón y v violeta, respectivamente). Las flechas negras indican las áreas de procedencia detríticas inferidas para las formaciones Río Belgrano y Río Tarde.

Por su parte, las sedimentitas de la Formación El Chacay y su transición a la Formación Santa Cruz, se encuentran representadas por facies de ambiente marino somero a estuárico, que representan un ciclo transgresivo-regresivo. Las mismas constituyen el registro más noroccidental de la transgresión del “Patagoniense”, representando a los depósitos sinorogénicos del último período de levantamiento andino durante el Neógeno. Las facies proximales y la identificación de un ciclo transgresivo-regresivo (ver perfil Formación El Chacay, pag. 80), que culmina con la continentalización del área, están de acuerdo con lo observado por los diferentes

autores (Chiesa y Camacho, 1995; Vittore, 2002; Cuitiño *et al.*, 2015) que realizaron estudios estratigráficos-sedimentológicos en regiones aledañas. Este ciclo transgresivo-regresivo y la continentalización producida estarían relacionados a la subsidencia flexural creada por carga tectónica que produjo el levantamiento de los Andes Patagónicos durante el Mioceno (Ramos, 1989; Blisniuk *et al.*, 2005), como así también a cambios eustáticos y a la paleotopografía de la cuenca durante la depositación de la unidad.(Cutiño *et al.* (2015).

4.2 Mapa Geológico y perfil estructural

El mapa geológico (ver sección de Resultados) confeccionado para la zona de estudio permitió identificar la presencia de unidades volcánicas jurásicas del sinrift representadas por el Complejo El Quemado. Las unidades cretácicas se encuentran representadas por las sedimentitas marino-marginales a marinas de la etapa de *sag* de la Formación Springhill y de la Formación Río Mayer; las secuencias progradantes de la Formación Río Belgrano y Río Tarde concomitantes al levantamiento de la Patagonia Extraandina y las sedimentitas continentales de la Formación Cardiel, que constituyen el clímax regresivo propuesto por Arbe (2002). En discordancia erosiva fue posible distinguir a los depósitos eocenos del Basalto Posadas, correspondientes a basaltos olivínicos, de ambiente de intraplaca. Mediando otro hiato, se observaron los depósitos transgresivos-regresivos de la Formación El Chacay (Mioceno temprano), culminando con los depósitos netamente continentales de la Formación Santa Cruz (Mioceno temprano a medio), los que evidencian el último pulso de levantamiento andino. Cubriendo el borde sur-suroeste y noreste del área de estudio se observaron depósitos glaciares-fluvioglaciares y de remoción del Cuaternario.

El perfil estructural esquemático (Figura 3.31 y 3.32) permitió determinar la estructura general de los Andes Patagónicos Australes en la zona de estudio. La transecta A-A' atraviesa las metasedimentitas de la Formación Río Lácteo, las vulcanitas jurásicas del Complejo El Quemado, toda la secuencia cretácica de antepaís así como la secuencia cenozoica. Se establecieron dos dominios para esta zona: 1)- dominio de basamento, ubicado al oeste de la zona de estudio, sobre el valle del río Lácteo (A en la Figura 3.31) hasta aproximadamente el pico máximo de la serranía y que involucra principalmente las rocas paleozicas de la Formación Río Lácteo y en menor medida a las rocas jurásicas del Complejo El Quemado y; 2)-

dominio de faja plegada y corrida hacia el este y que involucra aquellas formaciones cretácicas a cenozoicas.

El dominio de basamento o la llamada faja plegada y corrida externa (Kreamer *et al.*, 2002) expone a las rocas paleozoicas y jurásicas a través de la inversión de fallas normales de alto ángulo, que inclinan al este. Se interpreta para el área de estudio un corrimiento profundo que generó los retrocorrimientos marcados como 1, 2, 3 y 4 en la Figura 3.32 del perfil. Esto permite explicar las láminas sobrecorridas de las secuencias del Complejo El Quemado y de la Formación Springhill por sobre las rocas paleozoicas (Figura 4.1). Entre las metamorfitas de la Formación Río Lácteo y las vulcanitas jurásicas del Complejo El Quemado es posible marcar la discordancia gondwánica (Figura 2.9). Dentro de este dominio, las rocas paleozoicas presentan deformación dúctil observándose foliación, meso y micropliegues, así como también venas de cuarzo (Figura 2.8). Otra de las características observadas, son las estructuras extensionales de dirección N-NE, desarrolladas en la Formación Río Lácteo y que permitieron la depositación de sinrift de las vulcanitas jurásicas del Complejo El Quemado (Figura 2.10).

El dominio de la faja plegada y corrida o faja plegada y corrida externa (Kreamer *et al.*, 2002) en la zona de estudio, representa el dominio más característico. Se encuentra definido principalmente por un monoclinal frontal (Figura 2,17 y 4.2), que es interpretado como la propagación del conjunto de retrocorrimientos marcados en el perfil, principalmente de los retrocorrimientos 3 y 4 (Figura 3.32). De esta manera, se propone que a nivel cortical un corrimiento profundo en el basamento invirtió las fallas extensionales jurásicas previas, causando el plegamiento de las secuencias cretácicas inferiores a superiores. Cabe mencionar que se diferencia del apilamiento de dúplex propuesto por Ramos (1989) en el área de estudio. Los estratos del monoclinal son de rumbo aproximadamente N-S, en donde los del flanco occidental presentan una inclinación mayor que los orientales, variando entre 78°-73° E a 30°-45° E, respectivamente (Figura 4.3).

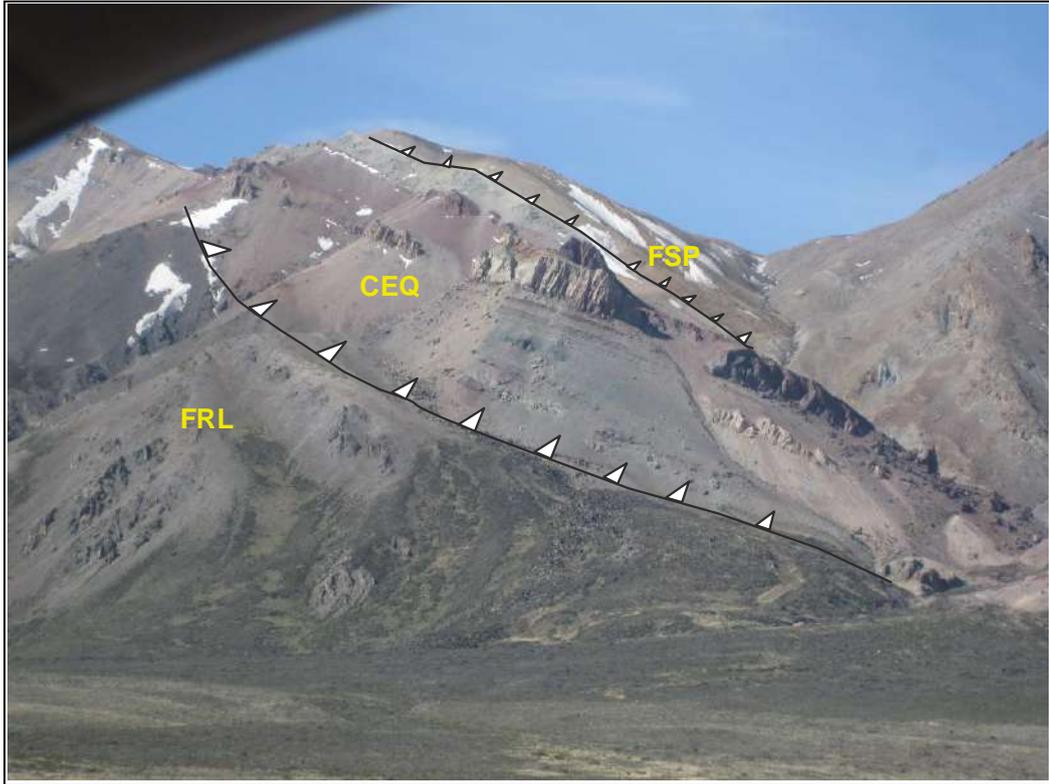


Figura 4.1: vista nor-noreste de los retrocorrimientos (líneas negras y triángulos) de vergencia este que exponen las rocas jurásicas del Complejo El Quemado (CEQ) y las sedimentitas de la Formación Springhill (FSP) sobre las rocas paleozoicas de la Formación Río Lácteo.



Figura 4.2: vista al noreste del monoclinal frontal.



Figura 4.3: vista al sur de la inclinación de los flancos del monoclinal. El flanco occidental de mayor inclinación involucrando a la Formación Río Belgrano (FRB). El flanco oriental de menor inclinación involucrando a las formaciones Río Mayer (FRM), Río Belgrano (FRB), Río Tarde (FRT) y Cardiel (FC).

4.3 Petrografía y procedencia de la Formación Río Belgrano

De acuerdo a las muestras analizadas petrográficamente se pueden distinguir dos campos litológicos dominantes dentro de litoarenitas y litoarenitas feldespáticas (Figura 3.39). Si se observa su distribución desde la base del perfil al techo del mismo (RM1 a RB13, respectivamente), se nota que estos dos tipos están intercalados, y no se subdividen estratigráficamente.

Corresponden principalmente a areniscas de grano fino a medio, la mayoría son de textura clasto-sostén, exceptuando dos de las muestras (RB5 y RB12) que son de textura flotante. El contacto entre los clastos es recto a tangencial. Con respecto a la cementación, varía desde microgranular carbonática en la base del perfil, con una cubierta de los clastos por óxidos de hierro hacia el techo. Esto último indicaría una continentalización, al igual que la disminución de accesorios de glauconita hacia el techo, en acuerdo con el pasaje de un ambiente marino somero a deltaico. Las muestras no presentan mucha alteración, y la relación entre los tipos de contactos entre los granos y la cementación carbonática, determina que la precipitación del cemento es posterior a la compactación. La cementación por óxidos de hierro alrededor de los clastos indicaría un origen sinsedimentario, mientras que aquellas diseminadas ocupando el espacio poral pueden deberse a un origen diagenético.

A partir del análisis modal, se distinguieron tres grupos de modas detríticas en la Formación Río Belgrano (Figuras 3.40 y 3.41), de acuerdo a la proporción de

cuarzo (Q) en el QFL del diagrama de Dickinson *et al.* (1983), el cual es menos distintivo en el diagrama QmFL. El grupo A (8 muestras, Figura 4.4): presenta contenidos de cuarzo total de más del 53%, le siguen los líticos entre 5 y 33% y por último los feldespatos con porcentajes entre 2-16%. Las muestras caen en el campo de orógeno reciclado. El grupo B (4 muestras, ver Figura 4.4): presenta contenidos total de cuarzo comprendidos entre 33-39 %, con mayores porcentajes de líticos que varían entre 30-58%; respecto a los feldespatos presentan también un rango variable de 9-35%. Estas muestras varían del campo de orógeno reciclado más lítico a un arco disectado. Finalmente el grupo C (ver Figura 4.4), conformado por una sola muestra presenta porcentaje de cuarzo total bajo de 18%, alto contenido en líticos de 62%, siguiéndole en porcentaje los feldespatos con 21%; el campo que representa la muestra corresponde a un arco transicional. Con esto se determinaron tres petrofacies resumidas en los cuadros 3.5 y 3.6. La petrofacies I es rica en cuarzo con proveniencia un orógeno reciclado que podrían provenir de terrenos paleozoicos ubicados en el margen occidental de Chile, o bien, del Macizo del Deseado situado al noreste. La petrofacies II es rica en líticos, de la cual tres de las muestras presentan contenidos de líticos volcánicos entre 19-25% con excepción de una de ellas que presenta 44% de líticos metamórficos. Esta petrofacies muestra una transición entre el orógeno reciclado y un arco disectado, estos podrían provenir de las vulcanitas del Complejo El Quemado ubicado al oeste. La última petrofacies reconocida es la III, que presenta un porcentaje de 61% de líticos, de los cuales el 54% de ellos pertenecen a líticos volcánicos. Esta cae en un campo de arco transicional, pudiendo provenir de un incipiente vulcanismo activo o podría corresponder a un bloque ya elevado correspondiente a las vulcanitas del Complejo El Quemado.

Petrofacies	Qt	F	Lt	Qm	F	Lt	Ambiente tectónico
I	68.375	8	23.5	66.625	8	25.375	Orógeno reciclado
II	35	20.25	44.75	32.8	20.5	46.8	Arco disectado - Orógeno reciclado
III	18	21	61	17	21	62	Arco transicional

Cuadro 3.5: resumen de las petrofacies determinadas en base al promedio de los porcentajes de cuarzo total (Qt) y cuarzo monocristalino (Qm), así como de feldespatos (F) y líticos (Lt).

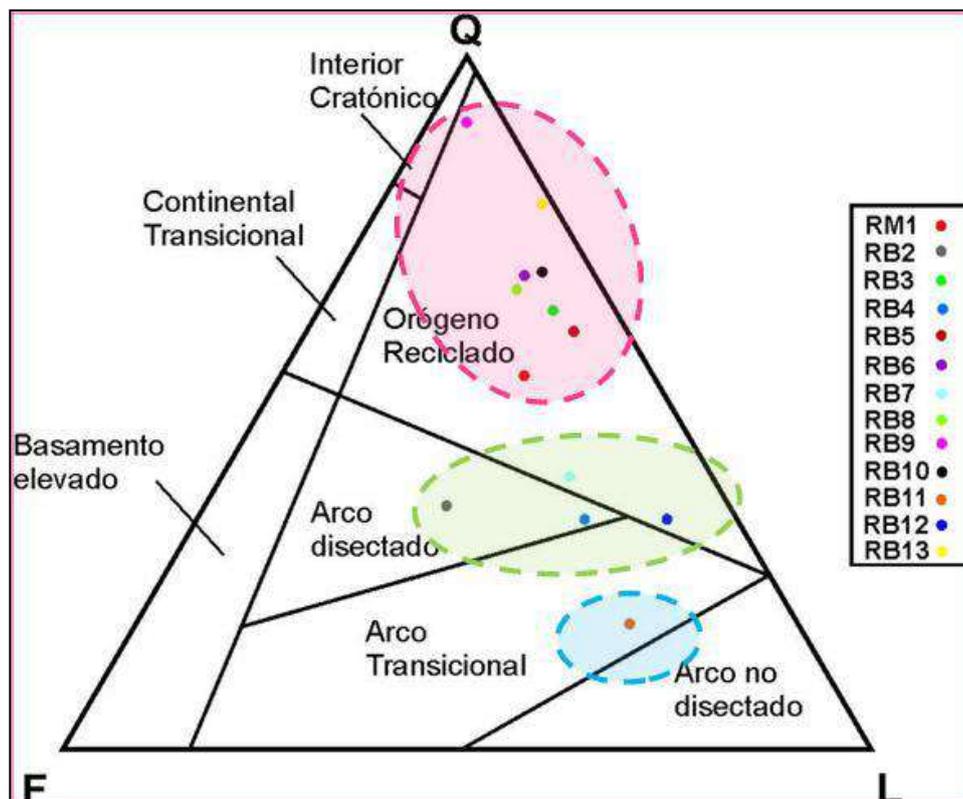


Figura 4.4: 3 grupos de modas detríticas que determinaron las petrofacies I (traza punteada rosada), II (traza punteada verde) y III (traza punteada celeste).

Petrofacies	Qm (%)	Fk (%)	Plg (%)	Qp (%)	Ls (%)	Lv (%)	Lm (%)
I	51	5	11	2	3	22	6
II	34	34	2	1	10	19	1
I	61	2	7	2	1	12	16
II	30	18	1	2	20	26	2
I	60	2	4	0	1	5	28
I	68	2	7	0	0	4	18
II	34	15	4	4	13	25	5
I	66	0	11	0	0	4	19
I	84	4	1	6	1	2	2
I	69	0	6	0	0	7	17
III	17	11	10	1	6	54	0
II	33	0	9	0	0	13	45
I	74	2	0	5	13	5	3

Cuadro 3.6: porcentajes recalculados del contenido de cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos alcalinos (Fk), plagioclasas (Plg), cuarzo policristalino (Qp), líticos sedimentarios, volcánicos y metamórficos (Ls, Lv y Lm).

De acuerdo a los datos presentados anteriormente se afirma la hipótesis que las secuencias arenosas de la Formación Río Belgrano se depositaron en respuesta a la exhumación tectónica de los bloques circundantes, y que la participación relativa de diferentes bloques, de basamento metamórfico e ígneo-volcánico, influyó su

composición clásica La aceptación de esta hipótesis, concuerda parcialmente con otras evidencias como las obtenida mediante el análisis de los zircones detríticos (Ghiglione *et al.*, 2015). Sin embargo los resultados obtenidos por procedencia, en el área de estudio, indican que durante el Aptiano, coexistirían bloques este-noreste exhumados correspondientes a la Patagonia extrandina como podría ser el Macizo del Deseado, como aquellos bloques paleozoicos-jurásicos (Formación Río Lácteo y Complejo El Quemado) levantados al oeste, influyendo en las modas detríticas de las sedientitas regresivas de la Formación Río Belgrano (Figura 4).

5. CONCLUSIONES

Los Andes Patagónicos Australes, en el área ubicada entre la meseta Belgrano y el río Lácteo, se caracterizan estratigráficamente de oeste a este por las metasedimentitas paleozoicas de la Formación Río Lácteo interpretadas como depósitos de prisma de acreción. En discordancia se encuentran las vulcanitas jurásicas representadas por el Complejo El Quemado, depositadas en depocentros extensionales, producto de la extensión generalizada por la apertura del océano Atlántico Sur. Siguen secuencias transgresivas marinas representadas por la Formación Springhill y la Formación Río Mayer, que representan los depósitos formados durante la subsidencia tectónica de la cuenca. Luego, se encuentran las sedimentitas regresivas de Formación Río Belgrano, que representan los primeros depósitos sinorogénicos del levantamiento andino y extraandino. Siguen en la secuencia de antepaís las sedimentitas y piroclastitas de la Formación Río Tarde y de la Formación Cardiel. En discordancia erosiva sobre las dos últimas unidades se encuentra el Basalto Posadas, producto de fisuración cortical, siguiendo las secuencias transgresivas-regresivas de la Formación El Chacay y los depósitos francamente continentales de la Formación Santa Cruz. Por último se encuentran los depósitos cuaternarios.

Estructuralmente la zona está caracterizada por un dominio de basamento al oeste, presentando retrocorrimientos de vergencia al este producto de un corrimiento profundo que reactivó las fallas normales previas y que principalmente afectó al basamento paleozoico. Mientras que al este se establece un dominio de faja plegada y corrida, con retrocorrimientos que exponen a rocas jurásicas-cretácicas inferiores, mientras que el resto de las secuencias cretácicas inferiores a cenozoicas se encuentran afectadas por un monoclinal.

Los perfiles estratigráficos relevados correspondientes a la Formación Río Belgrano y a la Formación El Chacay, representan a las secuencias sinorogénicas del primer levantamiento de bloques circundantes en el Cretácico Temprano y a aquellas del último pulso de levantamiento andino en el Neógeno, respectivamente.

El análisis petrográfico y modal de las areniscas de la Formación Río Belgrano reveló que las mismas se componen principalmente de Litoarenitas y Litoarenitas feldespáticas, sin una distribución preferencial dentro del perfil. Se halló una mayor participación de glauconita en la base de la formación y más participación

de óxidos de hierro cementando a las areniscas hacia el techo, resultados que evidencian una continentalización de la unidad. Además se determinó mediante el análisis modal, que el aporte fué principalmente de orógeno reciclado cuarzo-lítico hacia una transición de arco disectado a transicional. Los resultados indican que las áreas de aporte corresponden a bloques circundantes exhumados correspondiente a la Patagonia extrandina como podría ser el Macizo del Deseado ubicado al ENE de la zona de estudio, así como aquellos bloques paleozoicos-jurásicos (Formación Río Lácteo y Complejo El Quemado) levantados al O. También se observó que la distribución de las modas detríticas no sigue un patrón de base a techo en la secuencia, probablemente debido a alternancias de ambientes sedimentarios dentro de la formación, que podría haber afectado la composición de las areniscas, o por los diferentes mecanismos y distancias de transporte. Un estudio sedimentológico, que incluya el análisis de facies y paleocorrientes, dataciones U-Pb en zircones detríticos y la caracterización geoquímica de la unidad, mediante la asociación de minerales de arcillas, permitiría ajustar el esquema de áreas de aporte identificadas en esta tesina.

BIBLIOGRAFÍA CITADA

A.

Aguirre-Urreta, M. B., y Ramos, V. A., 1981. Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica, Provincia de Santa Cruz. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1010-1038.

Ameghino, F., 1899. Sinopsis geológico-paleontológica. Suplemento. 13 p. La Plata.

Ameghino, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie. Anal. Museo Nacional de Buenos Aires, ser. 3, 15 (8): 1-568.

Andreis, R. R., Zalba, P. E. y Morosi, M. E., 2007. Composition and diagenetic processes of sandstone and tuff deposits of the Cenomanian Cardiel Formation, Cardiel lake area, province of Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62 (2): 257-266.

Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C. E. y Aguilera, Y. E., 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore to back arc. Geoscience Frontiers, 4: 377-388.

Arbe, H. A., 1981. Síntesis preliminar del Cretácico de Cuenca Austral. Comisión Geológica N°2, Exploración, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito, Buenos Aires.

Arbe, H. A. y Hechem, J. J., 1984. Estratigrafía y facies de los depósitos marinos profundos del Cretácico superior, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 7-41.

Arbe, H. A. y Hechem, J. J., 1984. Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales, y marinos del Cretácico superior, lago Argentino. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 124-158.

Arbe, H.A., 1986. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), Buenos Aires.

Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del cretácico de la Cuenca Austral. En: Haller, M.J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), I (8): 103 –128.

Augustsson, C. y Bahlburg, H., 2003. Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in a pre-Andean

accretionary wedge in southernmost Chile (46°30' to 48°30'S). En: T. McCann y A. Saintot (Eds.): Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record, Geological Society of London Publicación Especial, 208: 253-268.

Augustsson, C., Münker, C., Bahlburg, H. y Fanning, C. M., 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U-Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society*, 163: 1-13.

B.

Barker, P. F., 2001. Scotia sea regional tectonics evolution: implications for mantle flow and paleocirculation. *Earth Science Reviews*, 55: 1-39.

Barberón, V., 2013. Geología del Cretácico-Cenozoico de la región del río Blanco, margen norte del lago Viedma, provincia de Santa Cruz. Trabajo final de licenciatura, Universidad Nacional de Buenos Aires (inérita), Buenos Aires.

Barredo, S. P. y Stinco, L.P., 2010. Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina. *Revista Petrotecnia*, (2/10): 48-68.

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.

Bertels, A., 1970. Sobre el “Piso Patagoniano” y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (4): 495–501.

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* (inérito), Buenos Aires.

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

Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Chamberlain, P. C., Idleman, B. y Zeitler, P. K., 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Sourthern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230: 125-142.

Bostelmann, J.E., Le Roux, J.P., Vásquez, A., Gutiérrez, N.M., Oyarzún, J.L., Carreño, C., Torres, T., Otero, R., Llanos, A., Fanning, C.M. 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.

Bown, T.M. y Fleagle, J.G., 1993. Systematics, Biostratigraphy, and Dental Evolution of the Palaeothentidae, Later Oligocene to Early-Middle Miocene (Deseadan-Santacrucian) Caenolestoid Marsupials of South America. *Paleontological Society, Memoria*, 29: 1-76.

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

Busteros, A., 1980. Estudio petrográfico de 20 muestras procedentes de la Hoja 52 a-b, Lago Pueyrredón, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.

C.

Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C.M., Weislogel, A., y 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.

Cande, S.C., y Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonic of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B1): 471-496.

Chiesa, J. O. y Camacho H. H., 1995. Litoestratigrafía del Paleógeno marino del noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Academia Nacional Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Monografía*, 11: 9-15.

Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P.R, Gapais, D., Rossello, E. A., y Millar, M., 1999. Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30`S). *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 1-15.

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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (3): 406-417.

Cuitiño, J. I., Ventura Santos, R., Alonso Muruaga, P. J. y Scasso, R. A., 2015. Sr-stratigraphy and sedimentary evolution of early Miocene marine foreland deposits

in the northern Austral (Magallanes) Basin, Argentina. *Andean Geology*, 42 (3): 364-385.

D.

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.

Dalziel, I.W.D., Storey, B.C., Garrett, S.W., Grunow, A.M., Herrod, L.D.B. y Pankhurst, R.J., 1987. Extensional tectonic and the fragmentation of Gondwanaland. En Coward, M.P. *et al.*, (Eds). *Continental extensional tectonic: Geological Society London, Publicación Especial*, 28: 433-441.

De La Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D. y Bell, M., 2003. Geología del área CoihaiqueBalmaceda, Region Aisen del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geologica de Chile, Serie Geología Básica, 80: 1-40.

Dickinson, W. R., 1973. Reconstructions of past arc-trench systems from petrotectonic assemblages in the island arcs of the western Pacific. En Coleman, P.J., (Ed.). *The Western Pacific: Island arcs, marginal seas*, University of Western Australia Nedlands, WA, 569-601.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenances relations from detrital models of sandstone. En Zuffa, G. (Ed.) *Provenances of arenitas*, Reidel Publishing Company, Serie 148: 333-361

Dickinson, W.R. y Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164-2182.

Dickinson, W.R., Beard, L. S., Brakwringe, G.R., Erjavec, J. L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T., 1983. Provenances of North American Phanerozoic sandstones in relations to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222- 235.

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.

E.

Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R. C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Mirelle, P., Bellon, H., Cotten, J., De la Cruz, R. y Guivel, C., 2005. Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows. *Lithos*, 82: 315-343.

F.

Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 172: 83–96.

Fernicola, J. C., Cuitiño, J.I., Vizcaíno, S. F., Bargo, M. S. y Kay, R. F., 2014. Fossil localities of the Santa Cruz Formation (Early Miocene, Patagonia, Argentina) prospected by Carlos Ameghino in 1887 revisited and the location of the Notohippidian. *Journal of South American Earth Sciences*, 52: 94-107.

Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio de La Nación, Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 2: 1-545.

Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A. y Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, 31: 1081-1084.

Fildani, A. y Hessler, A. M., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes– Magallanes basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 117 (11-12): 1596-1614.

Flores, M.A., Malumián, N., Masiuk, V. y Riggi, J.C., 1973. Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28(4): 407-43.

Folguera, A. y Ramos, V.A., 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46°S). *Revista de la Asociación Geológica Española*, 15 (1-2): 81-94.

Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal Geology and Geophysics*, 13: 937-968.

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, 39:1-63.

Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M. y Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. Geological Society of America Bulletin, 123: 1679–1698.

Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen De Campana, J. C., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el Problema de la nomenclatura Estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos. Aires., 171: 31-95.

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

Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Boletín Servicio Nacional Minero Geológico, 140: 1–51.

G.

Galeazzi, J. S., 1998. Structural and stratigraphic evolution of the western Malvinas Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 82: 596-636.

Ghiglione, M.C., Suárez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E.O., Pizzio, M.F. y Reinoso, R.M., 2009. Structure and evolution of the Austral basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65: 215-226.

Ghiglione, M.C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevtich, J., Ramos, V.A., Vergani, G., Figueroa, D., Quesada, S. y Zapata, T., 2010. Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. Journal of South American Earth Sciences, 29: 262-277.

Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., AguirreUrreta, B., y Ramos, V.A., 2015. U-Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia. Cretaceous Research, 55:116-128.

Ghiglione, M. C. y Cristallini, E. O., 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology*, 35 (1): 13-16.

Giacosa, R., 1997. Geología y petrografía de las rocas precretácicas de la región de la sierra Pailemán, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (1): 65-80.

Giacosa, R. y Franchi, M., 2001. Hojas Geológicas 4772-III y 4772-IV Lago Belgrano y Lago Posadas, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Minero Argentino*, 256: 1-68.

Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. y Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au-Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 30 (3-4): 134-150.

Giacosa, R., Fracchia, D. y Heredia, N., 2012. Structure of the Southern Patagonian Andes at 49°S, Argentina. *Geologica Acta*, 10 (3): 265-282.

Godoy, E., Davidson, J., Hervé, F., Mpodozis, C. y Kawashita, K., 1984. Deformación sobreimpuesta y metamorfismo progresivo en un prisma de acreción paleozoico: Archipiélago de Los Chonos, Aysén, Chile. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 211-232.

H.

Hatcher, J. B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4 (23): 327-354.

Hatcher, J. B., 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, Serie 4, 9 (59): 85-108.

Hauthal, R., 1898. Ueber patagonischen Tertiar, etc. *Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft*, 50: 436-440.

Hatcher, J. B., 1903. Volume. I. Narrative of the expeditions geography of Southern Patagonia. Reports of the Princeton Univ. Expeditions to Patagonia, 1896-1899, W. B. Scott (Ed) Princeton University, 224.

Hervé, F., Kawasita, K., Munizaga, F. y Bassei, M., 1984. Rb-Sr isotopic age from Late Paleozoic metamorphic rocks of central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 141:877-844.

Hervé, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, 11 (3): 183–188.

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. Tesis de licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inérito). Buenos Aires.

Homovc, J. F. y Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85: 1795–1816.

I.

Ingersoll, R.I., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J .P., Picle, J .D. y Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (1): 103-116.

K.

Kay, S.M., Ramos, V.A. y Gorring, M.L., 2002. Geochemistry of Eocene Plateau Basalts related to ridge collision in Southern Patagonia. 15 Congreso Geológico Argentino, Calafate, Actas electrónicas: 1-6.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17 (4): 324-328.

Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M. y Dalziel, I.W.D., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 251-270.

Kraemer, P.E., Ploszkiewicz, J.V, y Ramos, V.A., 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52° S. En M.J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I (22): 353-364.

Kraemer, P. E. y Riccardi A. C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 333-360.

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

L.

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

M.

Malumián, N. y Náñez, C., 2011. The Late Cretaceous-Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, palaeoecology and palaeogeography. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103: 269-288.

Malumián, N. y Ramos, V.A., 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of Southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 228-237.

Malumián, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia extraandina.1. La sedimentación en la Patagonia extraandina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina. Anales del Servicio Geológico Minero Argentino y del Instituto de Geología y Recursos Minerales*, Buenos Aires, 29 (18): 557-612.

Marensi, S.A., Limarino, C.O., Tripaldi A. y Net, L.A., 2005. Fluvial systems variations in the Rio Leona Formation: Tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, southernmost Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 359-372.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 1990. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., Inochet, M.T.C., Reinemud, J.A. (Eds.): *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Earth Sciences, 59-90.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 481-497.

N.

Nulló, F.E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 56 a-b, Cerro Fitz Roy. Servicio Geológico Nacional, (inédito), Buenos Aires.

Nulló, F.E., Proserpio, C. A. y 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.

P.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. y Riley, T.R., 1998. The Chon Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.

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 Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41 (5): 605-625.

Panza, J. L y Haller, M. J., 2002. El volcanismo jurásico. En: Haller, M.J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, 15 Congreso Geológico Argentino (El Calafate), I (7): 89-102.

Pardo Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233-248.

Parras, A., Griffin, M., Feldmann, R., Casadio, S., Schweitzer, C. y 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. *Journal South American Earth Sciences*, 26: 204-216.

Parras, A., Dix, G.R. y Griffin, M. 2012. Sr-isotope chronostratigraphy of Paleogene/Neogene marine deposits: Austral Basin, southern Patagonia (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 37: 122-135.

Piatnizky, A., 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín Informativo Petrolero*, Buenos Aires, 165: 45-95.

Poiré, D.G., Morel, E. y Maggi, J.H., 1999. Facies diamictíticas en la Formación Bahía de la Lancha (Paleozoico), Estancia La Lila, Lago San Martín, provincia de Santa Cruz, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas I: 425-428.

Pöthe de Baldis, E. D., 1981. Análisis palinológico de muestras de la Hoja 52 a-b, Lago Pueyrredón, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.

R.

Ramos, V.A., 1979. Tectónica de la región del Río y Lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina: II Congreso Geológico Chileno: 1-32.

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

- Ramos, V. A., 2002.** Evolución tectónica. En M. J., Haller (Ed.) Geología y recursos naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Relatorio I (23): 365-387.
- Ramos, V.A. , 2008.** Patagonia: A Paleozoic continent adrift? Journal of South American Earth Sciences, 26(3): 235-251.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J. y Muñoz, J., 1982.** Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. En U. Cordani y E. Linares (Eds.) Symposium on Magmatic Evolution of the Andes, Earth Science Review, 18: 411-443.
- Ramos, V. A. y Drake, R., 1987.** Edad y significado de la Formación Río Tarde (Cretácico), Lago Posadas, provincia de Santa Cruz. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 143-147.
- Ramos, V.A., y Ghiglione, M.C., 2008.** Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. En: Rabassa, J. (Ed.), Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Developments in Quaternary Sciences, Elsevier B.V., 11(4): 57-71.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 1992.** Southern Patagonian plateau basalts and deformation: Back-arc testimony of ridge collisions. Oliver, R.A., Vatin Perignon, N., Laubacher, G. (Eds.) (Andean geodynamics Symposium, Grenoble, France). Tectonophysics, 205: 261-282.
- Ramos, V.A., 1982.** Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 37 (1):23-49.
- Ramos, V.A., 1982.** Descripción geológica de las Hojas 53 a Monte San Lorenzo y 53 b, Monte Belgrano, Provincia de Santa Cruz, (inédito), Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 2000.** Ciclos orogénicos y evolución tectónica. En E.O. Zappettini (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 29-49.
- 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.
- Riccardi, A.C., y Rolleri, E.O., 1980.** Cordillera Patagónica Austral. En Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1163-1306.
- Riccardi, A.C., 2002.** Invertebrados del Cretácico Superior. En: Haller, M.J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), II (7): 461-480.

Riccardi, A.C., 2008. El Museo de La Plata en el avance del conocimiento geológico a fines del Siglo XIX. En Aceñolaza, F.G. (Ed.) Los geólogos y la geología en la historia argentina. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 24: 109-126.

Riggi, J.C., 1958. Resumen geológico de la zona de los Lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 12 (2): 65-97.

Robbiano, J. A., Arbe, H. y Gangui, A., 1996. Cuenca Austral Marina. En Ramos, V. A. Turic, M. A. (Eds.), Geología y recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, Buenos Aires: 323-342.

Rossello, E. A., Haring, C.E., Cardinali, G., Suárez, F., Laffitte, G.A. y Nevistic, A.V., 2008. Hydrocarbons and petroleum geology of Tierra del Fuego, Argentina. Geologica Acta, 6: 69-83.

Russo, A. y Flores, M.A., 1972. Patagonia austral extrandina. En Leanza, F.A. (Ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 707-725.

S.

Shell C.A.P.S.A. 1965. La palinología en la Industria Petrolera y algunos resultados palinológicos en la Argentina. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 347-353.

Somoza, R. y Ghidella, M. E, 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (4): 797-809.

Stern, C.R. y de Wit, M.J., 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development on oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. En: Dilek, Y. y Robinson, P.T. (Eds.) Ophiolites in Earth History. Geological Society, London, Special Publications, 218: 1–19.

Storey, B.C., Vaughan, A.P.M. y Millar, I.L., 1996. Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. En: Storey, B.C., King, E.C., Livermore, R.A. (Eds.), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up. Geological Society, London, Publicación Especial, 108: 87-103.

Suarez, M. y De la Cruz, R., 1997. Edades K–Ar del Grupo Ibañez, en la parte oriental del Lago General Carrera, 468–478 LS, Aysen, Chile. *Actas del 8° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, 2: 1548-1551.

T.

Tauber, A. A, 1999. Los vertebrados de la Formación Santa Cruz (Mioceno Inferior-Medio) en el extremo sureste de la Patagonia y su significado paleoecológico. *Revista Española de Paleontología*, 14 (2): 173-182.

Thomas, C. R., 1949. Manantiales field, Magallanes province, Chile. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 33 (9): 1579-1578.

U.

Udden, J.A., 1914. Mechanical composition of clastic sediment. *Bulletin Geological Society of America*, 25: 655- 744.

Ugarte, F. E., 1956. El grupo 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.T. y Cerdán, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of argentine sedimentary basins. En: Tankard, A.J., Balkwill, H.R. (Eds.), *Extensional deformation and stratigraphy of the North Atlantic margins*. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin Memoir*, 46: 599-614.

V.

Varela, A. N., Gómez-Peral, L. E., Richiano, S. y Poiré, D., 2013. Distinguishing similar volcanic source areas from an integrated provenance analysis: implications for foreland Andean basins. *Journal of Sedimentary Research*, 83: 258-276.

Vittore, F. J., 2002. Estratigrafía y paleontología de las sedimentitas marinas de la Formación Centinela (Oligoceno tardío – Mioceno temprano), expuestas al sudoeste del lago Posadas, provincia de Santa Cruz, Argentina. Trabajo final de licenciatura, UNLPam, (inérito), La Pampa.

W.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal Geology*, 30: 377-392.

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