



Facultad de Ciencias
**ESCUELA DE
GEOLOGÍA**

ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DE LA FORMACIÓN SANTA
CRUZ EN MESETA COSMELLI, XI REGIÓN DE AYSÉN, CHILE

MEMORIA ENTREGADA A LA UNIVERSIDAD MAYOR EN CUMPLIMIENTO DE LOS REQUISITOS PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

KIMBERLY DEL ROSARIO MATAMALA NÚÑEZ

PROFESOR GUÍA: RAÚL AGUSTÍN UGALDE PERALTA

PROFESOR CO-GUÍA: JUAN ENRIQUE BOSTELMANN TORREALBA

MIEMBRO DE LA COMISIÓN: EDUARDO SERGIO BELLOSI

SANTIAGO DE CHILE

NOVIEMBRE, 2022

Resumen

El relleno cenozoico de la Cuenca de Magallanes presenta uno de los registros más completos de rocas sedimentarias, en donde se distingue una unidad que posee un amplio contenido de mamíferos fósiles, depositada de forma sinorogénica en un ambiente fluvial de alta sinuosidad, denominada Formación Santa Cruz. Esta ha sido ampliamente estudiada en sus afloramientos en Chile y Argentina, principalmente con fines paleontológicos, sedimentológicos y cronológicos. Se analizaron cuatro secciones de esta unidad en Meseta Cosmelli, Puerto Guadal, región de Aysén, con el objeto de llevar a cabo estudios estratigráficos, sedimentológicos y petrográficos, mediante el análisis de estas columnas estratigráficas. Se definieron facies, elementos arquitecturales y asociaciones de facies, que permiten caracterizar de forma detallada el ambiente de formación. Se pudieron reconocer tres elementos arquitecturales principales: planicies de inundación, canales arenosos y lóbulos de derrame; y dos asociaciones de facies que representan depósitos de planicies de inundación y de canales. Con estos elementos se caracteriza el ambiente como fluvial meándrico, dominado por arenas y coetáneo con un volcanismo explosivo, el cual se complementa con datos petrográficos, de paleocorrientes y conteos modales en areniscas, a fin de caracterizar la proveniencia sedimentaria de la unidad. El conjunto de datos petrográficos composicionales, complementado con geocronología en circones detríticos de estudios anteriores del área, señalan que esta unidad se habría depositado bajo un contexto tectónico de arco magmático no disectado a transicional, con aporte de fuentes derivadas del reciclaje de unidades principalmente cretácicas y cenozoicas, que presentan líticos provenientes de la faja plegada y corrida y de cuerpos volcánicos presentes aisladamente en la zona. Las paleocorrientes indican un aporte de detritos con un vector principal hacia el sur, con otros aportes desde el NE, SE, E, O y SO, lo cual no permite verificar la hipótesis de este trabajo, ya que las direcciones de paleocorrientes no son opuestas con los depósitos occidentales al área de Meseta Cosmelli.

Agradecimientos

Primero, quiero agradecer a mis tutores Raúl Ugalde y Enrique Bostelmann por creer y confiar en mí para el desarrollo de este proyecto, por la paciencia y el apoyo, por animarme a continuar y por las invitaciones a terrenos y proyectos externos que me han permitido reforzar mis conocimientos y aprender cosas nuevas.

A mi familia, mis padres, mi abuela, mis hermanas y a Andrea por apoyarme en cada decisión y siempre creer en mí. A Fabián mi eterno y fiel compañero de aventuras, que nunca dudó en ayudarme con lo que fuese necesario, gracias por su constancia y por darme parte de su tiempo para resolver dudas.

Agradezco también a mis compañeros y amigos, por el apoyo mutuo y moral, por su cariño y ayuda desinteresada, por los recuerdos y buenos momentos que hicimos.

SOLO USO ACADÉMICO

Tabla de contenido

Resumen	i
Agradecimientos	ii
Tabla de contenido	iii
Índice de figuras	vi
Índice de tablas.....	x
Capítulo 1: Introducción y presentación del estudio	1
1.1. Ubicación y vías de acceso	1
1.2. Planteamiento del problema	3
1.3. Hipótesis	4
1.4. Objetivos	4
Objetivo general.....	4
Objetivos específicos	4
1.5. Metodologías.....	5
1.5.1. Trabajo pre-terreno	5
1.5.2. Trabajo de terreno	5
1.5.3. Trabajo de gabinete post-terreno y laboratorio.....	7
Capítulo 2: Marco geológico y geotectónico.....	9
2.1. Unidades geomorfológicas de primer orden	9
2.2. Geología Regional.....	11
2.2.1. Paleozoico	11
2.2.2. Mesozoico.....	12
Formación Ibáñez	13
Grupo Coyhaique	13
Formación Toqui	13
Formación Katterfeld.....	14
Formación Apeleg	15
Formación Divisadero	15
Batolito Patagónico	16
2.2.3. Cenozoico.....	16
Formación Ligorio Márquez.....	16
Formación San José	18
Formación Guadal.....	19
Formación Santa Cruz	20

2.2.4. Pleistoceno-Holoceno	24
2.3. Geología estructural	26
2.5. Evolución tectónica de los Andes Patagónicos a la latitud de estudio	28
Capítulo 3: Marco teórico	31
3.1. Análisis de proveniencia sedimentaria.....	31
3.2. Conteo modal.....	32
3.3. Ambiente tectónico de proveniencia	34
Capítulo 4: Estratigrafía	38
4.1. Sección Pampa Castillo.....	46
4.2. Sección Guadal Sur	58
4.3. Sección Guadal Norte	70
4.4. Sección Guadal Centro	74
Capítulo 5: Sedimentología.....	77
5.1. Litofacies	78
5.2. Elementos arquitecturales	83
5.3. Asociaciones de facies	89
5.4. Ambiente deposicional	91
Capítulo 6: Petrografía.....	92
6.1. Clasificación de muestras.....	92
6.2. Análisis petrográfico de rocas sedimentarias.....	95
6.2.1. Descripciones macroscópica.....	95
6.2.2. Descripciones microscópica.....	99
6.3. Análisis petrográfico de rocas piroclásticas	108
Capítulo 7: Proveniencia sedimentaria.....	110
7.1. Conteo modal.....	110
7.2. Ambiente tectónico de proveniencia	112
Capítulo 8: Direcciones de paleocorrientes	116
Capítulo 9: discusiones.....	118
9.1. Correlaciones locales y trabajos anteriores	118
9.1.1. Correlaciones con trabajos previos en Pampa Guadal.....	118
9.1.2. Correlaciones con trabajos previos en Pampa Castillo.....	123
9.2. Composición y ambiente	126
9.3. Correlaciones estratigráficas regionales.....	128
9.4. Proveniencia sedimentaria de Formación Santa Cruz	133
Capítulo 10: Conclusiones	140

Referencias	142
Anexos	153

SOLO USO ACADÉMICO

Índice de figuras

Figura 1: Ubicación y vías de acceso de la zona de estudio.	2
Figura 2: Unidades geomorfológicas presentes en la Región de Aysén.....	10
Figura 3: Mapa geológico local de la zona de estudio. Elaborado a partir de De la Cruz y Suárez (2006).....	23
Figura 4: Leyenda y simbología mapa geológico local.	24
Figura 5: Mapa Geológico regional. Editado de Segemar (1994, 1995), Sernageomin (2003), Ramos y Ghiglione (2008) y Encinas <i>et al.</i> (2019)..	25
Figura 6: Cuadro cronoestratigráfico resumido de las unidades presentes en la zona de estudio, realizado basado en De la Cruz y Suárez (2006), Duhart <i>et al.</i> (2012), Buldrini (2017), Encinas <i>et al.</i> (2019), Folguera <i>et al.</i> (2019).	30
Figura 7: Ábaco para el cálculo del error en el conteo de puntos, según el número de puntos contados y porcentaje del componente detrítico contabilizado. Modificado de Van der Plas y Tobi (1965).	33
Figura 8: Diagramas ternarios de la distribución de las principales fuentes de proveniencia a partir de los conteos modales realizados por Dickinson (1979). Modificado de Dickinson (1985).	37
Figura 9: Ubicación de las secciones estratigráficas realizadas en la zona de Meseta Cosmelli.....	39
Figura 10: Simbología unificada de las secciones estratigráficas.....	40
Figura 11: Columna estratigráfica de los primeros 112,95 m de la sección Pampa Castillo, a una escala 1:500.	41
Figura 12: Columna estratigráfica de los 141,5 m superiores de la sección Pampa Castillo a una escala de 1:500.	42
Figura 13: Columna estratigráfica de los 131,9 m inferiores de la sección Guadal Sur , a una escala 1:500.	43
Figura 14: Columna estratigráfica de los 113,8 m superiores de la sección Guadal Sur, a una escala 1:500.	44
Figura 15: Columna estratigráfica de escala 1:500 de la sección Guadal Norte.....	45
Figura 16: Imágenes de la parte inferior de la sección Pampa Castillo.	47
Figura 17: Columna estratigráfica de los primeros 64,4 m de la sección Pampa Castillo, a una escala de 1:200.....	49
Figura 18: Columna estratigráfica entre los 60,4 y 129,9 m de la parte inferior de la sección Pampa Castillo, a una escala de 1:200.....	50

Figura 19: Imágenes de la parte superior de la sección Pampa Castillo.	51
Figura 20: Imágenes de la parte superior de la sección Pampa Castillo..	52
Figura 21: Imagen de la parte superior de la sección Pampa Castillo.	53
Figura 22: Imágenes de la parte superior de la sección Pampa Castillo.	54
Figura 23: Imágenes de la parte superior de la sección Pampa Castillo.	55
Figura 24: Columna estratigráfica entre los 129,9 y 195,2 m de la sección Pampa Castillo, a una escala de 1:200.....	56
Figura 25: Columna estratigráfica de los últimos 59,3 m de la sección Pampa Castillo , a una escala de 1:200.....	57
Figura 26: Imágenes de la parte inferior de la sección Guadal Sur.	59
Figura 27: Imágenes de la parte inferior de la sección Guadal Sur..	60
Figura 28: Imágenes de la parte inferior de la sección Guadal Sur. A.....	62
Figura 29: Columna estratigráfica de los primeros 60,2 m de la sección Guadal Sur, a una escala de 1:200.	63
Figura 30: Columna estratigráfica entre los 60,2 y 131,6 m de la sección Guadal Sur, a una escala de 1:200.	64
Figura 31: Imágenes de la parte superior de la sección Guadal Sur. r.	66
Figura 32: Columna estratigráfica de los primeros 52,2 m de la parte superior de la sección Guadal Sur, a una escala de 1:200.....	68
Figura 33: Columna estratigráfica de los últimos 61,6 m de la sección Guadal Sur, a una escala de 1:200.	69
Figura 34: Imágenes de la sección Guadal Norte.	70
Figura 35: Vista general de la secuencia que acompaña al nivel tobáceo de color rosado que se acuña lateralmente (amarillo). Doble flecha roja de 45 cm.	72
Figura 36: Nivel sobreyacente a toba con contacto erosivo en amarillo y estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo.....	72
Figura 37: Columna estratigráfica de la sección Guadal Norte, a una escala de 1:200.	73
Figura 38: Sección Guadal Centro de Ugalde <i>et al.</i> , 2015 en el sector de Pampa Guadal con su respectiva simbología.....	74
Figura 39: Elementos arquitecturales básicos propuestos por Miall (1985, 1988) presentes en las secciones estratigráficas.	88
Figura 40: Modelo arquitectural de un río meándrico de lecho arenoso con los principales elementos arquitecturales, basado en lo propuesto por Miall (1985, 2006).....	91

Figura 41: Diagramas ternarios de Folk <i>et al.</i> (1970) para la clasificación textural de las muestras a la izquierda y para la clasificación composicional a la derecha.....	93
Figura 42: Perfiles petrológicos de la sección Guadal Sur. Muestran la tendencia composicional basados en descripciones macroscópicas.....	96
Figura 43: Perfiles petrológicos de la sección Guadal Norte, que muestran la tendencia composicional basados en descripciones macroscópicas.....	98
Figura 44: Fotografías de láminas delgadas de la sección Pampa Castillo, a nícoles paralelos (N//) y nícoles cruzados (NX).....	102
Figura 45: Fotografías de láminas delgadas de la sección Pampa Castillo, a nícoles paralelos (N//) y nícoles cruzados (NX).....	103
Figura 46: Fotografías de láminas delgadas de la sección Pampa Castillo, a nícoles paralelos (N//) y nícoles cruzados (NX).....	104
Figura 47: Perfiles petrológicos de la Sección Pampa Castillo.....	105
Figura 48: Fotografías de láminas delgadas de las secciones Guadal Centro (A y B) y Pampa Castillo (C), a nícoles paralelos (N//) y nícoles cruzados (NX).	109
Figura 49: Diagrama QtFLt de Dickinson (1985) a la izquierda y Weltje (2006) a la derecha..	112
Figura 50: Diagrama QmFLt de Dickinson (1985) a la izquierda y Weltje (2006) a la derecha..	113
Figura 51: Diagrama QmPK de Dickinson (1985) a la izquierda y Weltje (2006) a la derecha..	114
Figura 52: Diagrama QpLvLs de Dickinson (1985) a la izquierda y Weltje (2006) a la derecha.....	115
Figura 53: Direcciones de paleocorrientes de las 3 secciones de este trabajo con sus respectivas correcciones..	117
Figura 54: Correlación estratigráfica en la localidad de Pampa Guadal. Las columnas estratigráficas utilizadas corresponden a las realizadas en este trabajo y a las Ugalde <i>et al.</i> (2015) y Encinas <i>et al.</i> (2019) en esta localidad.....	122
Figura 55: Correlación estratigráfica en la localidad de Pampa Castillo. Las columnas estratigráficas utilizadas corresponden a las realizadas en este trabajo y a la de Encinas <i>et al.</i> (2019) en esta localidad.	125
Figura 56: Correlación estratigráfica regional. Las columnas estratigráficas utilizadas corresponden a las realizadas en este trabajo y de Cuitiño <i>et al.</i> (2018).....	132

Figura 57: Datos geocronológicos en circones detríticos, editado de Buldrini (2014) y Folguera *et al.* (2018)..... 137

Figura 58: A) Diagrama QtFLt del sector Pampa Castillo (este trabajo); B) Diagramas QtFLt del sector de Pampa Guadal , analizadas por el estudiante de geología de la Universidad Mayor, Jonatan Vega; C) Diagrama QmFLt del sector al sur del Lago Posadas , editado de Cuitiño *et al.* (2019). Las muestras se encuentran enumeradas de base a techo según la ubicación en la columna estratigráfica. Qt: cuarzo total; F: feldespatos; Lt: líticos totales. 138

Figura 59: Propuesta paleogeográfica de Formación Santa Cruz en la zona de Meseta Cosmelli, las flechas rojas indican los aportes de detritos..... 139

SOLO USO ACADÉMICO

Índice de tablas

Tabla 1: Parámetros y abreviaturas a utilizar para los granos contabilizados. Modificado de Ingersoll <i>et al.</i> (1984).	34
Tabla 2: Principales tipos de proveniencia y aspectos composicionales de areniscas derivadas de estos. Modificado de Dickinson (1985).	36
Tabla 3: Potencia y ubicación de base y techo de las secciones realizadas.	38
Tabla 4: Resumen de litofacies definidas por Miall (1985) con sus respectivas estructuras sedimentarias.	77
Tabla 5: Resumen de elementos arquitecturales por Miall (1985) y (2006) , según el conjunto de facies presentes en las secciones.	78
Tabla 6: Asociaciones de facies definidas para las secciones estratigráficas, basadas en el modelo propuesto por Miall (1985, 2006).	89
Tabla 7: Clasificación textural y composicional de las muestras según Folk <i>et al.</i> (1970), especificando el tipo de muestra.	94
Tabla 8: Puntos contados para cada categoría según el método Gazzi-Dickinson.	110
Tabla 9: Porcentaje de los componentes de los diagramas ternarios realizados de Dickinson <i>et al.</i> (1983).	111

Capítulo 1: Introducción y presentación del estudio

1.1. Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se ubica en la Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, Chile en los sectores de Pampa Castillo y Pampa Guadal, a aproximadamente 10 y 30 km al sureste de Puerto Guadal (Figura 1). El sector de Pampa Castillo se encuentra al interior del Parque Nacional Patagonia entre las latitudes 46,5° y 47°S y longitudes 72,3° y 72,5°W, limitando al sur con el Río Chacabuco, al este con el Estero Pintura Chico y al oeste con el Río Aserradero Quemado.

La unidad de interés corresponde a la Formación Santa Cruz (Ameghino 1889), cuyos afloramientos se encuentran en los sectores Pampa Guadal y Pampa Castillo dentro de la zona denominada como Meseta Cosmelli. Para acceder a estos sectores se debe arribar a la ciudad de Balmaceda por vía aérea desde Santiago, para luego transportarse por vía terrestre mediante locomoción particular a la localidad de Puerto Guadal, tomando la Ruta 245 en dirección oeste hasta la intersección con la Ruta 7 para seguir hacia el sur. A continuación, se debe tomar la Ruta 265 en dirección al noreste hasta llegar a Puerto Guadal.

Para acceder a Pampa Guadal se recorre vía transporte particular en dirección noreste desde el centro del pueblo por la Ruta 265, hasta la intersección con el Camino Mina Escondida, continuando hasta el final. Luego, se sigue el sendero hacia el este hasta llegar al sector de la Meseta Cosmelli.

Para acceder a Pampa Castillo se debe tomar la Ruta 265 en dirección al noreste, hasta llegar al camino hacia la mina El Furioso, que se encuentra aproximadamente 7 km al este del Río las Dunas y 900 m antes del Río los Maitenes. Desde ahí se debe seguir por el camino en dirección sur hasta llegar a la zona mesetiforme en donde aflora la unidad de interés (Figura 1).

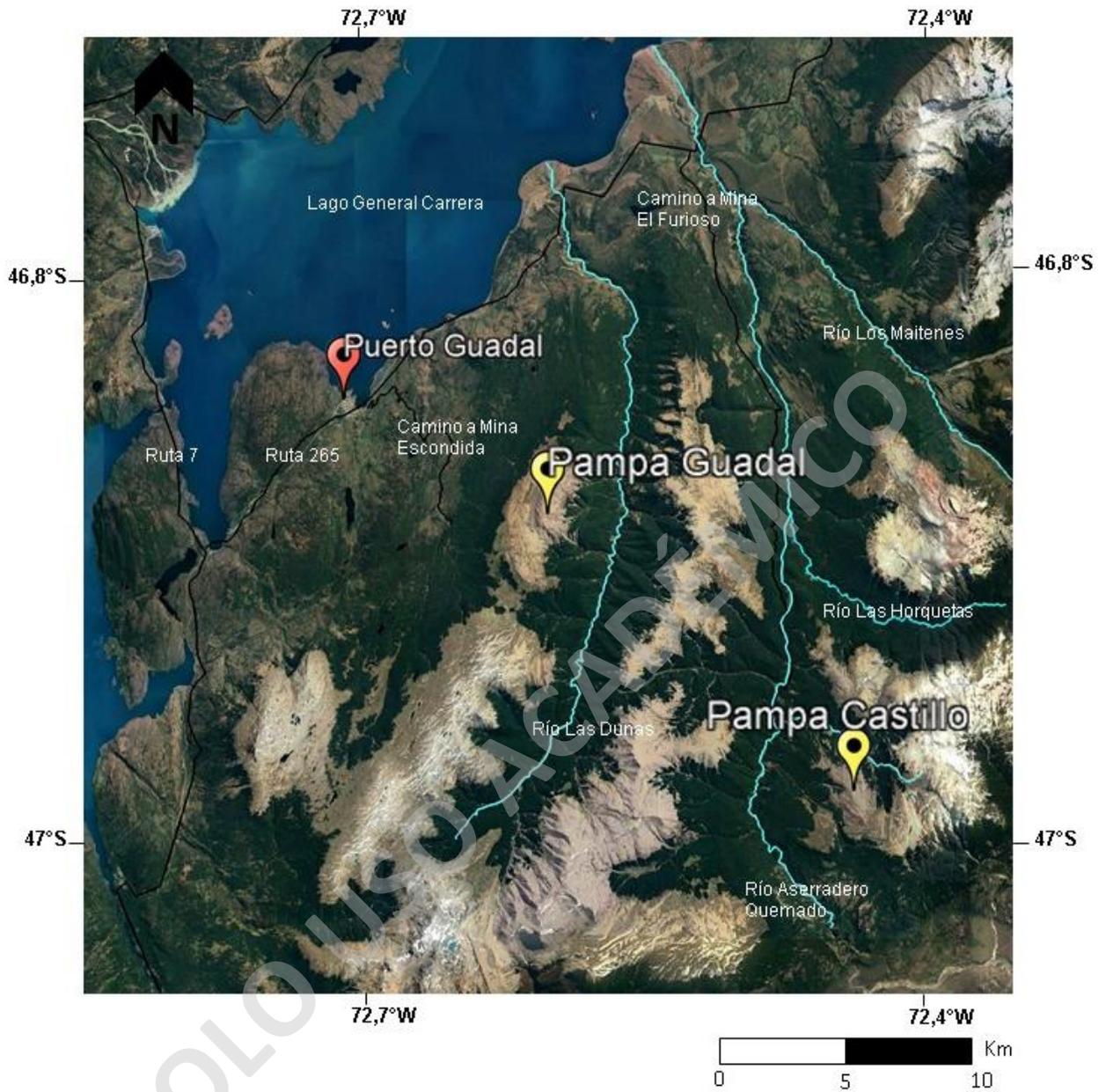


Figura 1: Ubicación y vías de acceso de la zona de estudio.

1.2. Planteamiento del problema

Los eventos compresivos ocurridos durante el Cenozoico en los Andes Patagónicos del Sur dieron origen a la etapa de cuenca de antepaís dentro de la cuenca Austral (Ray, 1996; Suárez y De la Cruz, 2000; Scalabrino *et al.* 2009). Dentro del relleno cenozoico encontramos depósitos continentales fluviales, volcanoclásticos y marinos, de las formaciones Ligorio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz, en orden cronológico.

De dichas unidades, la Formación Santa Cruz se caracteriza por poseer un buen registro de mamíferos continentales, característicos de la Edad Mamífero Sudamericana o SALMA, South American Land Mammal Age (por sus siglas en inglés), Santacrucense (Flynn *et al.* 2002; De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006; Bostelmann y Buldrini, 2012; Buldrini, K., 2017), preservados en sucesiones que representan una depositación sinorogénica de un ambiente fluvial (Niemeyer, 1975; Flint *et al.*, 1994; De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006).

Esta unidad aflora ampliamente en el territorio argentino, lugar donde ha sido arduamente estudiada desde fines del siglo XIX (Vizcaíno *et al.*, 2012), mayormente en exposiciones del borde costero atlántico, dentro de las provincias de Santa Cruz y Chubut.

En Chile, sus exposiciones se acotan a afloramientos localizados y discontinuos en las Regiones de Aysén y Magallanes, incluyendo sectores como Meseta Chile Chico, Meseta Cosmelli y Sierra Baguales (De la Cruz *et al.*, 2006; De la Cruz y Suárez, 2008; Bostelmann *et al.*, 2013). El sector de Meseta Cosmelli se caracteriza por ser una de las localidades en donde el registro fósil de esta unidad se expone con una gran cantidad de ejemplares y una amplia diversidad de especies (Heim, 1940; Niemeyer, 1975; Flint *et al.*, 1994; Ramos, 1982b y 1989; Flynn *et al.*, 2002; Buldrini, 2017), en donde Flynn y colaboradores (2002) registraron 36 taxas.

Si bien diversos autores han realizado expediciones tanto geológicas como paleontológicas a este sector, no se ha logrado definir su estratigrafía en detalle ni la realización de un análisis comparativo entre afloramientos de la Meseta Cosmelli y del margen occidental de Argentina. Principalmente, debido a que los estudios en la zona han sido a una escala mayor (1:100.000), que ha involucrado a todas las unidades cenozoicas de este sector, por lo que la caracterización sedimentológica al detalle está aún pendiente.

Flynn *et al.*, (2002) expone una ubicación estratigráfica de los ejemplares fósiles colectados en estos sectores, pero de forma imprecisa, por lo que no existe claridad sobre su distribución dentro de las diferentes litologías o su relación con las facies sedimentarias.

1.3. Hipótesis

El presente estudio se basa en la siguiente hipótesis de trabajo:

La Formación Santa Cruz en los sectores de estudio se habría formado en un ambiente fluvial de alta sinuosidad, caracterizado por el desarrollo de planicies de inundación y la fuente de los sedimentos provendría principalmente del oeste, indicando que en el Mioceno existía un área elevada al este.

1.4. Objetivos

Objetivo general

Caracterizar la estratigrafía de la Formación Santa Cruz en las zonas de Pampa Castillo y Pampa Guadal.

Objetivos específicos

- 1) Elaborar la estratigrafía al detalle de la Formación Santa Cruz en los sectores de Pampa Castillo y Pampa Guadal.
- 2) Identificar facies y asociaciones de facies en las secciones estratigráficas.
- 3) Reconocer la distribución de los fósiles dentro de las litologías en las secciones estratigráficas.
- 4) Caracterizar la petrografía cualitativa y cuantitativa de la Formación Santa Cruz.
- 5) Identificar, mediante análisis petrográfico, la fuente y proveniencia de areniscas en la unidad.
- 6) Contrastar los atributos paleoambientales de las localidades de estudio.
- 7) Contrastar con localidades cercanas al margen occidental de las exposiciones argentinas.

1.5. Metodologías

La metodología realizada durante esta investigación se basa en 3 grandes etapas fundamentales: trabajo pre-terreno, trabajo de terreno y trabajo post-terreno.

1.5.1. Trabajo pre-terreno

En esta etapa se realizó una revisión de documentos bibliográficos de la zona de estudio, con el fin de conocer la unidad objeto del estudio, comprender la geología de la zona y las características geográficas actuales del sector de trabajo. La información recopilada se compone de estudios geológicos y datos de la topografía de las unidades mesozoicas y cenozoicas, con mayor énfasis en las formaciones Ligorio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz principalmente.

Para la topografía se utilizaron imágenes satelitales de los servidores Google Earth y Bing Maps a escalas 1:20.000 y 1:40.000, de los sectores de Pampa Guadal y Pampa Castillo. Para comprender la geología regional y local de la zona se utilizaron las cartas geológicas de Geología del Área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, de escala 1:100.000 (De La Cruz y Suárez, 2006); Chile Chico- Río de Las Nieves, de escala 1:100.000 (De la Cruz y Suárez, 2008) y en Argentina la Hoja Geológica 4772-II, Lago Buenos Aires, de escala 1:250.000 (Ecosteguy y otros, 2003).

1.5.2. Trabajo de terreno

Se realizó una campaña de terreno para la recopilación de datos estratigráficos de la Formación Santa Cruz, incluyendo litologías, estructuras sedimentarias, paleocorrientes, ubicación GPS, toma de muestras de rocas para descripción petrográfica y datación, documentación de la presencia de fósiles y datos de disposición geométrica. Esta campaña fue realizada entre los días 25 de enero y 13 de febrero del año 2020, con una duración de 14 días efectivos de trabajo, repartidos entre las zonas de Pampa Guadal y Pampa Castillo.

También, se añadieron nuevas mediciones de paleocorrientes tomadas entre los días 25 de marzo y 1 de abril del 2022. Además, se trabajó con datos previos colectados entre los días 24 y 27 de enero del año 2017 en el sector de Pampa Guadal por el geólogo Raúl Ugalde y la practicante Valentina Moreno del Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile.

Se describen a continuación las metodologías asociadas a esta etapa de trabajo.

- a) Toma de muestras:** Para lograr los objetivos específicos 1, 4 y 7, se recolectaron muestras de areniscas con un martillo geológico de forma sistemática a lo largo de los afloramientos de la unidad en las zonas de estudio, descripciones en muestra de mano y microscópicas, estudio de proveniencia sedimentaria y dataciones mediante U-Pb en circones detríticos. Además, se tomaron muestras de toba para análisis de geoquímica comparativa. A cada muestra se le asignó un código designado como AAMMDD/Nº, en donde AA corresponde al año, MM al mes, DD al día y /N al número de muestra tomada en ese día. Por ejemplo, la muestra con código 200210/5 corresponde a la muestra número 5, colectada el día 10 de febrero del año 2020. En el Anexo 1 se detallan las muestras tomadas, su ubicación y tipo de análisis.
- b) Sección estratigráfica:** En la campaña de terreno se realizaron 2 columnas estratigráficas al detalle (objetivo específico 1), en los afloramientos ubicados entre el Río Aserradero Quemado y el Estero Pintura Chico en el sector de Pampa Castillo y a 3,5 km al oeste del Río Las Dunas en el sector de Pampa Guadal (Figura 3). Estas secciones abarcan un total de 266 y 240 m de espesor en los sectores de Pampa Castillo y Pampa Guadal, respectivamente. Las secciones fueron elaboradas empleando bastones de 1,5 m rotulados cada 10 cm, una huincha de medir de 20 m y una brújula estructural Brunton.
- c) Litologías y estructuras:** Para lograr los objetivos específicos 1 y 4 se identificaron litologías de rocas sedimentarias y volcanoclásticas. Para el color de exposición y de cara fresca de la roca se utilizó la tabla de colores de rocas de Munsell Color (Munsell, 2009). Para el tamaño de grano se empleó un comparador visual con rango desde arena muy fina a grava fina, en conjunto con una tabla comparativa para estimación de porcentajes. Las direcciones de paleocorrientes fueron tomadas con una brújula estructural Brunton. Las estructuras sedimentarias fueron registradas mediante una abreviación del nombre y asociadas al nivel estratigráfico correspondiente.
- d) Fósiles:** Los restos de vertebrados fósiles encontrados en terreno fueron recolectados de forma cuidadosa, asociándolos al nivel estratigráfico en el que se encontraban y especificando la forma en que se encontraban, ya sean expuestos en superficie o *in situ* en el nivel (objetivo específico 6). Estos fueron llevados al Museo Regional de Aysén, donde serán preparados, estudiados y almacenados.

- e) **Ubicación:** Para la ubicación de un punto de interés, por ejemplo, de un resto fósil o de alguna estructura que se quisiera documentar, se utilizó un GPS modelo eTrex 10 marca Garmin registrando coordenadas en grados decimales, datum WGS84.
- f) **Fotografías:** El registro fotográfico de las estructuras, fósiles o exposiciones del afloramiento fue realizado con cámaras personales, modelos NIKON D3100 y Panasonic Lumix DMC-FZ60, de parte del equipo de terreno y registradas en la libreta en la zona de la sección correspondiente.

1.5.3.Trabajo de gabinete post-terreno y laboratorio

En esta etapa se enviaron las muestras recolectadas en terreno para sus respectivos análisis de laboratorio, detallados a continuación.

- a) **Petrografía:** Se enviaron al laboratorio un total de 24 muestras para cortes transparentes, 23 de areniscas de grano medio a grueso, con el fin de mantener la representatividad de las rocas del afloramiento, y 1 del nivel de toba presente en la sección, con el fin de caracterizar la petrografía y cumplir con el objetivo específico 2. Estos fueron realizados por Julio Díaz en el laboratorio de petrografía en el laboratorio J&J Geominerals.
- b) **Geoquímica:** Las muestras colectadas serán enviadas posterior al desarrollo de este trabajo al laboratorio Bureau Veritas, en Canadá. Estas incluyen 2 muestras de toba para geoquímica de roca total.
- c) **Dataciones:** Para esto, serán enviados por separado, posterior al desarrollo de este trabajo, minerales de 4 muestras de areniscas de grano medio a grueso a un laboratorio idóneo, para obtener dataciones mediante el sistema U-Pb en circones detríticos, bajo el método ICP-MS, que representan la edad máxima de deposición, en donde la separación mineral fue realizada por el técnico Juan Vargas en su laboratorio en Santiago, con el fin de cumplir con el objetivo específico 7. Además, se incluye una muestra de toba vítrea para datación Ar/Ar en micas.

Al obtener los resultados de las muestras enviadas para análisis y trabajos de laboratorio, se realizó la descripción petrográfica de muestras de mano y de los cortes transparentes con el fin de lograr el objetivo específico 4, estos últimos descritos en el Laboratorio de Microscopía Óptica de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor, mediante el uso de

un microscopio petrográfico Nikon, modelo Eclipse E200. Además, se hicieron conteos modales a los cortes de areniscas con un mínimo de 400 puntos por cada muestra, con el fin de caracterizar la proveniencia de los sedimentos y lograr los objetivos específicos 5 y 6. Este procedimiento se realizó basado en el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984) y la corrección de Weltje (2002, 2006), para posteriormente plotear los datos en los diagramas ternarios de Dickinson *et al.* (1983) y así obtener los escenarios tectónicos de la roca o área fuente.

Las secciones estratigráficas realizadas en terreno fueron representadas de forma gráfica en columnas estratigráficas usando los softwares SedLog 3.1 e Inkscape para la edición de estas, permitiendo una visualización de los datos recopilados, que incluyen: litologías, granulometrías, estructuras presentes, registro fosilífero, espesores, contactos, entre otros.

A continuación, se realizó un análisis de las columnas digitalizadas por tramos, para identificar y definir las facies sedimentarias presentes en la sección, tomando en cuenta las litologías y estructuras sedimentarias presentes. Luego se generaron asociaciones de estas, tomando conjuntos de facies que representen el mismo subambiente, logrando cumplir con esto el objetivo específico 2.

La corrección de las direcciones de paleocorrientes tomadas en terreno se realizó mediante el Software Stereonet, utilizando notación de mano derecha con una declinación magnética de $\sim 11^\circ$ E con una variación anual de $0,11^\circ$ y $0,10^\circ$ W para los sectores de Pampa Castillo y Guadal respectivamente. Fue obtenida de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), considerando como fechas los días 24 de enero del 2017, 4 de febrero del 2020 y 24 de marzo del 2022; y las coordenadas $46,88620^\circ$ S y $72,60373^\circ$ O y $46,99853^\circ$ S y $72,43309^\circ$ O para Pampa Castillo y Pampa Guadal, respectivamente.

Toda la información obtenida tanto de terreno como de los análisis de laboratorio se recopila, describe y analiza en detalle para la realización de este estudio mostrando los resultados, la interpretación y unificación del trabajo.

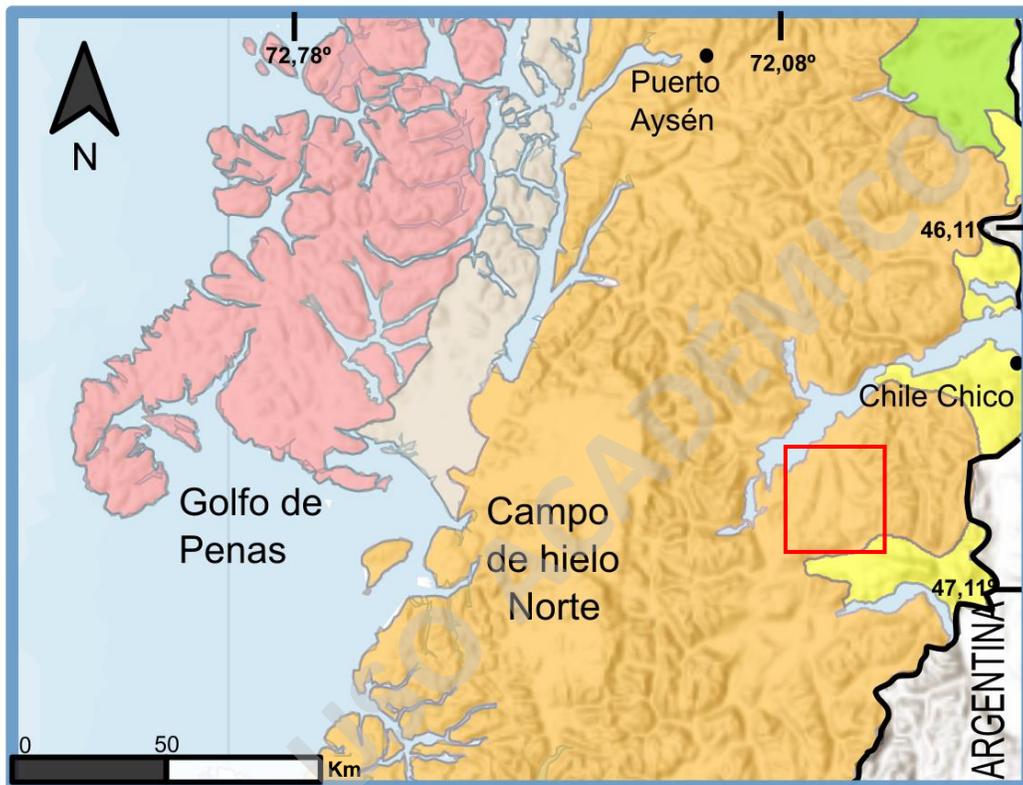
Capítulo 2: Marco geológico y geotectónico

2.1. Unidades geomorfológicas de primer orden

La zona de estudio se ubica en la zona más al norte de los Andes Patagónicos del Sur, específicamente al sur del Punto Triple Chileno (PT), actualmente ubicada paralela a la Península de Taitao a los 46°12' S en la Región de Aysén, en donde se juntan las placas Sudamericana, de Nazca y Antártica (Scalabrino *et al.*, 2009). En esta zona, de oeste a este se distinguen 5 unidades geomorfológicas principales: Archipiélago Patagónico, Depresión Central, Cordillera Patagónica de Los Andes o central y Cordones SubAndinos Orientales (Figura 2).

- a) **Archipiélagos Patagónicos:** Esta unidad se presenta como la continuación de la Cordillera de la Costa, formada por islas, penínsulas y archipiélagos con valles labrados por la intensa acción glacial. Está compuesta por rocas metamórficas (Skarmeta, 1974; Ortiz y Vergara, 1979).
- b) **Depresión Central:** Esta unidad corresponde a la continuación de la depresión Intermedia o Valle Central de Chile, pero a la latitud de estudio se encuentra con la menor altura (Bruggen, 1950; Borgel, 1965) y casi completamente inundada, desapareciendo en forma gradual desde los 42°S a los 47°S (Encinas *et al.*, 2019; Folguera *et al.*, 2018).
- c) **Cordillera Patagónica:** Esta unidad posee una orientación N-S en la zona de estudio y se presenta como la unidad morfotectónica más elevada. Presenta una altura promedio de ~2.000 m. s.n.m con las cumbres más elevadas de 4.058 y 3.706 m.s.n.m. de los montes San Valentín y San Lorenzo, respectivamente. Dentro de este dominio se encuentran, además, los Campos de hielo Sur y Norte, ubicándose este último paralelo a la zona de estudio. Presenta una topografía abrupta con cumbres y valles estrechos como resultado de los eventos de erosión glacial. Se compone principalmente de granitos y granodioritas (Ortiz y Vergara, 1979; Scalabrino *et al.*, 2010).
- d) **Cordones Subandinos Orientales:** Esta unidad se presenta como una cadena de relieves transversales con valles ensanchados por la erosión glacial y una altura mucho más reducida que la de la Cordillera Patagónica. Además, se pueden encontrar algunas superficies mesetiformes y suaves anticlinales y sinclinales como producto de la resistencia diferencial de algunas rocas a la erosión (Ortiz y Vergara, 1979).

e) **Relieves planiformes Orientales:** Esta unidad también se conoce como dominio Pampeano o Estepa Patagónica y se presenta como relieves planiformes de rocas sedimentarias y volcánicas (Scalabrino *et al.*, 2010) que se encuentran de forma discontinua y que, además, presentan relieves mesetiformes residuales que han resistido a la erosión glacial (Ortiz y Vergara, 1979).



Leyenda



Figura 2: Unidades geomorfológicas presentes en la Región de Aysén. Modificado de Gobierno Regional de la Décimo primera Región (2005). El cuadro rojo enmarca la zona de estudio.

2.2. Geología Regional

La geología de la Región de Aysén está dividida en partes paralelas al margen continental, en donde las rocas que afloran se ubican principalmente en los dominios geomorfológicos de la Cordillera Principal y de los Archipiélagos Patagónicos. En este capítulo se expone un resumen de la geología principal de la región, incluyendo rocas metamórficas, estratificadas, intrusivas y depósitos más actuales (Figura 3).

En este trabajo se considera la división de la Cordillera de Los Andes en el sur de Chile propuesta por Ramos y Ghiglione (2008), en la que fue dividida en los segmentos Norte a la zona entre los 39°S y 43°30'S, Centro entre los 43°30'S y 46°30'S, y Sur entre los 46°30'S y 56°S, enmarcándose la zona de estudio alrededor de los ~46°50'S y ~46°90'S.

2.2.1. Paleozoico

Las rocas más antiguas que afloran en la Región de Aysén corresponden al basamento metamórfico del Paleozoico y Mesozoico (Hervé, 1993). En la zona de los archipiélagos patagónicos aflora el Complejo Metamórfico de Chonos (CMC), mientras que en el dominio centro-oriental de la Cordillera Patagónica aflora el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), ambos representados en color gris en la Figura 4.

- a) Complejo metamórfico Andino Oriental (CMAO):** corresponde a rocas metamórficas del Ordovícico-Carbonífero que se exponen al este del Batolito Patagónico, entre los 46° y 49° S (Hervé 1993; Hervé *et al.*, 1998). Está formado por rocas metasedimentarias (Bell y Suárez, 2000), como esquistos y filitas de cuarzo-muscovita y en menor medida mármol, esquistos calcáreos y verdes, metacherts y metabasitas (De la Cruz y Suárez, 2006). En la zona de estudio subyace en inconformidad angular a las Formaciones Ibáñez, Ligorio Márquez y San José y se encuentra intruido por cuerpos plutónicos del Carbonífero Superior, Jurásico Superior, Cretácico y Mioceno (De la Cruz y Suárez, 2006). Su edad ha sido acotada al Ordovícico-Carbonífero tardío, mediante diversas dataciones: con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar en muscovita secundaria de $\sim 311 \pm 3$ Ma del Granito el León, el cual intruye a esta unidad y se encuentra metamorfozado, por lo que la edad del CMAO sería más antigua (De la Cruz y Suárez, 2006); valores de K-Ar en roca total de 228 ± 7 Ma y 210 ± 7 Ma (De la Cruz y Suárez, 2006) y, interpretadas como edades mínimas del metamorfismo; análisis de U-Pb en circones detríticos en el área de Cochrane con un

rango de edades para el protolito entre el Ordovícico Medio y el Jurásico Superior (Thomson *et al.*, 2000); y edades de circones detríticos en la Península La Carmela, que sugieren una edad máxima de deposición del Carbonífero temprano de ~347 Ma para el protolito (Rojo *et al.*, 2021).

- b) Complejo metamórfico de Chonos (CMC):** Está compuesto por las rocas más antiguas que afloran en el sector de los Archipiélagos Patagónicos entre los 44° y 46°S (Thomson *et al.*, 2000), el cual corresponde a un complejo acrecionario formado por metaturbiditas y metabasitas que se encuentra intruido por rocas del Batolito Patagónico (Skarmeta, 1974; Hervé *et al.*, 1999). Mediante dataciones de U-Pb en circones detríticos, su edad es atribuida al Triásico Superior, con un rango entre 210-215 Ma y que correspondería a la edad de sedimentación (Hervé y Fanning, 2001). Posteriormente, Thomson y Hervé (2002) realizaron análisis de trazas de fisión a muestras previamente datadas por U-Pb en circones detríticos, obteniendo edades máximas de deposición y mínimas del metamorfismo de 213 a 198 Ma (Triásico Superior-Jurásico Inferior).

2.2.2. Mesozoico

Sobre el basamento de la zona se encuentran rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias que afloran en la parte oriental de la Cordillera Patagónica y que representan una importante actividad volcánica registrada entre el Jurásico Superior-Cretácico Inferior asociada a un evento extensional (De la Cruz y Suárez, 2006; Quiroz y Bruce, 2010). La Formación Ibáñez se presenta como el producto más joven de este volcanismo, que está agrupado en la Provincia Ígnea de Chon Aike. En esta época también se produjo la intrusión de parte del Batolito Patagónico (Batolito Norpatagónico), que aflora la zona occidental de la Cordillera Patagónica y cuya génesis se asocia a una subducción activa en el margen occidental (Suárez y De la Cruz, 2001).

Posteriormente, en el Cretácico Superior se depositan rocas sedimentarias marinas y en menor medida piroclásticas que afloran en la zona central de la Cordillera Patagónica, las cuales representan ciclos de transgresión y regresión marina (Quiroz y Bruce, 2010; De la Cruz y Cortés, 2011) de la Cuenca de Aysén. En esta cuenca, durante el Cretácico tardío ocurrió subsidencia térmica post-rift (Bell y Suárez, 1997), dando lugar a los sedimentos correspondientes al Grupo Coyhaique (Skarmeta 1976; Baker *et al.* 1981; Ramos 1981; Bell *et al.* 1996; De la Cruz *et al.*, 2003). Finalmente, se generan una serie de rocas volcánicas,

piroclásticas y volcanoclásticas de composición principalmente ácida asociadas al Grupo Divisadero y similares, del Cretácico Inferior tardío (De la Cruz *et al.*, 2003).

Formación Ibáñez

Compuesta por una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas continentales de composición principalmente ácida a intermedia con características calcoalcalinas, que se distribuyen entre los 43° y 49°S con una potencia mínima en la zona de estudio de ~500 m (Niemeyer, 1975; De la Cruz *et al.*, 2003; Suárez *et al.*, 2009). Esta unidad presenta ignimbritas y, en menor medida, tobas riolíticas, dacíticas y lavas andesíticas con intercalaciones menores de brechas sedimentarias y volcánicas (De la Cruz *et al.*, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006). Suárez *et al.* (2009) mencionan que en algunos sectores los niveles superiores de esta unidad están interdigitados con rocas sedimentarias marinas. Se dispone en inconformidad sobre el CMAO y subyace a las formaciones Toqui, Ligorio Márquez y San José en distintas localidades (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006). Mediante dataciones K-Ar se han propuesto edades de $\sim 151 \pm 4$ y 61 ± 2 Ma (De la Cruz *et al.*, 2003); dataciones de U-Pb SHRIMP con edad de $\sim 138 \pm 1,3$ Ma (Pankhurst *et al.*, 2003) y dataciones Ar-Ar en biotitas (Parada *et al.*, 2001). Lo anterior, permite asignar un rango de edad del Jurásico Superior-Valanginiano (De la Cruz y Suárez, 2006; Echaurren *et al.*, 2017).

Grupo Coyhaique

Formado por un conjunto de rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que representan eventos de transgresión y regresión marina de la Cuenca de Aysén, que afloran en la Cordillera Patagónica central entre los 43° y 48°S (Haller y Lapido, 1980; Quiroz y Bruce, 2010; Suárez y De la Cruz, 2001). Este grupo se subdivide de base a techo en las formaciones Toqui, Katterfeld y Apeleg y está representada en color verde en las Figuras 3 y 4.

Formación Toqui

Unidad sedimentaria marina y volcanoclástica que conforma la parte basal del Grupo Coyhaique y cuya localidad tipo corresponde al Distrito de la Mina El Toqui, con potencias que varían entre 20 y ~300 m en otras localidades (Suárez y De la Cruz, 1994; De la Cruz y Suárez, 2006). De la Cruz *et al.* (2004) y De la Cruz *et al.* (2006) presentan una propuesta

en la que dividen esta unidad en 4 miembros: un miembro inferior calcáreo-arenoso con intercalaciones de lutitas y conglomerados; un segundo miembro compuesto de areniscas, brechas arenosas y conglomerádicas volcanoclásticas, tobas rojas y fragmentos de vertebrados fósiles; un tercer miembro de areniscas tobáceas, brechas conglomerádicas y tobas verdes; y un cuarto miembro superior volcanoclástico compuesto por brechas y tobas con fósiles de invertebrados (belemnites y bivalvos). Posteriormente Rivas *et al.* (2021) redefine esta unidad en el área de la Mina El Toqui, en donde propone un nuevo esquema estratigráfico compuesto por sólo 2 miembros: un miembro inferior denominado El Manto, compuesto de una mezcla de rocas calcáreas y niveles volcanoclásticos esporádicos y calizas bioclásticas, definidas como biostroma de ostras; en contacto neto con el miembro superior Mina San Antonio, formado por limolitas volcanoclásticas y areniscas. En el área de estudio el miembro inferior sobreyace concordante a la Formación Ibáñez (De la Cruz *et al.*, 2004; De la Cruz *et al.*, 2006; Rivas *et al.*, 2021). Su edad ha sido atribuida al Berriasiano superior-Hauteriviano en base a su contenido fósil (Covacevich *et al.*, 1994; Charrier y Covacevich, 1978; Olivero y Aguirre Urreta, 2002; De la Cruz *et al.*, 2003). Sin embargo, dataciones de K-Ar en biotitas indican una edad entre 149 y 145 Ma en ignimbritas al noroeste del río Las Horquetas (Suárez *et al.*, 1996; Suárez y De la Cruz, 2000); K-Ar en biotita oxidada de una toba de 139 ± 3 Ma al sur del mismo río (De la Cruz y Suárez, 2006); dataciones de U-Pb de $\sim 134 \pm 2$ Ma en tobas (Encinas *et al.*, 2019), dataciones de U-Pb de $\sim 128 \pm 3$ Ma y de $\sim 127 \pm 2$ Ma en areniscas (Suárez *et al.*, 2000; Encinas *et al.*, 2019), las cuales sugieren una edad Titoniana a Aptiana.

Formación Katterfeld

Definida por Ramos (1976) en el cerro Katterfeld, en Argentina. Compuesta por 300 a 500 m de rocas sedimentarias marinas que afloran en los alrededores de Coyhaique, Chile Chico y Puerto Ibáñez (Ramos, 1976; De la Cruz *et al.*, 2003; Olivero y Aguirre-Urreta, 2002; De la Cruz y Suárez, 2008; Quiroz y Bruce, 2010). Formada por lutitas negras, fangolitas y limolitas calcáreas con intercalaciones menores de areniscas y presencia de fósiles de invertebrados como belemnites, ammonites, cefalópodos y bivalvos y fragmentos aislados de huesos de vertebrados y dientes de tiburón (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2008; Quiroz y Bruce, 2010). Sobreyace en concordancia a la Formación Toqui, subyace en concordancia a la Formación Apeleg (Quiroz y Bruce, 2010) y en discordancia a la Formación Ibáñez en el sector de Puerto Ibáñez (Bruce, 2001; Suarez *et al.*, 2007). Mediante su contenido faunístico del ammonite *Favrella Americana* su edad ha sido

atribuida al Hauteriviano (Bell, 1994; Aguirre-Urreta *et al.*, 2000; Iannizotto *et al.*, 2004; De la Cruz, 2008; Quiroz y Bruce, 2010). Dataciones de U-Pb en circones detríticos indican una edad de ~134 Ma (Valanginiano) (Suárez *et al.*, 2015)

Su sedimentación se asocia a un ambiente marino de prodelta y plataforma externa, con depósitos por decantación hemipelágicos bajo el tren de olas (Suárez y De la Cruz, 1994; Bell, 1994; Iannizotto *et al.*, 2004; De la Cruz y Suárez, 2008). Rivas *et al.* (2021) concuerdan con este esquema y proponen, que los sedimentos se depositaron en un ambiente de cuenca, en el área bajo olas de tormenta, en aguas relativamente profundas y calmadas con una muy baja concentración de oxígeno, que representarían un aumento del nivel del mar y una profundización generalizada.

Formación Apeleg

Definida por Ploszkiewicz y Ramos (1977), en la localidad tipo de la Aldea Apeleg, al suroeste de la provincia de Chubut. Está compuesta por rocas sedimentarias marinas que afloran en los alrededores de Coyhaique, Chile Chico, Puerto Cisnes y Puerto Ibáñez (Ploszkiewicz y Ramos, 1977; De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2008; Quiroz y Bruce, 2010; De la Cruz y Cortés, 2011). Formada por areniscas con intercalaciones de lutitas en los sectores de Coyhaique y Puerto Cisnes, areniscas con intercalaciones de conglomerados en Puerto Ibáñez, areniscas con limolitas y fósiles de invertebrados (bivalvos, ammonites, nautiloideos, restos de plantas, bioturbaciones) en Chile Chico (Gonzales-Bonorino y Suárez, 1995; Bell, 1997; De la Cruz y Suárez, 2008). Se encuentra en contacto concordante y transicional sobreyaciendo a la Formación Katterfeld y subyace en contacto transicional a la Formación Divisadero (Quiroz y Bruce, 2010). Por su registro fósil se le ha asignado una edad del Hauteriviano al Aptiano temprano (Bell, 1997; Aguirre *et al.*, 2006; Suárez *et al.*, 2007 y 2009). Dataciones de U-Pb en circones detríticos indican una edad de $122,6 \pm 2$ Ma (Barremiano) (Suárez *et al.*, 2015)

Formación Divisadero

Definida por Heim (1940), está formada por rocas volcánicas sub-aéreas de composición ácida a intermedia que se distribuyen de forma discontinua entre los ~43° y 47° S, con espesores que oscilan entre los 800 y 1500 m (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz y Buce, 2010). Está formada por rocas piroclásticas riolíticas y dacíticas, domos y lavas ácidas y andesíticas (Aguirre *et al.*, 1997; De la Cruz *et al.*, 2003). En algunas zonas de la región se encuentra

sobreyaciendo en contacto paraconcordante a la Formación Apeleg (De la Cruz *et al.*, 2003). Su edad ha sido atribuida al Aptiano mediante dataciones radiométricas de U-Pb SHRIMP con edades de $\sim 99 \pm 3$ Ma (Belmar, 1996); U-Pb en circones entre ~ 113 a 118 Ma (Pankhurst *et al.*, 2003); dataciones Ar-Ar en biotitas con edades de ~ 102 Ma (Bruce, 2001); K-Ar en biotitas de $\sim 118,5 \pm 1,8$ Ma (Suárez *et al.*, 2008) y K-Ar en biotitas con edades de hasta ~ 109 Ma (De la Cruz *et al.*, 2003).

Batolito Patagónico

Corresponde a una faja de rocas plutónicas de edad jurásica-miocena que afloran entre los Archipiélagos Patagónicos y la Cordillera Patagónica entre los 40° y 56° S (Figura 4) (De la Cruz *et al.*, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006). Este está dividido en 3 partes: Batolito Norpatagónico (BNP), Batolito Surpatagónico (BSP) y Batolito Fueguino (BF), en donde el límite entre los 2 primeros se encuentra a los $\sim 46.5^{\circ}$ S y el entre el BSP y BF a los 53° S (Pankhurst *et al.*, 1999). La sección correspondiente al Cretácico Inferior del Batolito Patagónico aflora al noroeste de la zona de estudio, compuesto por un segmento norte de monzogranito de biotita y un segmento sur de tonalitas de biotita y anfíbola (De la Cruz y Suárez, 2006). Se encuentra intruyendo al CMAO y localmente en contacto por falla con la Formación Ibáñez (De la Cruz y Suárez, 2006). Su edad ha sido atribuida al Cretácico Inferior mediante valores de ~ 116 - 124 Ma por datación de K-Ar en biotitas (Suárez y De la Cruz, 2001; De la Cruz *et al.*, 2006) y al Cretácico Superior por dataciones Rb-Sr de edades entre ~ 120 - 90 Ma (Pankhurst *et al.*, 1999).

2.2.3. Cenozoico

Los depósitos del Cenozoico en la región se presentan como rocas sedimentarias principalmente continentales y en menor medida marinas, que afloran a lo largo del borde sur del Lago General Carrera (Figura 3), en las mesetas Cosmelli y Chile Chico, y en el sector oriental del Batolito Patagónico, que llegan a alcanzar espesores de hasta 1.500 m.

Formación Ligorio Márquez

Definida por Suárez *et al.*, (2000), en su localidad tipo ubicada al norte del lago Los Flamencos, como una unidad sedimentaria continental compuesta de areniscas de cuarzo con intercalaciones de lutitas y algunos niveles de lutitas carbonosas y carbón, que se exponen principalmente en el sector El Furioso y Pato Raro, tanto al norte como al suroeste de la Meseta Cosmelli. En la zona de estudio presenta un espesor mínimo de 200 m y se

encuentra sobreyaciendo en discordancia angular al CMAO, mientras que al norte del río Las Horquetas sobreyace en paraconcordancia y discordancia sobre la Formación Ibáñez, y al sur de este sobreyace en paraconcordancia a la Formación Toqui (Suárez y De la Cruz, 2000; De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006 y 2008).

Corresponde a una sucesión de color blanquecino de areniscas de cuarzo de grano medio a muy grueso y conglomerados de cuarzo de muy fino a grueso, con estratificación cruzada e intercalaciones menores de areniscas de grano fino y limolitas. Los clastos son mayormente de origen metamórfico y en menor medida volcánicos y presenta estratificación paralela y cruzada planar y en artesa, clastos imbricados en los conglomerados y ondulitas y estructuras tipo flaser en limolitas y areniscas de grano muy fino (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006). Además, presenta paleosuelos, improntas foliares, troncos y ramas fósiles y restos carbonosos (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006).

Su edad ha sido interpretada como Paleoceno superior mediante su contenido paleoflorístico en su localidad tipo (Suárez *et al.*, 2000; Troncoso *et al.*, 2002). Dataciones de U-Pb en circones detríticos indican edades entre 62 y 50 Ma (Breen *et al.*, 2015), de $\sim 75 \pm 2$ y $\sim 80 \pm 4$ Ma (Encinas *et al.*, 2019), mientras que otros autores proponen extenderla hasta el Eoceno inferior basado en edades de U-Pb en circones detríticos de entre $\sim 52,4 \pm 2,7$ y $\sim 79,5 \pm 4,0$ Ma (Breen *et al.*, 2015; Suárez *et al.*, 2015; Encinas *et al.*, 2019). Se correlaciona con el Grupo Río Chico del Paleoceno superior-Eoceno medio de la Cuenca San Jorge en Argentina (Legarreta y Uliana, 1994; De la Cruz y Suárez., 2006). Las mediciones de estratificación cruzada indican un sistema que fluía al oeste, con proveniencia de clastos desde altos topográficos al este de rocas metamórficas y volcánicas (De la Cruz y Suárez, 2006), con lo que no concuerdan algunos análisis de proveniencia basado en circones detríticos que indican un área fuente del oeste (Encinas *et al.*, 2019).

En el área de estudio, su ambiente de sedimentación se interpreta como ríos trezados probablemente distantes de la fuente por su buena selección y redondeamiento (De la Cruz y Suárez, 2006). Recientemente otros autores proponen un ambiente de ríos trezados poco sinuosos y de gran capacidad de carga para el sector de Pato Raro (Riquelme *et al.*, 2018). Sus afloramientos en Argentina son considerados como fluviales de alta sinuosidad con intercalaciones de depósitos de abanicos aluviales y lacustres efímeros (Legarreta y Uliana, 1994).

Formación San José

Inicialmente fue considerada como parte de la Formación Guadal por Niemeyer (1975). Posteriormente, fue definida por Flint *et al.* (1994) en la localidad tipo de San José en el sector norte del río Las Dunas, en donde consideró a las rocas que estaban en contacto por inconformidad sobre el basamento metamórfico como parte de esta unidad, considerando en ella también a la Fm. Ligorio Márquez. Este autor la definió como una unidad sedimentaria continental formada de base a techo por conglomerados y areniscas, alternancia de limolitas y bancos de arena. En la zona de estudio presenta espesores de entre 80 y 200 m y sobreyace en contacto concordante a la Formación Ligorio Márquez y en discordancia angular al CMAO (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006).

La sección inferior está formada por una alternancia de tobas riolíticas de lapilli y cristalinas, limolitas, areniscas de grano muy fino a fino con horizontes de paleosuelo y trazas de raíces fósiles. Esta sección, además, posee paleocanales de conglomerados y areniscas y algunos de tobas (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006). La sección superior se compone de limolitas rojizas con paleocanales de areniscas y conglomerados, mientras que los bancos de arena se presentan intercalados y de forma lenticular con estratificación cruzada planar y en artesa (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006). Además, más recientemente se ha encontrado materia orgánica vegetal, improntas foliares y restos de troncos *in situ* en facies de limolitas (Riquelme *et al.*, 2018).

Su edad ha sido asignada al Eoceno Inferior en base a su contenido paleoflorístico escaso o ausencia de *Nothofagus* (De la Cruz *et al.*, 2003; Troncoso, comunicación escrita, 2003, en De la Cruz y Suárez, 2006) y por dataciones de U-Pb en tobas y conglomerados con edades de $\sim 40,6 \pm 0,5$ Ma, $\sim 38,8 \pm 0,6$ Ma y $\sim 28,3 \pm 0,5$ Ma respectivamente (Encinas *et al.*, 2019) sugiriendo una edad Eoceno medio-Oligoceno inferior. Dataciones recientes de U/Pb en una arenisca tobácea indican una edad máxima de depositación de $40,4 \pm 0,4$ Ma (Genge *et al.*, 2022). Se relaciona estratigráficamente con las formaciones Sarmiento, Río lista y Río Leona en Argentina, de edades del Eoceno medio a Oligoceno (De la Cruz y Suárez, 2006; Ré *et al.*, 2010; Encinas *et al.*, 2019). Medidas de direcciones de estratificación cruzada y de canales indican un flujo hacia el sur según De la Cruz y Suárez, (2006) y de oeste a este según De la Cruz *et al.* (2003), y análisis de proveniencia en circones que permitieron sugerir áreas fuentes de ambas direcciones (Encinas *et al.*, 2019).

Su ambiente, en la zona de estudio, ha sido interpretado como depósitos de una planicie de inundación con canales que sugieren un sistema fluvial meandriforme de alta sinuosidad en conjunto con centros volcánicos efusivos activos (De la Cruz y Suárez, 2006), mientras que otros autores proponen que en su sección basal correspondería a un sistema fluvial trenzado pasando a meandriforme en su parte superior (Encinas *et al.*, 2019). Por otro lado, en los afloramientos entre los ríos Los Maitenes y Las Dunas se han interpretado como depósitos de abanico aluvial en una llanura de inundación (Flint *et al.*, 1994) y en el sector de Pato Raro como un sistema de ríos meandriformes con amplias planicies de inundación (Riquelme *et al.*, 2018).

Formación Guadal

Definida por Heim (1940) como “Mesa Guadal Formation o series” en la localidad tipo de Meseta Cosmelli. Posteriormente, Niemeyer (1975) formaliza como Formación Guadal, una sucesión sedimentaria continental y marina fosilífera. En la zona se presenta con un espesor de 110 m sobreyaciendo en paraconcordancia a la Formación San José (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006; Bostelmann *et al.*, 2015).

En la zona de estudio, entre el estero Pintura Chico y el río Aserradero Quemado, se compone de base a techo por: limolitas y areniscas verdosas de grano muy fino a grueso hacia el techo con fósiles marinos (bivalvos, gastrópodos y serpúlidos) y flora fósil de *Nothofagus*; areniscas verdosas de grano fino con abundantes fósiles marinos de gran diversidad faunística, como braquiópodos, corales, briozoos, bivalvos, gastrópodos, equinodermos, serpúlidos y decápodos, incluyendo restos de vertebrados marinos como dientes de tiburón y fragmentos de huesos de cetáceos indeterminados (Frassinetti y Covacevich, 1999; Bostelmann *et al.*, 2015; Otero *et al.*, 2015) destacando un banco de ostras en su base; areniscas blanquecinas a verdosas de grano fino y medio con estratificación cruzada planar y asintótica, ondulitas, laminación heterolítica y tipo flaser, con intercalaciones de bancos de ostras y en menor medida bivalvos, restos de crustáceos y erizos; y limolitas con intercalaciones de areniscas de grano fino y medio a grueso, con laminación heterolítica y estratificación cruzada (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006; Bostelmann *et al.*, 2015).

Su edad ha sido determinada mediante estudios de su contenido fósil que se interpreta como equivalente al piso Leonense de la Formación Patagonia, equivalente a la Formación Monte León en Argentina (Frassinetti y Covacevich, 1999; De la Cruz y Suárez, 2006),

indicando una edad del Mioceno inferior y mediante análisis de quimioestratigrafía en isótopos de Sr de calcita esquelética en la misma unidad, que indican una edad entre ~18 y 22 Ma (Parras *et al.*, 2012). Además, existen dataciones radiométricas de U-Pb una toba de la base de esta unidad aflorante en el sector de Meseta Cosmelli de 28 Ma (De la Cruz y Suárez, 2008; Suárez *et al.*, 2015), dataciones de U-Pb en circones detríticos en areniscas de $\sim 23 \pm 1$ y $\sim 20 \pm 0.4$ Ma para la base (Encinas *et al.*, 2019) y ~19 Ma en el techo (Suárez *et al.*, 2015). Se correlaciona con la Formación Estancia 25 de Mayo en el Lago Argentino (Cuitiño y Scasso, 2010; Bostelmann *et al.*, 2013), Formación El Chacay (Cuitiño *et al.*, 2015) en Argentina y con la Formación Monte León en la costa de la provincia de Santa Cruz (Parras *et al.*, 2012), todas estas del Mioceno inferior.

Su ambiente de sedimentación en la zona de estudio es interpretado como marino de plataforma principalmente siliciclástica, con episodios carbonatados de un registro de transgresión-regresión (Flint *et al.*, 1994; De la Cruz y Suárez, 2006). Frassinetti y Covacevich (1999) proponen una acumulación en aguas relativamente cálidas que permitieron la proliferación de un gran número de especies de origen atlántico. Más recientemente otros autores proponen que esta unidad corresponde a un ambiente marino a estuarino con influencias mareales, que evoluciona a un ambiente de plataforma marina y luego nuevamente a un ambiente con influencias mareales (Cuitiño *et al.*, 2019; Encinas *et al.*, 2019).

Formación Santa Cruz

Definida por Ameghino, (1889) y Hatcher (1897, 1900) en la Provincia de Santa Cruz, Argentina como una unidad sedimentaria continental y marina, en donde además Ameghino incluyó el término “Piso Santacruceño”, con 2 pisos, uno marino y otro continental. Posteriormente Hatcher (1897) separó en “Santa Cruz beds” para los niveles continentales (superiores) y en “Suprapatagonian beds” para los marinos (inferiores), ambos separados por una discordancia erosiva.

Posteriormente, Niemeyer (1975) expuso con el nombre de Formación Río Zeballos los afloramientos a lo largo del río Jeinimeni, en Meseta Cosmelli y al sur de Chile Chico, unidad que había sido definida anteriormente como Grupo río Zeballos por Ugarte (1956) en Argentina, incluyendo a las Formaciones Río Jeinimeni, Cerro Boleadoras y Correntoso. Luego Niemeyer *et al.*, (1984) definieron en los afloramientos que aparecen en Chile como Formación Galera. Posteriormente, Flint *et al.*, (1994) coincidieron con lo propuesto por

Niemeyer (1975) considerando que estos depósitos pertenecían a Formación Galera, pero Ramos (1982b, 1989) consideró que las formaciones Galera y Río Zeballos expuestas en la cuenca de Magallanes eran más bien pertenecientes a Formación Santa Cruz, por sus características litológicas.

Suárez y De la Cruz (2000) propusieron que la Formación Galera concordaba más con la Formación Santa Cruz, principalmente por su contenido fosilífero. Más recientemente, De la Cruz *et al.* (2003) denominan esta unidad como Formación Santa Cruz junto con otros autores (De la Cruz y Suárez, 2004; De la Cruz y Suárez, 2008), sin embargo, Scalabrino *et al.* (2010) aluden a esta como a un equivalente denominado como Formación Pampa Castillo.

En la zona de estudio es definida como una unidad sedimentaria continental de color púrpura a gris amarillento que aflora en los sectores denominados localmente como Pampa Guadal y Pampa Castillo, con una potencia mínima de 900 a 1.000 m (De la Cruz y Suárez, 2006). Se encuentra en contacto concordante sobreyaciendo a Formación Guadal y con techo no expuesto (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006). En Argentina sobreyace a las Formaciones Pinturas, Estancia 25 de Mayo y Monte León (De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2008) y subyace discordantemente a los basaltos del Plioceno de la Meseta del Lago Buenos Aires.

Se compone de areniscas de grano fino a muy fino y limolitas, ambas macizas o gradadas con estructuras como laminación horizontal y cruzada, ondulitas, bioturbación y trazas fósiles verticales y cruzadas probablemente de raicillas y grietas de desecación. También, se presentan niveles sin estructura interna con abundantes concreciones y núcleos de alteración interpretados como paleosuelos. Se presenta con intercalaciones lenticulares de areniscas y conglomerados de extensión lateral y espesor variable, con base plana y erosiva (De la Cruz y Suárez, 2006; De la Cruz *et al.*, 2008). En el sector sur de la Meseta Cosmelli, De la Cruz y Suárez (2006) observaron a la distancia aparentes discontinuidades estratigráficas con secciones más inclinadas, que podrían representar deformación sinsedimentaria (Scalabrino *et al.*, 2010).

Esta unidad se caracteriza por poseer un amplio registro fosilífero de vertebrados propios de la edad Mamífero Sudamericana (South American Land Mammal Age) Santacrucense (Niemeyer, 1975; Flynn *et al.*, 2002; De la Cruz y Suárez, 2006; Bostelmann y Buldrini, 2012; Buldrini, 2017). En el sector de Pampa Castillo, Flynn *et al.* (2002) colectaron una

serie de vertebrados, proponiendo una diversidad taxonómica de 36 especies, representando uno de los mayores registros de fauna del Mioceno temprano de Sudamérica. Por otro lado, en la localidad de Pampa Guadal se encuentran especies bien preservadas, haciendo a esta una de las localidades más prometedoras para el estudio de mamíferos continentales del Neógeno en Chile (De la Cruz y Suárez, 2006; Buldrini, 2017; Bostelmann y Buldrini, 2012). Rubilar y Pérez (2003) y De la Cruz y Suárez (2006) registraron la presencia de bivalvos.

La edad de la Formación Santa Cruz ha sido atribuida al Mioceno Inferior alto basado en su contenido de vertebrados fósiles Santacruceses (Flynn *et al.*, 2002; Bostelmann y Buldrini, 2012; Buldrini, 2017), y en dataciones radiométricas de U-Pb en circones detríticos y tobas de ~18 Ma (Suárez *et al.*, 2015); entre 18,41 y 17,5 Ma (Buldrini, 2017), y 16,2 y 19 Ma (Encinas *et al.*, 2019), realizadas en los sectores de Pampa Guadal y Pampa Castillo. Esta unidad aflora ampliamente en Argentina, tanto en la Cordillera de los Andes como a lo largo de la costa atlántica. También se registran exposiciones al sur de la zona de estudio en Chile, en la localidad de Sierra Baguales (Bostelmann *et al.*, 2013).

Previamente, en Chile había sido denominada Formación Galera por Niemeyer *et al.* (1984), pero esta unidad en su localidad tipo se compone principalmente por gravas fluviales y se correlaciona con la Formación Chaliá en Argentina (De la Cruz *et al.*, 2003).

Su ambiente de sedimentación fue interpretado por Flint *et al.*, (1994) como de un ambiente fluvial con canales arenosos de baja sinuosidad en el techo y llanuras de inundación representadas por limolitas. De la Cruz y Suárez (2006) caracterizaron los canales como de alta sinuosidad de tipo meándrico en la sección basal de Pampa Guadal, lo que implicaría una depositación en baja pendiente, mientras que la sección superior habría sido depositada en un sector de mayor pendiente asociado a un alzamiento al oeste. Además, el registro de bivalvos del tipo *Diplodon sp.*, sugieren un ambiente subacuático continental lacustre (Rubilar y Pérez, 2003). Autores más recientes proponen un ambiente fluvial de ríos meandriformes (Buldrini, 2017; Encinas *et al.*, 2019), basado en aspectos litológicos.

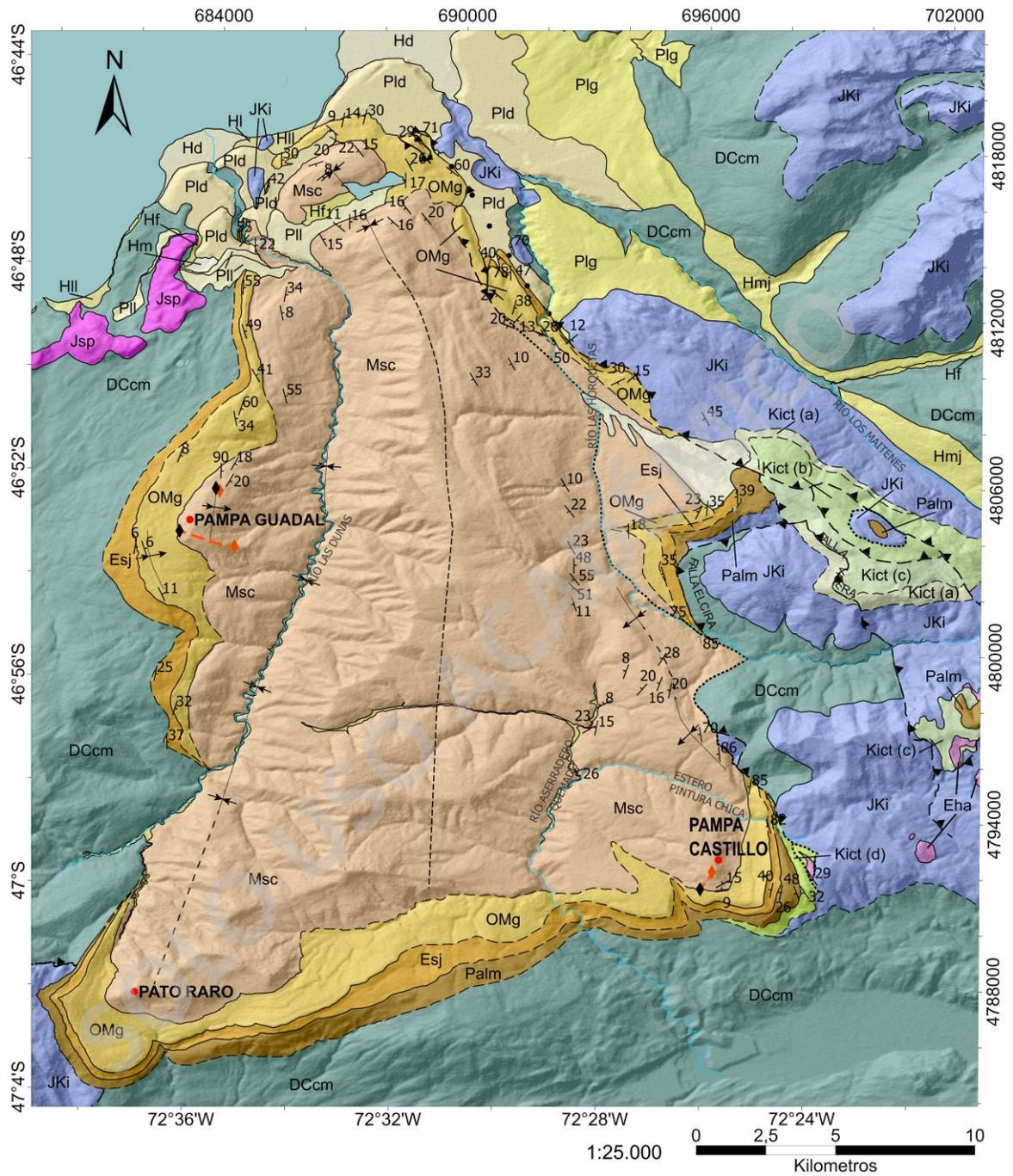


Figura 3: Mapa geológico local de la zona de estudio. Elaborado a partir de De la Cruz y Suárez (2006). Leyenda en la página siguiente.

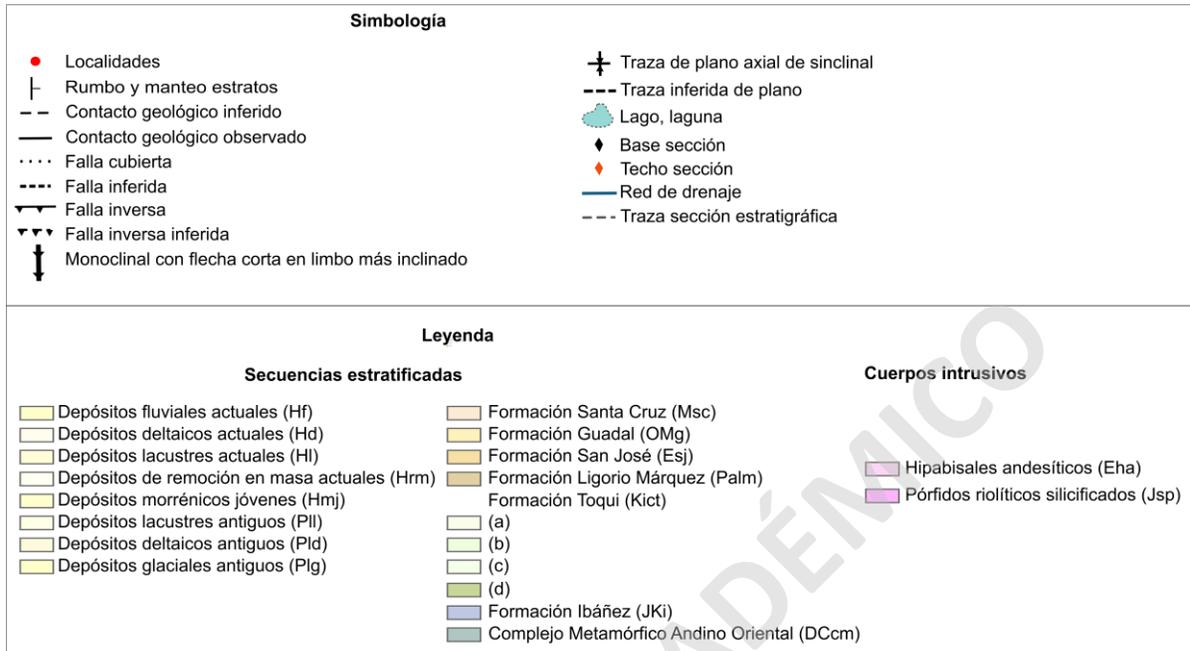


Figura 4: Leyenda y simbología mapa geológico local.

2.2.4. Pleistoceno-Holoceno

Desde el Mioceno superior al Pleistoceno tardío la región ha sufrido glaciaciones de forma intermitente (Singer *et al.*, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006), las que han labrado el paisaje y generado una serie de depósitos glaciales y morrénicos del Pleistoceno al Holoceno (De la Cruz y Suárez, 2006). Estas glaciaciones formaron el Lago General Carrera, que presenta depósitos lacustres y deltaicos, tanto antiguos como modernos. Además, la zona ha presentado a lo largo del Holoceno cursos de agua que han generado depósitos fluviales jóvenes del Holoceno inferior y actuales del Holoceno superior (De la Cruz y Suárez., 2006). También en la zona se presentan en menor medida depósitos eólicos, coluviales y de remociones en masa (De la Cruz y Suárez, 2006).

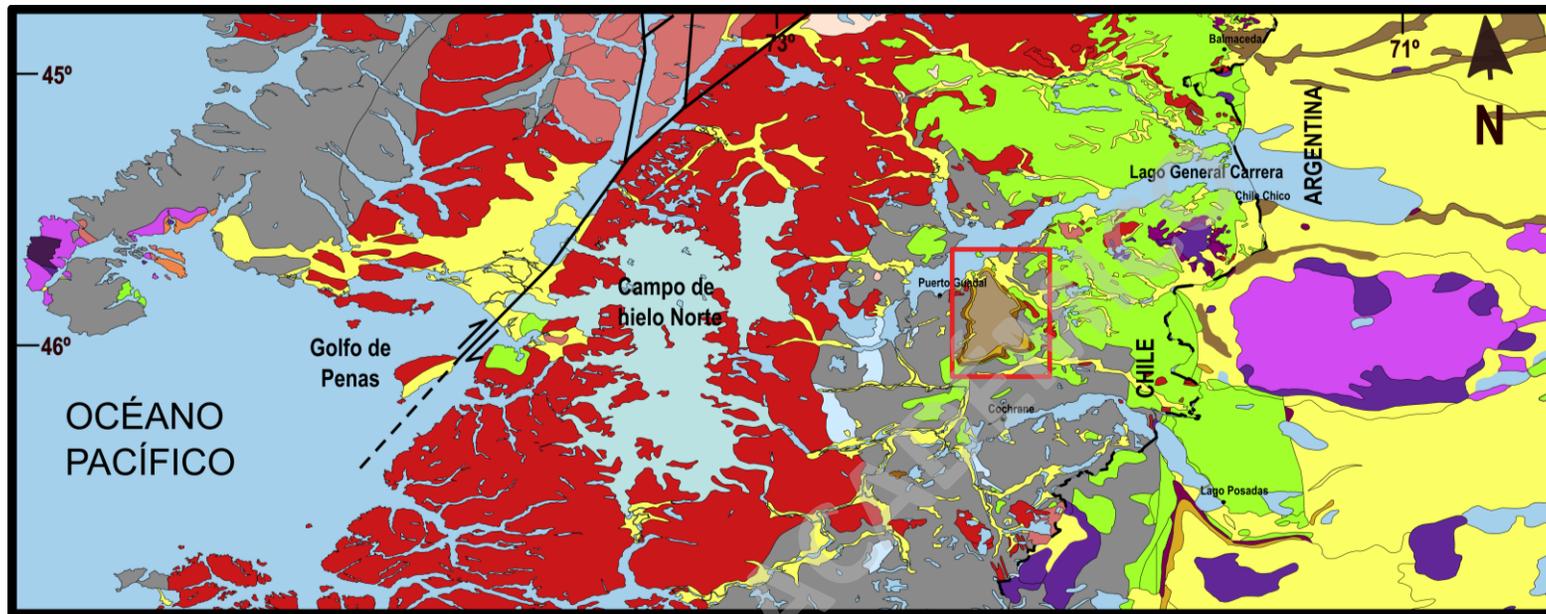


Figura 5: Mapa Geológico regional. Editado de Segemar (1994, 1995), Sernageomin (2003), Ramos y Ghiglione (2008) y Encinas *et al.* (2019). La zona de estudio se enmarca en el recuadro rojo.

2.3. Geología estructural

La configuración morfotectónica de la zona de estudio está controlada directamente por la dinámica de la zona de subducción que se encuentra activa al menos desde el Jurásico (Niemeyer *et al.*, 1984; Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2002). A la latitud de estudio, en los Andes Patagónicos del Sur, se registra la subducción de la Dorsal de Chile, la cual genera el punto triple (PT) de unión de placas (Cande y Leslie, 1986), en donde las placas de Nazca y Antártica subductan bajo la Sudamericana con diferentes tasas y ángulos generando una deformación compleja (Scalabrino *et al.*, 2009).

Las estructuras de primer orden presentes en la zona se pueden dividir en 2, la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Figura 5) y la Faja Plegada y Corrida de la Patagonia (FPCP).

a) Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Diversos autores han discutido el origen de la ZFLO, pero algunos concuerdan en que se debe al efecto de la Dorsal de Chile en la zona (Forsythe y Nelson, 1985; Thomson, 2002; Encinas *et al.*, 2013). Esta estructura presenta una orientación N-S y se extiende por ~1.100 km desde la latitud 38°S en la localidad de Liquiñe hasta los 47° S al sur del PT, y es considerado como un sistema de falla transcurrente dextral (Hervé, 1976; Charrier *et al.*, 2007; Encinas *et al.*, 2019). Además, algunos autores proponen que este sistema de fallas habría acompañado el emplazamiento, enfriamiento y exhumación de los plutones mioceno-pliocenos y que habría servido como canal de ascenso para magmas del Pleistoceno Inferior (Hervé, 1976; Cembrano *et al.*, 1996; Cembrano *et al.*, 2002; Vargas *et al.*, 2013).

b) Faja Plegada y Corrida de la Patagonia: La FPCP corresponde al frente orogénico de la Cordillera Patagónica, con fallas inversas de orientación N-S a E-O y vergencia hacia el este (Charrier *et al.*, 2007; Boetsch, 2014). Este conjunto de fallas se habrían desarrollado entre el Cretácico Superior y el Mioceno superior (Kraemer, 1998; Coutand *et al.*, 1999; D'Orazio *et al.*, 2001; De La Cruz y Suárez, 2008) y habría generado el alzamiento de las sucesiones cretácicas a neógenas sobre el relleno actual de la cuenca de antepaís (De la Cruz y Suárez, 2008).

A nivel local, en la zona oriental de la Meseta de Cosmelli se encuentra un sistema de fallas inversas orientadas norte-sur a noreste-sureste que involucran a rocas del Paleozoico Superior, Jurásico, Cretácico Inferior y Cenozoico. Dentro de estas fallas se destaca la Falla Elcira (Figura 3), inversa con vergencia al oeste y probable rumbo sinistral, que pone en

contacto a rocas paleozoicas del basamento del CMAO y Cretácicas de Formación Toqui con las unidades cenozoicas Ligorio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz (De la Cruz y Suárez, 2006).

En la Meseta Cosmelli se registra un sinclinal controlado por un sistema de fallas con vergencias opuestas y que convergen en su extremo norte, que expone a las unidades sedimentarias cenozoicas. Las fallas orientales de este sistema vergen hacia al oeste, mientras que las de vergencia opuesta describen fallas inversas con presencia de duplexes vergentes al este en rocas de las Formaciones Guadal y San José (Suárez y De la Cruz, 1992; Flint *et al.*, 1994). Al sur de la localidad San José se registra un pliegue de crecimiento que involucra a niveles inferiores de la Formación Santa Cruz, sugiriendo una sedimentación sintectónica (Flint *et al.*, 1994; Lagabriele *et al.*, 2004; Folguera *et al.*, 2018).

En la zona este del sinclinal se observa una zona plegada y fallada en rocas meso-cenozoicas, en donde destaca la Falla Visera (Figura 3) con vergencia al oeste, que sobrepone a rocas de Formación Toqui sobre la Formación Ligorio Márquez. Esta falla representa la inversión de una falla normal (De la Cruz y Suárez, 2006).

Se observan estructuras de sinclinales aislados y discontinuidades estratigráficas en los niveles superiores de la Formación Santa Cruz, provocadas durante un tectonismo compresivo del Mioceno inferior alto. Mediciones en fallas menores y microtectónicas indican compresión noreste-suroeste y NNE-SSO (De la Cruz y Suárez, 2006). Este evento sería el responsable, en parte, de la generación de una faja plegada y corrida desarrollada al sur y este de la Meseta Cosmelli, incluyendo sectores de Argentina (Ramos, 1989; Suárez y De la Cruz, 2000; Suárez *et al.*, 2000).

Además, se registran fallas normales al noreste de Puerto Sánchez de rumbo aproximado E-O que cortan a rocas del CMAO, con un sistema de grábenes en rocas del CMAO rellenadas por la Formación Ibáñez y en menor medida por la Formación Toqui. Al sur de la Meseta Cosmelli, este sistema presenta orientaciones N-S, NE-SO y NO-SE que cortan rocas del CMAO y de Formación Ibáñez (De la Cruz *et al.*, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006). Estas fallas son interpretadas como efectos del evento extensivo del Jurásico (De la Cruz y Suárez, 2006).

2.5. Evolución tectónica de los Andes Patagónicos a la latitud de estudio

La evolución tectónica de los Andes Patagónicos en la zona de estudio desde el Paleozoico al presente se puede resumir en 8 etapas, dando especial énfasis al periodo comprendido entre el Cenozoico Superior hasta la actualidad y a las rocas generadas en este periodo, ya que es en este contexto en donde se depositan las unidades relevantes al estudio y a la estratigrafía local. La evolución cronoestratigráfica está representada en la Figura 6.

- (1) Al menos desde el Mesozoico se registra que el margen occidental de Sudamérica ha estado afectado por la subducción de litosfera oceánica hacia el este (Hervé, 1998; Bell y Suarez, 2000; Charrier *et al.*, 2007) y por la acreción de terrenos durante el ciclo Pre-Andino (Charrier *et al.*, 2007), lo que generaría procesos de deformación y metamorfismo que dieron origen al basamento metamórfico del Carbonífero. Este basamento es denominado Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), ubicado actualmente en la Cordillera Patagónica al este del Batolito Patagónico (Hervé, 1993; De la Cruz *et al.*, 2004).
- (2) Posteriormente, durante el Pérmico se generó importante plutonismo de composición granítica que da origen al Batolito de la Patagonia Central (BPC) (Rapela y Kay, 1988), el cual se ubica en el margen oriental de la Cordillera Patagónica y fue emplazado bajo un ambiente de subducción continuo entre el Jurásico Superior y el Mioceno (Scalabrino *et al.*, 2009).
- (3) Entre el Jurásico Medio a Superior se genera un evento regional extensivo que es atribuido a un alzamiento diapírico del manto que generó sistemas de rift con orientación NNW-SSE controladas por fracturas preexistentes del Permo-Triásico (Kay, 1993; Charrier *et al.*, 2007). Este evento regional fue acompañado con el desarrollo de una serie de cuencas de trasarco marinas y continentales con la misma orientación (De la Cruz *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2007). En el Jurásico Superior, en conjunto con esta extensión se genera un volcanismo félsico derivado de una anatexia cortical que da origen a la Provincia Magmática Chon Aike (PMCA) (Pankhurst *et al.*, 1998), que incluye como su producto más joven a la Formación Ibáñez, expuesta en la zona de estudio (Suarez y De la Cruz, 2001; De la Cruz *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2007).
- (4) En el Cretácico Inferior se genera un régimen extensivo acompañado de un proceso de subsidencia térmica, en conjunto con el emplazamiento del arco en el borde occidental

del continente (De la Cruz *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2007). Esto fue acompañado por el desarrollo de cuencas de trasarco, incluyendo la Cuenca Austral-Magallanes (Bell *et al.*, 1999). Posteriormente, en el Cretácico Superior el régimen tectónico cambia a compresivo posiblemente debido a la apertura definitiva del Océano Atlántico Sur y a un aumento de la tasa de convergencia en el margen de subducción (Dalziel, 1981; Charrier *et al.*, 2017, De la Cruz *et al.*, 2004; Folguera *et al.*, 2018), lo que genera la subducción tipo chilena (Uyeda y Kanamori, 1979). Esta compresión generó el alzamiento y exhumación del arco volcánico junto con parte del CMAO, del BPC y del Grupo Coyhaique, provocando el cierre de las cuencas de trasarco por inversión tectónica (De la Cruz *et al.*, 2004 y 2006; Charrier *et al.*, 2007). Este evento, además, es asociado a la generación de la FPCP y el desarrollo de cuencas de antepaís (Charrier *et al.*, 2007; Scalabrino *et al.*, 2009; Somoza y Ghidella, 2012).

- (5) En el Cenozoico, entre el Paleoceno superior y el Eoceno se acumulan depósitos fluviales debido a la erosión ocurrida en el Cretácico Superior y se genera sedimentación fluvial y un volcanismo básico representado por los Basaltos Inferiores de la Meseta Chile Chico (BIMCC), estos últimos estarían asociados a un evento extensional (De la Cruz *et al.*, 2004 y 2006, Encinas *et al.*, 2019). El origen de los BIMCC ha sido asociado a una extensión generada por la subducción de la dorsal Aluk-Farallón en la fosa chilena y su migración al sur (Ramos y Kay, 1992).
- (6) Posteriormente, entre el Oligoceno Superior y Mioceno Inferior se generan depósitos marinos asociados a la transgresión marina del "Patagoniano" (Leonense), que podría haber sido causado por un nuevo evento extensional que provocó subsidencia local (Cuitiño y Scasso, 2010; Cuitiño *et al.*, 2016; Encinas *et al.*, 2019). Entre el Mioceno Inferior alto a Medio se habría generado compresión y alzamiento de la Cordillera (Suárez y De la Cruz, 2000; Cuitiño *et al.*, 2016; Scalabrino *et al.*, 2010) como producto de un aumento en el acoplamiento tectónico dado por la cercanía de la Dorsal de Chile a la zona de subducción (Scalabrino *et al.*, 2010) y evidenciado por la generación de depósitos fluviales sinorogénicos, pliegues y fallas inversas en la zona oriental de los Andes (Flint *et al.*, 2002; De la Cruz y Suárez, 2000, 2004, 2006).
- (7) El alzamiento de la etapa anterior generó una fase erosiva que conllevó al desarrollo de una rápida peneplanación de la vertiente oriental de la Cordillera seguido por la obducción de la ofiolita de Taitao relacionada a la colisión de una parte de la Dorsal de

Chile al sur de los 53°30'S y al desarrollo de ventanas astenosféricas en el Mioceno Superior (14-15 Ma) (Suárez *et al.*, 2000; Lagabrielle *et al.*, 2000, 2007; Charrier *et al.*, 2007; Scalabrino *et al.*, 2010; Hermann y Brandon, 2015). En este periodo, además, se registra el emplazamiento de basaltos de plateau como los Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico (BSMCC), y finalmente la migración del arco volcánico hacia el este (Scalabrino *et al.*, 2010; Boetsch, 2014).

(8) Finalmente, entre el Plioceno y el Holoceno se registran una serie de glaciaciones (Singer *et al.*, 2004) que han ocupado la cuenca del Lago General Carrera y que en conjunto con la presencia de terrazas alzadas en la zona indicarían que hubo varios descensos del nivel base (De la Cruz *et al.*, 2006). Estos eventos serían los responsables de la topografía actual.

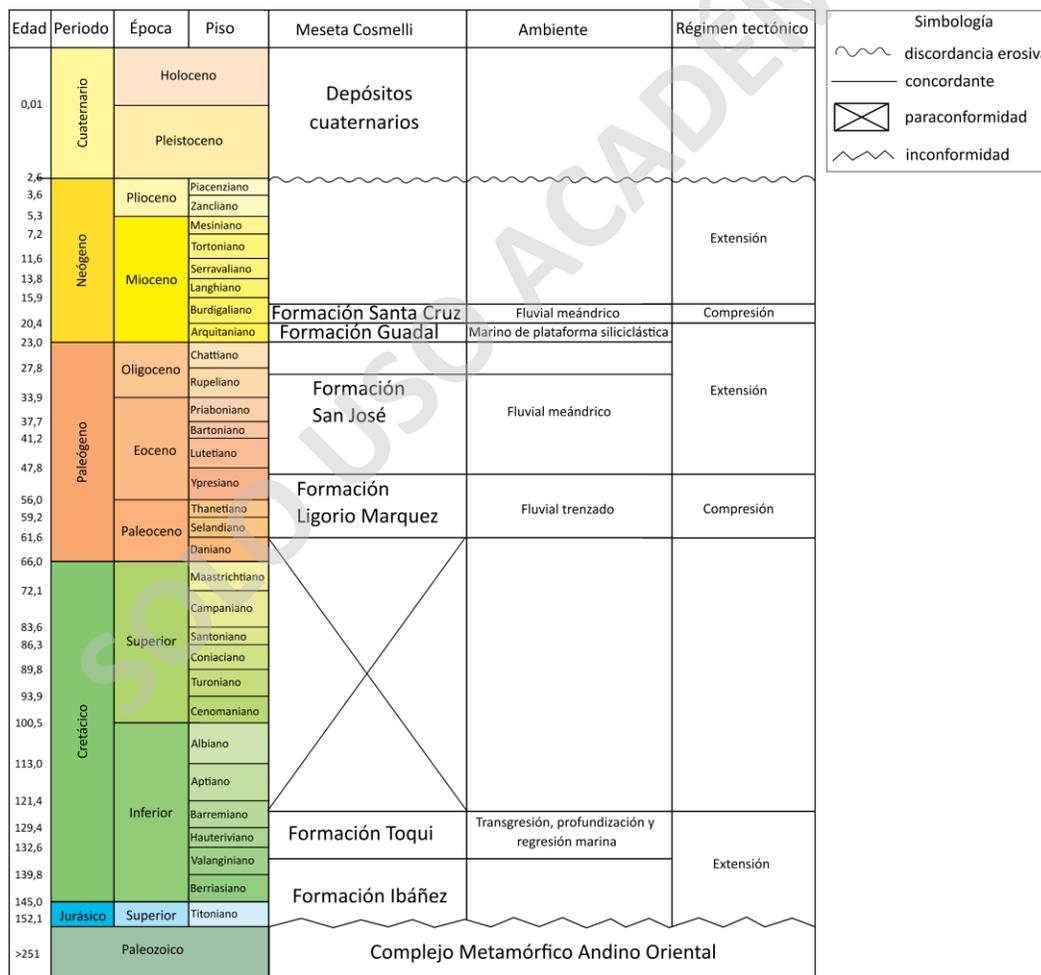


Figura 6: Cuadro cronoestratigráfico resumido de las unidades presentes en la zona de estudio, basado en De la Cruz y Suárez (2006), Duhart *et al.* (2012), Buldrini (2017), Encinas *et al.* (2019), Folguera *et al.* (2019).

Capítulo 3: Marco teórico

3.1. Análisis de proveniencia sedimentaria

El término proveniencia sedimentaria (o procedencia) abarca todos los factores que tienen relación con la generación de los sedimentos y la ubicación de su área fuente (Pettijohn *et al.*, 1987) mediante la caracterización de los rasgos composicionales y texturales del sedimento, con el objetivo de interpretar y reconstruir la historia de este desde la erosión de la roca inicial hasta el enterramiento del detrito (Weltje y Von Eynatten, 2004).

Los estudios de proveniencia son de gran importancia en el área de la petrografía sedimentaria, ya que ayudan a entender e interpretar la paleogeografía, pudiendo incluir interpretaciones respecto al clima, relieve y contexto tectónico de la fuente y su evolución (Boggs, 2009).

Algunos autores a comienzos del siglo XX comenzaron a utilizar un método cuantitativo para estimar la proporción relativa de los minerales, principalmente accesorios, presentes en el sedimento. Desde los años 1950 se introdujo el conteo puntual de minerales en cortes transparentes, con el fin de establecer una medida estadística de la composición de areniscas (Chayes, 1949, 1956; Gale-house, 1971).

Dickinson y Suczek (1979) propusieron mediante triángulos QFL que la composición de las areniscas tiene relación con el contexto tectónico de la cuenca en donde se depositan (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1985, 1988). Esta metodología es denominada método Gazzi-Dickinson y fue discutida por Ingersoll *et al.* (1984).

Los estudios relacionados al análisis de proveniencia sedimentaria se han realizado principalmente en sedimentos tamaño arena, y en menor medida en gravas, ya que la composición de los sedimentos más finos está influenciada por la dinámica de los procesos que ocurren dentro de la cuenca (Dickinson y Suczek, 1979; Ingersoll *et al.*, 1984), y pueden preservar la composición y textura de la roca fuente casi inalterados (Arribas, 2010). Además, su tamaño permite observar una muestra representativa de la roca en un solo corte transparente (Arribas, 2010).

3.2. Conteo modal

El método de conteo modal o modas detríticas se basa en la determinación cuantitativa (cantidad estadística de cada tipo de fragmento lítico) y cualitativa (composición de los fragmentos líticos) de la petrografía de una muestra de arenisca en corte transparente, mediante el uso de un microscopio. Para esto se consideran granos minerales y fragmentos líticos, en donde estos últimos incluyen a partículas con un diámetro mayor a 0,0625 mm (Dickinson, 1970; Decker y Helmold 1984; Ingersoll *et al.*, 1984).

Con este método, el conteo de puntos se realiza mediante la construcción de una malla virtual considerando un eje x e y en el corte transparente, de esta forma se va deslizando la muestra en la platina en intervalos perpendiculares al plano de la laminación (Arribas, 2010). En cada movimiento se contabiliza el mineral o lítico que queda en la intersección del ocular, extrapolando luego estos datos a un porcentaje de representatividad de la roca (Arribas, 2010).

Es importante mencionar que la distancia mínima entre cada punto de conteo debe ser mayor al tamaño medio de grano de la muestra de arenisca y equivalentes entre sí, para evitar repeticiones de conteos (Arribas, 2010). En este método no se contabilizan matriz, cemento, vetillas, intraclastos ni minerales accesorios (Ingersoll *et al.*, 1984; Arribas, 2010).

Existen discusiones entre autores sobre la dependencia del tamaño de grano de las partículas y el resultado del análisis modal, pero el criterio más aceptado es el establecido por Gazzi (1966) y Dickinson (1970) (Arribas, 2010) en el método denominado Gazzi-Dickinson. Este método considera los cristales intersectados dentro de un grano como monominerales y, además, no incluye en el conteo de monominerales a las partículas con un tamaño menor a 0.0625 mm, sino que estas son contabilizadas como fragmentos líticos. De esta forma, este método sobreestima la cantidad de monominerales y subestima la cantidad de fragmentos líticos (Ingersoll *et al.*, 1984).

Otros autores consideran que el análisis de proveniencia debe realizarse para diferentes rangos de tamaño de grano dentro de la muestra, lo que implica que el resultado tendrá dependencia según el tamaño de grano utilizado (Arribas, 2010). Es por esto, que por ejemplo Bangs y Basu (1994) proponen que el método de Gazzi-Dickinson puede utilizarse tomando también en consideración las partículas con fracción más fina que 0,0625 mm.

Es importante considerar que el conteo debe realizarse sin tener en cuenta un orden previo por lo que debe ser de forma totalmente aleatoria, cubriendo de esta forma todo el corte transparente. Además, el número de puntos de conteo tiene relación directa con el cálculo del error en el proceso ya que al tener un número mayor de puntos contabilizados se tendrá mayor precisión de los datos obtenidos (Arribas, 2010). Según el ábaco de la Figura 7 de Van Der Plas y Tobi (1965), con un conteo de 400 puntos se obtiene un error máximo de 5%, logrando con esto la representación de los componentes detríticos de una arenisca.

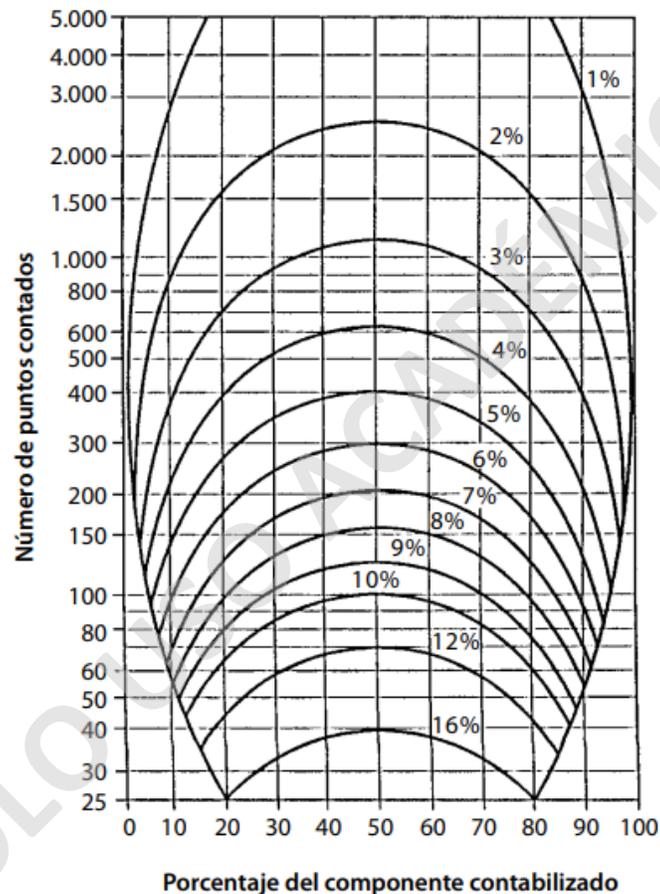


Figura 7: Ábaco para el cálculo del error en el conteo de puntos, según el número de puntos contados y porcentaje del componente detrítico contabilizado. Modificado de Van der Plas y Tobi (1965).

Los parámetros del conteo, parámetros recalculados y su simbología se ilustran en la Tabla 1.

Tabla 1: Parámetros y abreviaturas a utilizar para los granos contabilizados. Modificado de Ingersoll *et al.* (1984).

Parámetro	Parámetro recalculado
Qp = cuarzo policristalino	$Q = Q_m + Q_p$
Qm = cuarzo monocristalino	$F = P + K$
K = feldespato potásico	$L = L_v + L_m + L_s + L_p$
P = plagioclasa	$L_{vm} = L_v + xL_m$ (x en rango entre 0 y 1, usualmente 0)
Lv = líticos volcánicos-hipabisales	$L_{sm} = L_s + (1 - x)L_m$ (Lsm usualmente equivale a $L_s + L_m$ operacionalmente)
Ls = líticos sedimentarios	Esqueleto = $Q + F + L + M + D + \text{Indif.}$
Lp = líticos plutónicos	$QFL\%Q = 100Q / (Q + F + L)$
Lm = líticos metamórficos	$QFL\%F = 100F / (Q + F + L)$
M = filosilicatos	$QFL\%L = 100L / (Q + F + L)$
D = minerales densos	Esqueleto%M = $100M / \text{Esqueleto}$
Indif. = indiferenciado	Esqueleto%D = $100D / \text{Esqueleto}$
	$L_m L_v L_s \% L_m = 100L_m / (L - L_p)$
	$L_m L_v L_s \% L_v = 100L_v / (L - L_p)$
	$L_m L_v L_s \% L_s = 100L_s / (L - L_p)$
	$Q_p L_v L_{sm} \% Q_p = 100Q_p / (L - L_p + Q_p)$
	$Q_p L_v L_{sm} \% L_{vm} = 100L_{vm} / (L - L_p + Q_p)$
	$Q_p L_v L_{sm} \% L_{sm} = 100L_{sm} / (L - L_p + Q_p)$

3.3. Ambiente tectónico de proveniencia

Según las clasificaciones realizadas por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1983) se pueden distinguir distintos campos para la discriminación de ambiente tectónico de proveniencia a partir de sus diagramas ternarios, estos se dividen en 3 grandes grupos: bloque continental, arco magmático y orógeno reciclado, los que se pueden observar en las Figura 8.

a) Bloque continental: la fuente de los sedimentos proviene de escudos, plataformas continentales o bloques del basamento alzado (Dickinson y Suczek, 1979). Este campo se subdivide en Cratón interior (o estable), Continental transicional y Basamento alzado. Las areniscas derivadas de cratón interior son típicamente cuarcíferas, como cuarzoarenitas y ortocuarzitas (Tabla 2), con un contenido menor de feldespatos. En estos casos, un alto contenido de cuarzo y alta relación F_k/P_g reflejan un detrito maduro con una alta meteorización y un largo periodo de transporte en cratones de relieve bajo. Los sedimentos derivados de este ambiente tectónico se depositan en cuencas interiores, cuencas de antepaís, llanuras abisales, en plataformas, taludes, en

márgenes continentales de rift y en ambiente marino profundo. Las areniscas provenientes de bloques de basamento alzado se depositan sin mucho transporte en cuencas cercanas, y son típicamente cuarzo-feldespáticas y arcosas (Tabla 2) que reflejan una alta erosión dada por el alto relieve. Areniscas con más contenido de líticos, como litarenitas, derivan de una cubierta parcial de rocas sedimentarias y metamórficas que cubren a estos bloques de granitos y gneises del basamento alzado (Dickinson y Suczek, 1979).

- b) Arco magmático:** en este campo la fuente de los sedimentos proviene de un arco orogénico activo que se puede ubicar en arcos de islas o en un margen continental activo (Dickinson y Suczek, 2010). Este se divide en 3, Arco disectado, Arco transicional y Arco no disectado. Las areniscas provenientes de una fuente de arco disectado están asociadas a la erosión de orógenos maduros con raíces expuestas de rocas plutónicas, que pueden incluir en ocasiones líticos no volcánicos de rocas metamórficas y sedimentarias. Este tipo de arenas serán ricas en cuarzo y feldespato, presentarán un menor contenido de líticos de origen volcánico y se situarán cercanas al centro del triángulo QFL de la Figura 8. Los arcos no disectados corresponden a arcos volcánicos jóvenes con una cobertura casi continua de rocas volcánicas con erosión sólo limitada. Los detritos de esta fuente se depositan en cuencas de trasarco, de antearco e intrarco. Las areniscas son litarenitas (Tabla 2) con un alto contenido de fragmentos líticos de origen volcánico, granos de feldespatos y plagioclasas y algunas con contenido menor de cuarzo de origen volcánico (monocristalino) (Dickinson y Suczek, 1979).
- c) Orógeno reciclado:** la fuente de los sedimentos en este campo proviene de zonas deformadas y alzadas en zonas de subducción, a lo largo de orógeno de colisión o al interior de fajas plegadas y corridas de antepaís (Dickinson y Suczek, 1979). Este se puede dividir en 3 campos, Reciclado cuarzoso, Reciclado transicional y Reciclado lítico. Dickinson y Suczek (1979) dividen estos 3 campos según el origen del orógeno reciclado, en donde atribuyen a las areniscas con un contenido alto de chert que supere la razón cuarzo- feldespato (Reciclado cuarzoso, Tabla 2) a los orógenos formados por complejos de subducción alzados con detritos de sedimentos oceánicos y volcánicos, pudiendo incluir material ofiolítico deformado, rocas metamórficas como esquistos verdes, chert, argilitas, grauvacas y algunas calizas que forman parte del melange o del cabalgamiento dentro de la zona de subducción. Las areniscas con un contenido intermedio de cuarzo, alta relación cuarzo-feldespatos y alto de líticos

(Reciclado lítico, Tabla 2 de origen sedimentario o metasedimentario son provenientes de orógenos de colisión que generan cabalgamientos y pueden incluir en menor medida rocas de origen plutónico o volcánico involucrados en la colisión e incluso una porción de melanges ofiolíticos. Otra fuente de orógenos reciclados es el alzamiento del antepaís, en donde las areniscas serán de un contenido moderado-alto de cuarzo y muy bajo de feldespatos (Reciclado transicional, Tabla 2), pudiendo también contener una variedad de sedimentos de rocas siliciclásticas, carbonatadas, metasedimentarias, plutónicas y volcánicas que pueden derivar en una variedad de tipos de areniscas (Dickinson y Suczek, 1979).

Tabla 2: Principales tipos de proveniencia y aspectos composicionales de areniscas. Modificado de Dickinson (1985).

Tipo de proveniencia	Ambiente tectónico	Composición de areniscas
Cratón estable	Plataforma estable o continental interior	Areniscas cuarcíferas (ricas en Q) con altos valores de Q_m/Q_p y F_k/P_g
Basamento alzado	Borde de rift o alzamiento por fallas transformantes	Areniscas cuarzo-feldespáticas (alto Q y F) y bajo contenido de L, con valores de Q_m/F y F_k/P_g similares a oca original
Arco magmático	Arco de isla o arco continental activo	Areniscas volcanoclásticas y feldespato-líticas (alto F) con valores altos de P_g/F_k y L_v/L_s . Areniscas cuarzo-feldespáticas (alto Q_m y F) si hay rocas plutónicas expuestas
Orógeno reciclado	Complejos de subducción alzados, Orógenos de colisión o fajas plegadas y corridas	Areniscas cuarzo-líticas (alto Q y L) con bajos valores de F y L_v y razones variables de Q_m/Q_p y Q_p/L_s

Weltje (2006) evaluó estadísticamente el modelo de Dickinson (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson 1982, 1985; Dickinson *et al.*, 1983), concluyendo que al realizar esta metodología y clasificar la proveniencia de las rocas existe un porcentaje de éxito entre 64% a 78% que varía según el diagrama ternario utilizado (de la Figura 8), en donde las fuentes de incertidumbre podrían estar asociadas al tratamiento previo de los datos que utilizaron Dickinson y Suczek (1979) o a las convenciones que tomaron al momento del conteo de puntos.

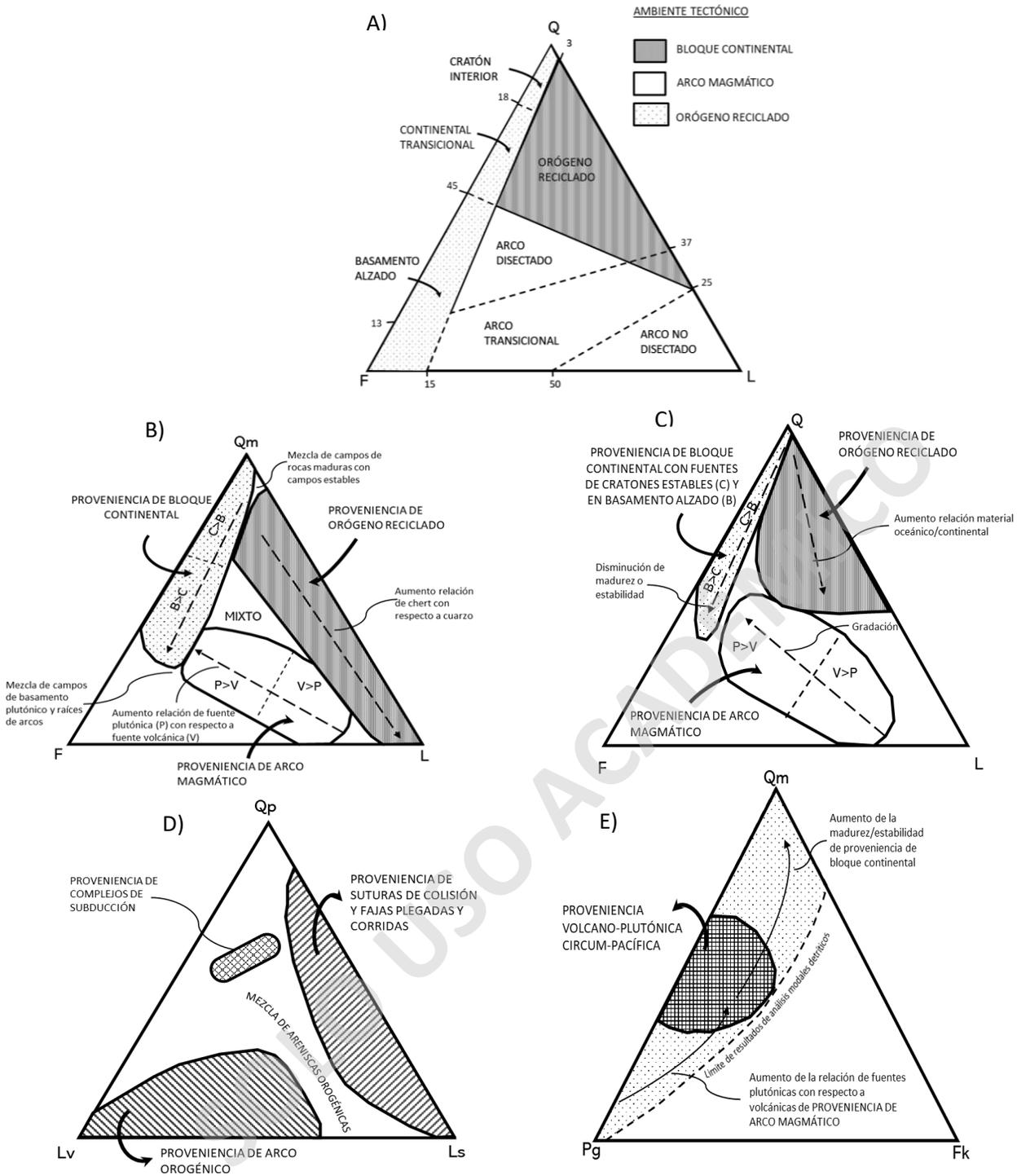


Figura 8: Diagramas ternarios de la distribución de los principales fuentes de proveniencia a partir de los conteos modales realizados por Dickinson (1979). A) Diagrama ternario para los campos de clasificación de proveniencia. Modificado de Dickinson *et al.*, (1983); B) Diagrama QmFLt que muestra la variación de cuarzo monocristalino en relación con el aumento de chert; C) Diagrama QFL que muestra las fuentes para las variaciones de cuarzo total con relación a la madurez; D) Diagrama QpLvLs que muestra los tipos de proveniencia para fragmentos líticos volcánicos y sedimentarios en relación al contenido de cuarzo policristalino; E) Diagrama QmPK que muestra las proveniencias para las relaciones entre cuarzo monocristalino, plagioclasa y feldespato potásico. Qp: cuarzo policristalino; Qm: cuarzo monocristalino; Q: cuarzo total; L: líticos totales; Lv: líticos volcánicos; Ls: líticos sedimentarios; F: Feldespato potásico+plagioclasa; Fk: feldespato potásico; Pg: plagioclasa. Modificado de Dickinson (1985).

Capítulo 4: Estratigrafía

Se levantaron 4 secciones estratigráficas en la zona de la Meseta Cosmelli, 3 en la zona de Pampa Guadal al oeste del Río Las Dunas (Figura 9), en donde se incluye una sección de Ugalde *et al.* (2015) denominada sección Guadal centro, y 1 en Pampa Castillo (Figura 9), entre el Estero Pintura Chico y el Río Aserradero Quemado. Estas secciones comprenden afloramientos de la Formación Santa Cruz y son denominadas informalmente como: sección Pampa Castillo; sección Guadal Sur y sección Guadal Norte; para facilitar su ubicación geográfica a lo largo de la Meseta (Figura 9). En la Tabla 3 se exponen las potencias y ubicaciones de base y techo de las secciones. La Figura 10 presenta la simbología y leyenda unificada para todas las secciones estratigráficas.

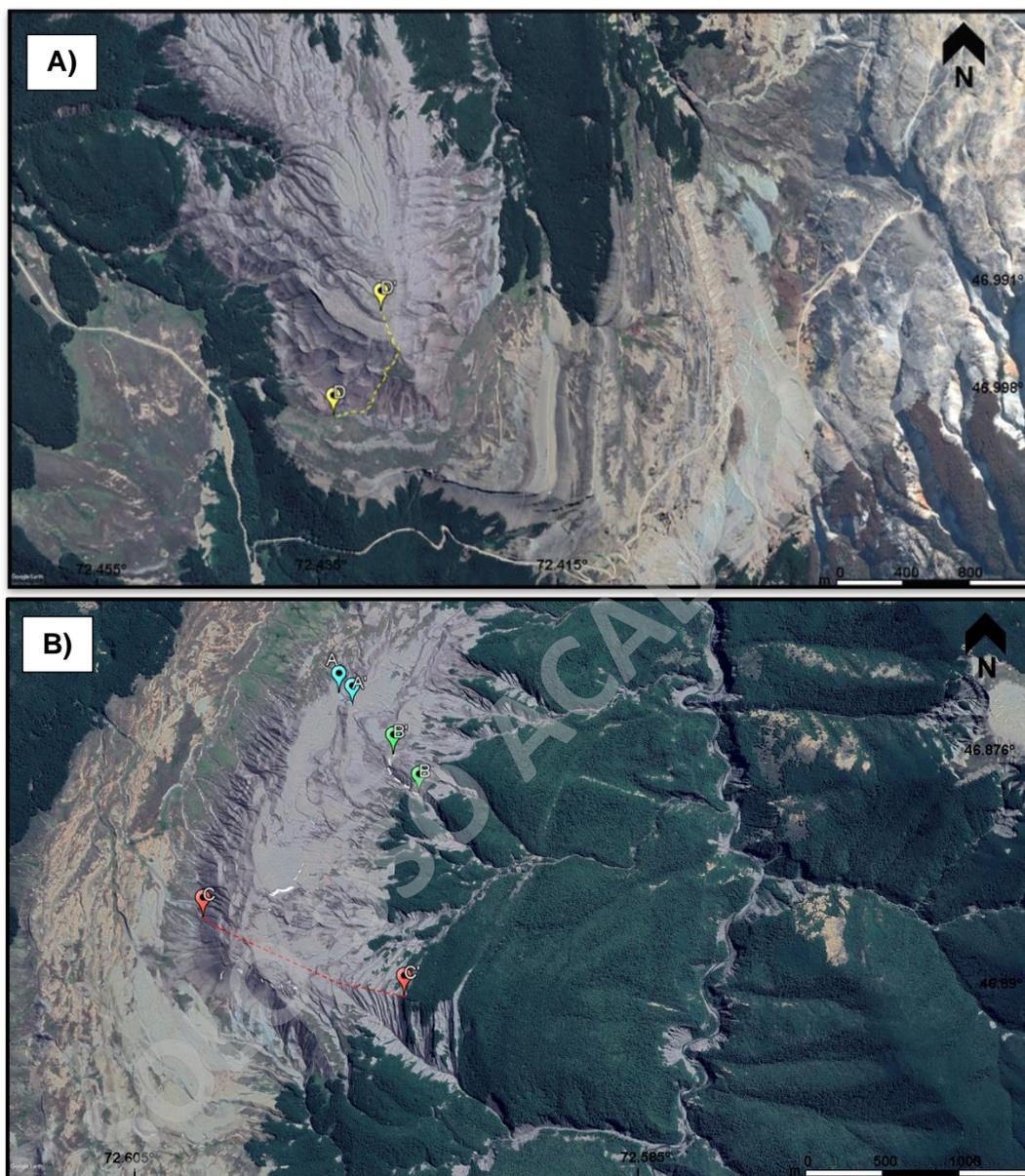
Tabla 3: Potencia y ubicación de base y techo de las secciones realizadas. Los datos GPS corresponden a grados decimales DATUM WGS1984.

Secciones		GPS	
Localidad	Potencia (m)	Inicio	Fin
Pampa Castillo	254,45	46.99877 / 72.43686	46.99353 / 72.93059
Guadal Norte	34,85	46.87222 / 72.59226	46.87303 / 72.59103
Guadal Sur	240,03	46.88620/ 72.60373	46.89089 / 72.98584
Guadal centro Ugalde <i>et al.</i> (2015)	75	46.878611/72.584889	46.876133/72.587250

La sección Pampa Castillo fue realizada de forma continua desde su base a techo, resultando en un total de 254,45 m de espesor (Figuras 11 y 12). La sección Guadal Sur posee 245,73 m de potencia (Figuras 13 y 14) formada por la unión de dos secciones de menor tamaño, separadas por un sector mesetiforme dentro del área de estudio. Por último, la sección Guadal Norte fue realizada de forma continua y posee 34,8 m de espesor (Figura 15).

Las secciones presentan atributos litológicas similares, caracterizadas por una sucesión compuesta mayoritariamente por areniscas color burdeo, café y violeta y limolitas de colores similares variando a tonalidades más grisáceas, con niveles conglomerádicos arenosos subordinados en tonos verdosos y grises.

A continuación, se describen en detalle los atributos de cada sección, de este a oeste según su ubicación.



SIMBOLOGÍA			
	Inicio sección Guadal Norte		Inicio sección Guadal Sur
	Fin sección Guadal Norte		Fin sección Guadal Sur
	Inicio sección Guadal Centro Ugalde <i>et al.</i> (2015)		Inicio sección Pampa Castillo
	Fin sección Guadal Centro Ugalde <i>et al.</i> (2015)		Fin sección Pampa Castillo

Figura 9: Ubicación de las secciones estratigráficas realizadas en la zona de Meseta Cosmelli, A) secciones en Pampa Castillo y B) secciones en Pampa Guadal, con su respectiva simbología. La línea punteada indica la traza seguida en las secciones.

Litologías	Estructuras	Contactos
 Conglomerado matriz-soportado	 Estratificación paralela	 Nítido o neto
 Arenisca	 Ondulitas	 Erosivo
 Limolita	 Estratificación cruzada en artesa	 Transicional
 Cubierto	 Concreciones con CaCo ₂	 Cubierto?
 Arcillolita	 Intraclastos de limolita	Otros  Muestra geológica
 Toba	 Lentes	 Ubicación toba
	Fósiles/Trazas fósiles	 Posible ubicación toba
	 Fragmentos de mamíferos indeterminados en superficie	mf Arena muy fina
	 Propalaeohoplophorinae sp.	f Arena fina
	 Nesodon sp.	m Arena media
	 Troncos	g Arena gruesa
	 Protypotherium sp.	mg Arena muy gruesa
	 Neoreomys sp.	 Asociación de facies 1
	 Adinotherium sp.	 Asociación de facies 2
	 Hegetotherium sp.	
	 Astrapotherium sp.	
	 Pátinas de FeOx	
	 Motas de FeOx	
	 Rizolitos	

Figura 10: Simbología unificada de las secciones estratigráficas. Las siluetas de mamíferos fósiles fueron facilitadas por Karina Buldrini.

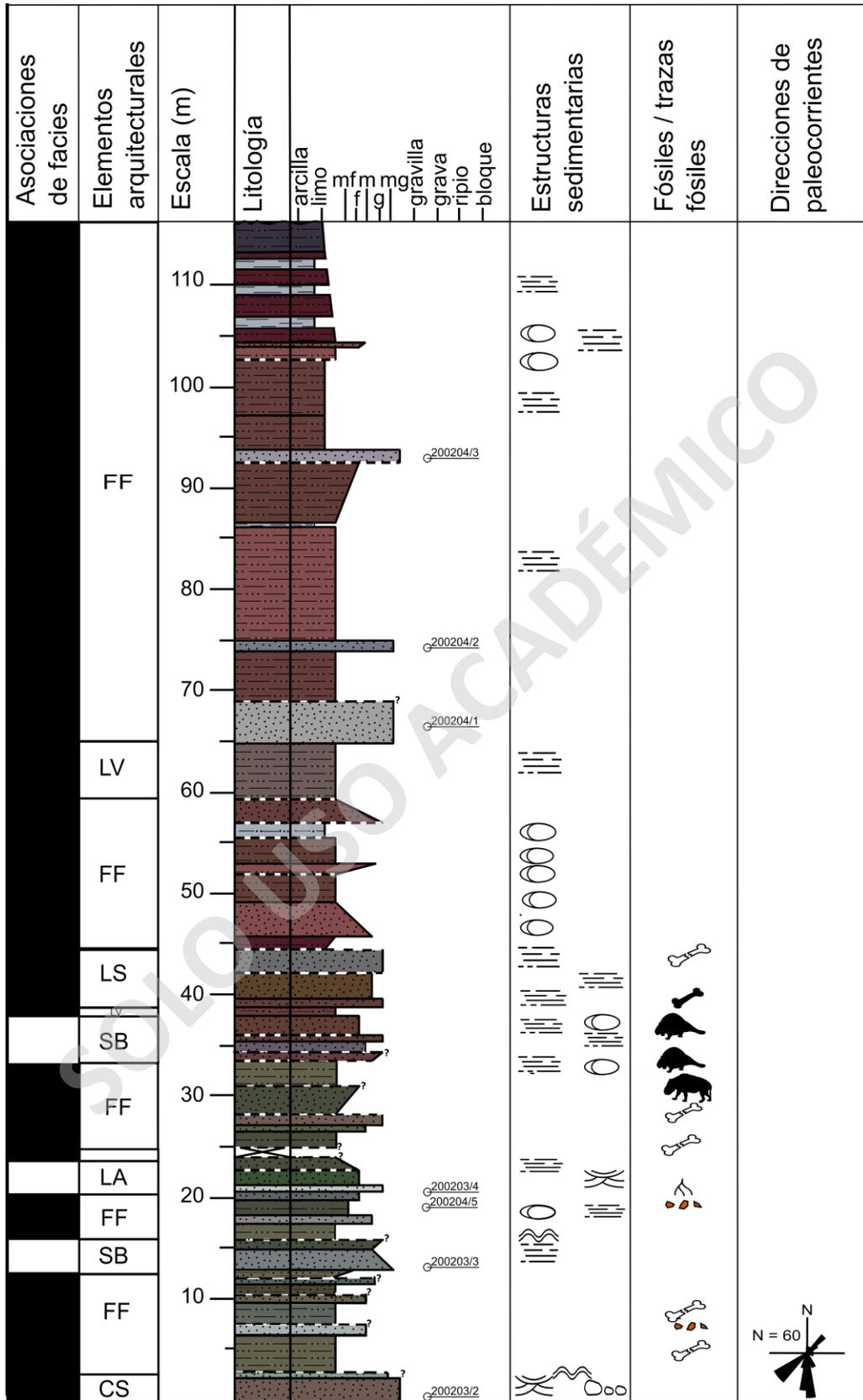


Figura 11: Columna estratigráfica de los primeros 112,95 m de la sección Pampa Castillo, a una escala 1:500.

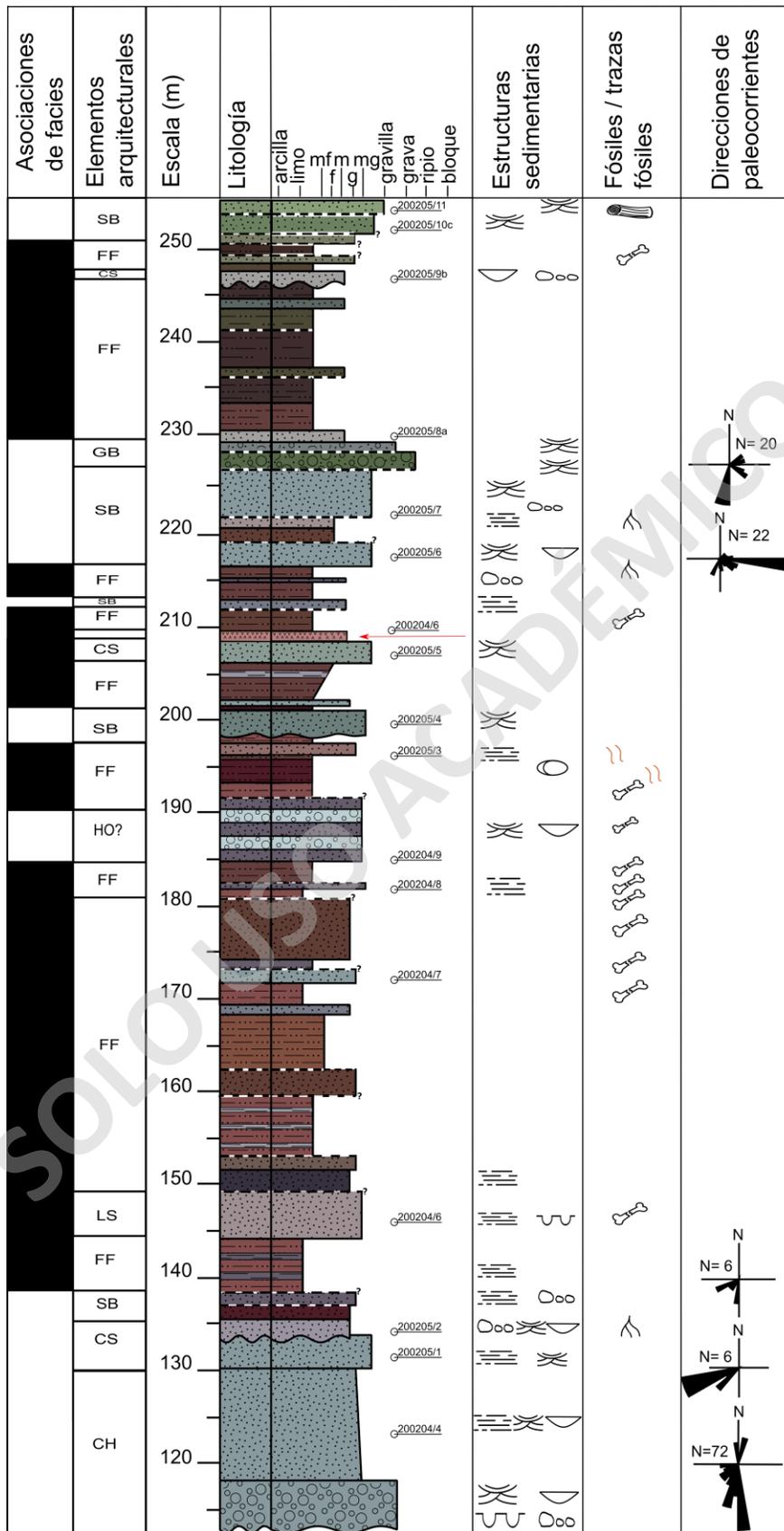


Figura 12: Columna estratigráfica de los 141,5 m superiores de la sección Pampa Castillo a una escala de 1:500.

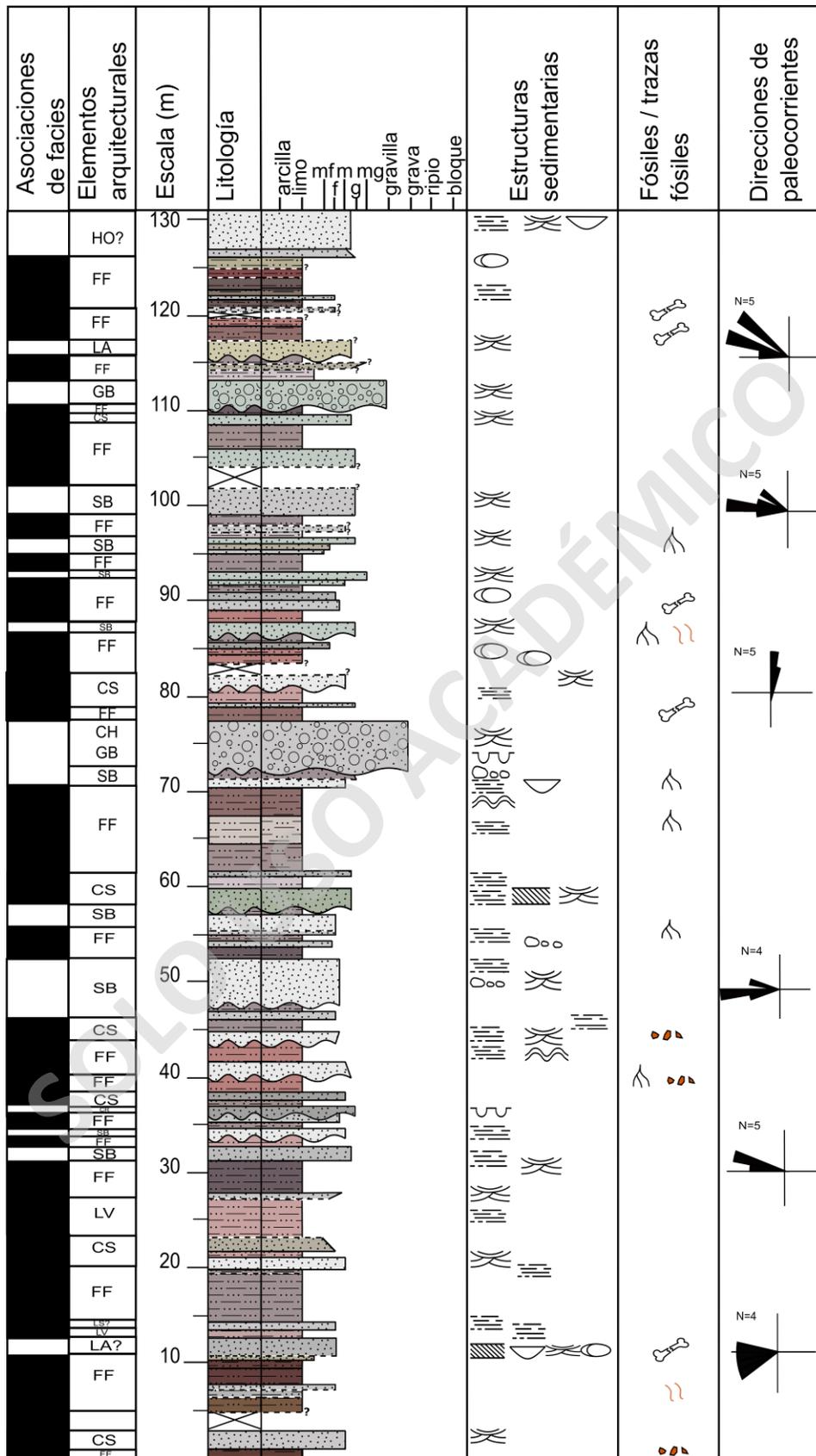


Figura 13: Columna estratigráfica de los 131,9 m inferiores de la sección Guadal Sur , a una escala 1:500.

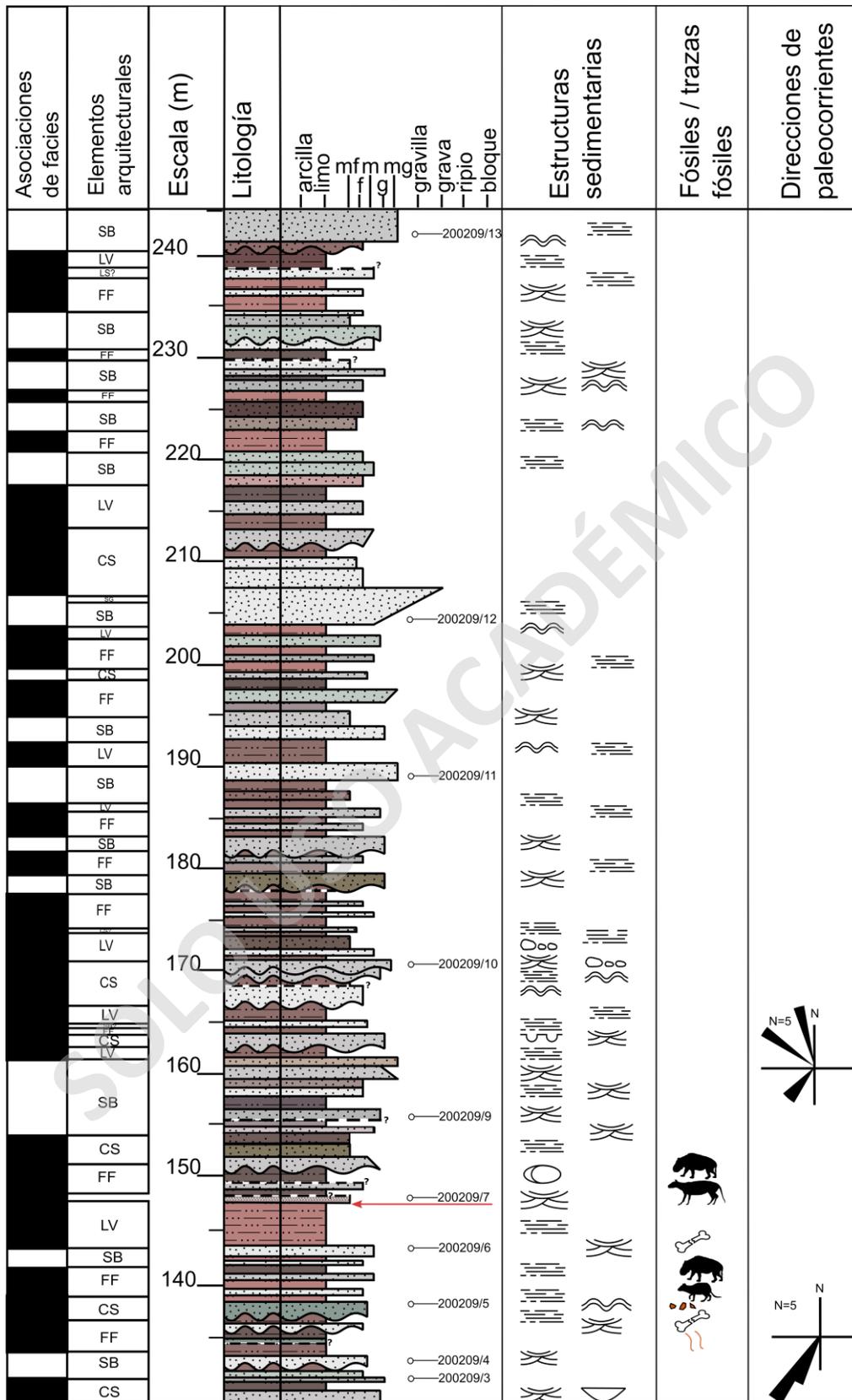


Figura 14: Columna estratigráfica de los 113,8 m superiores de la sección Guadal Sur, a una escala 1:500.

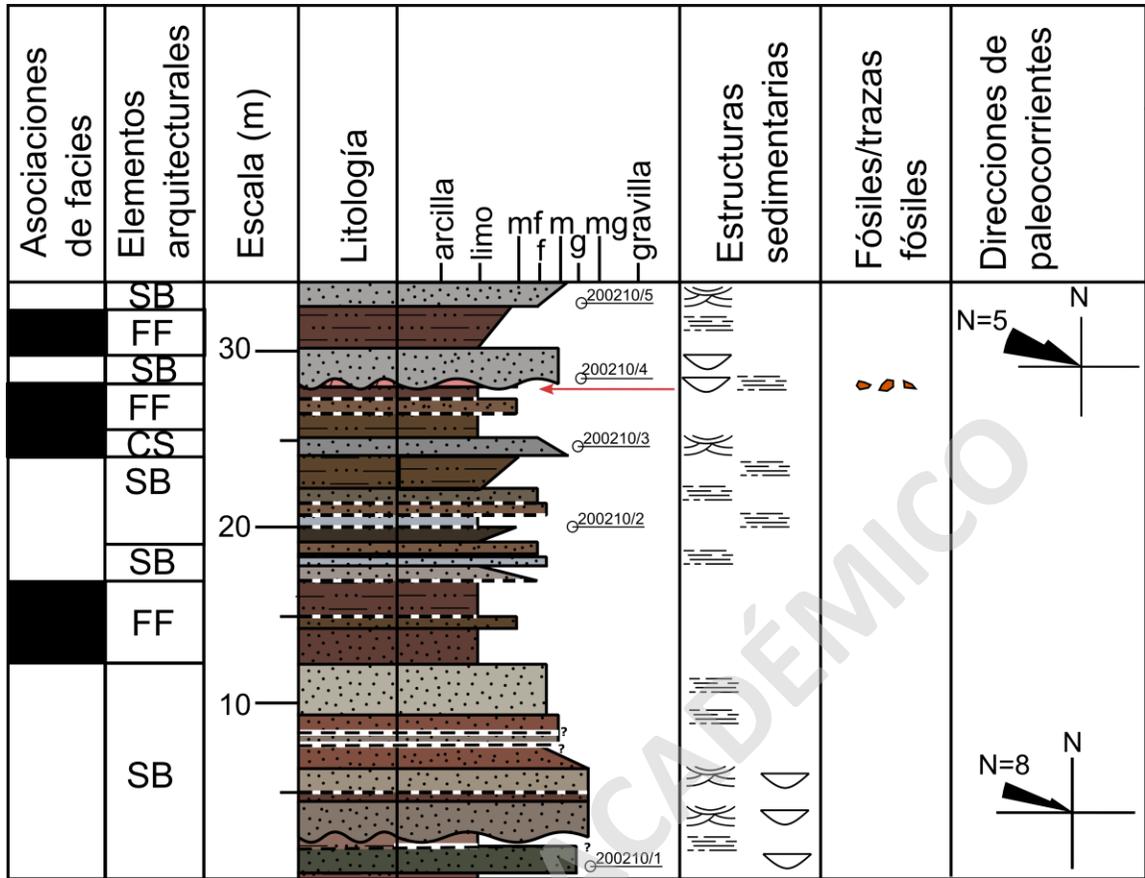


Figura 15: Columna estratigráfica de escala 1:500 de la sección Guadal Norte. Figura ampliada en un 150%.

4.1. Sección Pampa Castillo

Esta sección aflora entre el río Aserradero Quemado y el estero Pintura Chica (Figura 9). La ubicación de la base y techo se expone en la tabla 3. La sección se encuentra en contacto basal transicional con la Formación Guadal y su techo corresponde a la actual superficie de erosión. Dada la potencia de esta, se dividió en 2 partes para facilitar su visualización (Figuras 11 y 12 respectivamente).

La composición de los gráficos de torta (Figuras 17, 18, 24 y 25) corresponde a las descripciones petrográficas de láminas delgadas. La fracción de Lt agrupa a líticos totales, y de Fds tanto a feldespatos potásicos como plagioclasas.

a) Parte inferior

En las figuras 17 y 18 se exponen las columnas estratigráficas de detalle, a una escala de 1:200 de la parte superior de esta sección. Basalmente se compone por 2,7 m de areniscas gruesas a muy gruesas, polimícticas y de selección buena a mala. La sucesión presenta estructuras como estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo, intraclastos de limolita y ondulitas simétricas de baja longitud de onda.

Los siguientes 9,9 m corresponden a una intercalación de limolitas y areniscas de granulometría entre arena muy fina a media en tonos verdosos (10Y 6/2, 10GY 3/2, 10R 4/2, 10G 6/2 y 10Y 4/2). Esta porción se presenta con niveles en su mayoría macizos, aunque aisladamente se observan motas ferruginosas en limolitas y abundantes fragmentos de mamíferos fósiles en superficie.

A continuación, entre los 12,6 y 33,3 m se presenta una intercalación entre limolitas y areniscas en tonos verdosos (5B 5/1, 5GY3/2, 5G 3/2, 5G 4/1, 10GY 4/4, 10Y 4/2, 8G 8/1, N5, 10GY 3/2), con granulometrías variables entre arena fina a gruesa, de potencias entre 0,6 y 2 m. Algunos contactos basales en limolitas se encuentran cubiertos y destaca un aumento en sus espesores desde los 30 m (Figura 17) presentándose mayores a 2m y la presencia de concreciones subesféricas, rizohalos decolorados (Figura 16b) y motas ferruginosas en granulometrías finas. Se observan estructuras como laminación paralela y ondulosa, estratificación cruzada en artesa y gradación normal e inversa.

Desde los 33,3 m se observa un notorio cambio de coloración hacia tonos burdeos y cafés (5R 3/4, 10R 3/4, 5P 4/2, 5R 4/6, 10R 3/4, 5YR 3/4), en donde hasta los 42 m se presenta

una sucesión de areniscas variables entre arena media y gruesa con un nivel aislado de limolita maciza en la porción media. En esta parte destaca la presencia de mamíferos fósiles *in situ* hacia la base de *Nesodon* sp. y *Propalaeohoplophorinae* indet. y fragmentos en superficie de mamíferos hacia el techo (Figura 17), ambos en niveles de granulometrías finas. Las areniscas se encuentran estratificadas paralelamente y con presencia de concreciones botroidales concentradas de forma horizontal (Figura 16c).

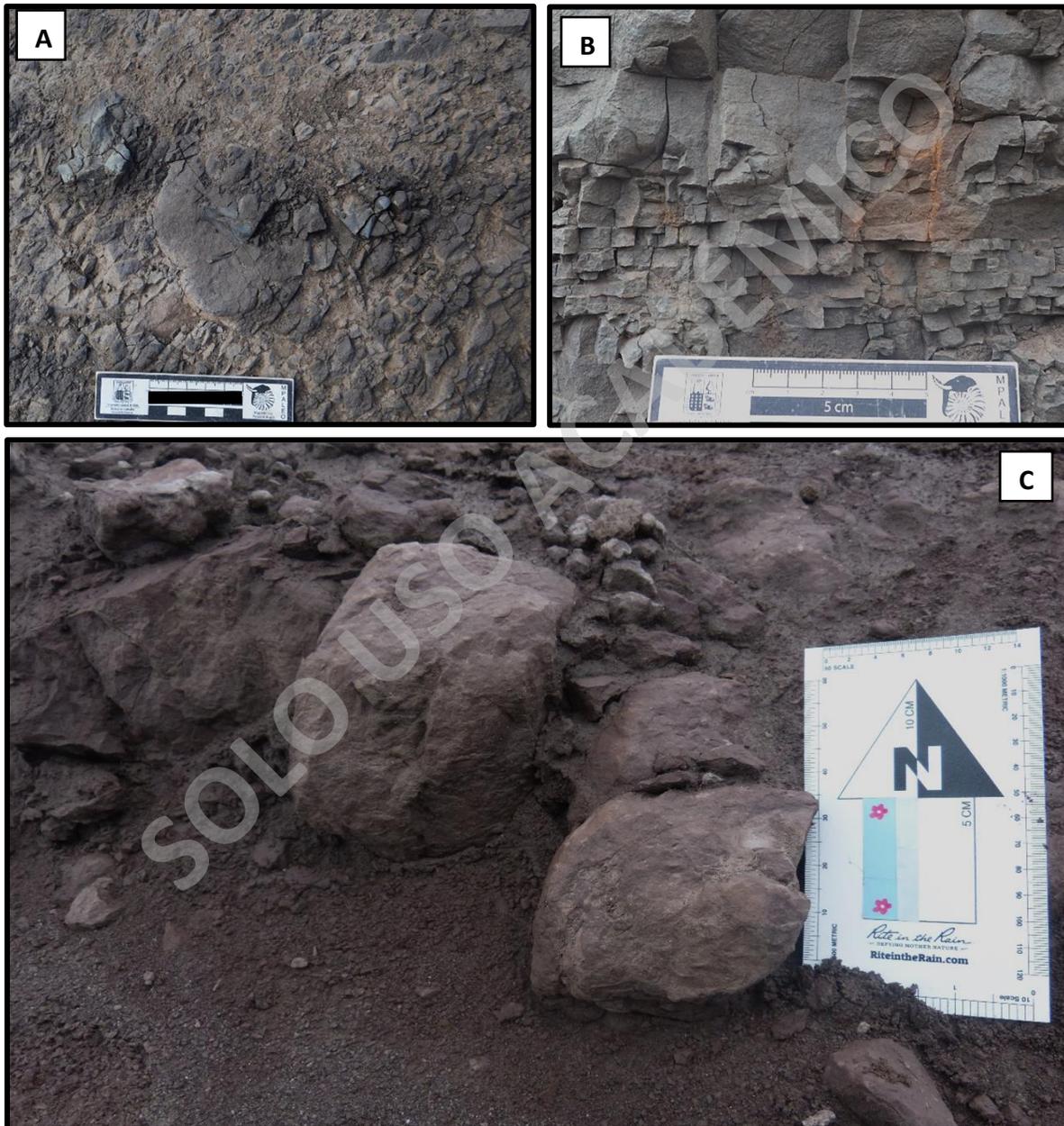


Figura 16: Imágenes de la parte inferior de la sección Pampa Castillo A) Fragmentos fósiles de cráneo de mamífero indeterminado en estrato de limolitas. El rectángulo negro mide 5 cm; B) Rizohalos decolorados anaranjados verticales (bordes marcados en amarillo); C) Concreciones botroidales de hasta 20 cm con cemento carbonático en capas de limolitas.

Entre los 42 y 55,6 m se observa una intercalación de areniscas de granulometrías entre arena fina a gruesa y limolitas de espesores similares. Las areniscas presentan gradación normal e inversa hacia granulometrías tamaño limo, mientras que distribuidas en granulometrías finas se registran concreciones, tanto esféricas como botroidales, con cemento carbonático.

Los 57,45 m superiores se componen principalmente de limolitas de potencias variables entre 1,2 y 11,2 m, que a partir de los 100 m (Figura 18) comienzan a disminuir en espesor. Estas limolitas se encuentran intercaladas en la porción inferior y media con areniscas de grano medio a grueso, mientras que, hacia el techo con arcillolitas, ambas macizas. Basalmente se observa una gradación normal entre arena fina y limolita, sumado a estructuras sedimentarias de laminación paralela y concreciones botroidales en limolitas.

SOLO USO ACADÉMICO

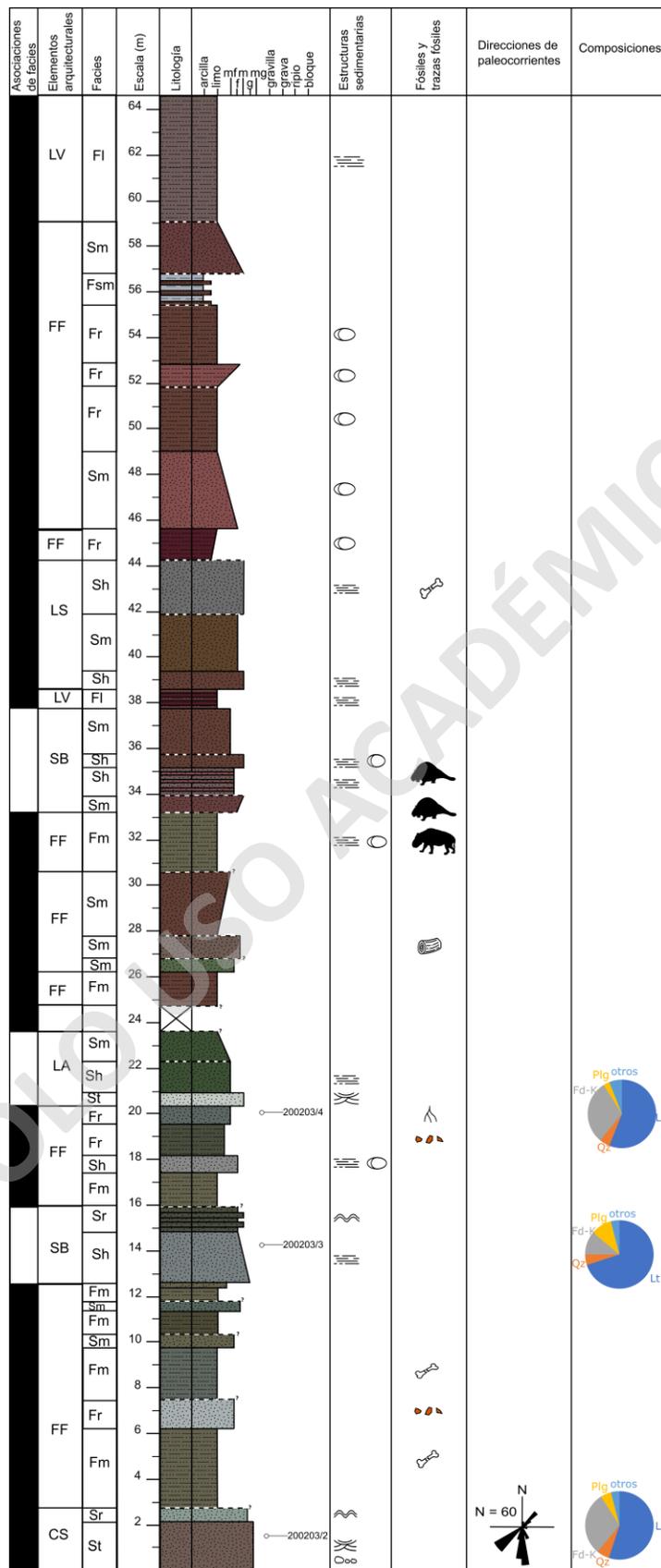


Figura 17: Columna estratigráfica de los primeros 64,4 m de la sección Pampa Castillo, a una escala de 1:200.

b) Parte superior

En las figuras 24 y 25 se exponen las columnas estratigráficas de detalle, a una escala de 1:200 de la parte superior de esta sección. Su base se compone de 22 m de una secuencia de paraconglomerados arenosos y areniscas de granulometrías medias a muy gruesas (Figura 19 a y b). La porción conglomerádica presenta mala selección, con fragmentos líticos polimícticos redondeados a subredondeados, de esfericidad media a baja con predominancia de líticos volcánicos y subordinadamente de rocas sedimentarias. Además, presenta lentes de ortoconglomerados arenosos con estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo y en la base de los conglomerados se observa una estructura de carga hacia niveles inferiores de granulometría muy fina. La porción arenosa presenta estructuras como intraclastos de limolita hacia las bases, estratificación paralela y cruzada en artesa de bajo ángulo, lentes de menor granulometría y contactos erosivos con formas canaliformes.

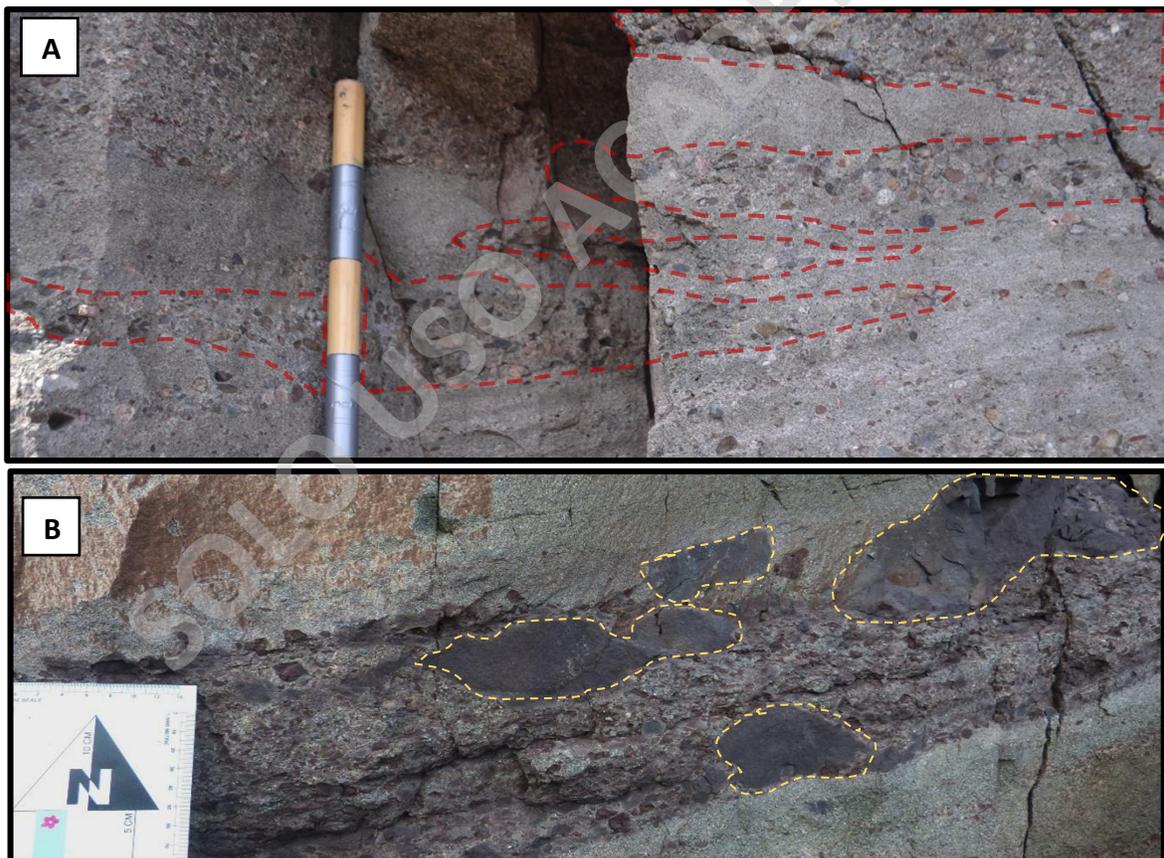


Figura 19: Imágenes de la parte superior de la sección Pampa Castillo. A) Paraconglomerados arenosos con lentes de ortoconglomerados arenosos (en rojo) y estratificación cruzada en artesa en sectores arenosos. Bastón graduado cada 10 cm; B) Intraclastos de limolita de hasta 15 cm en niveles concentrados con líticos volcánicos rojizos.

A continuación, se observan 33,6 m de una intercalación de areniscas de grano grueso a muy grueso con limolitas y arcillolitas de tonos café y violeta (5R 3/4, 10R 3/4, 10R 4/6, 5P 4/2, 5B 6/2, 5P 6/2, 5R 4/6, N9, 10R 4/2, 5B 6/2, 5PB 5/2). Los niveles arenosos presentan estructuras como estratificación paralela, intraclastos de limolita, de carga hacia niveles limosos (Figura 20b), rizohalos decolorados (Figura 20a) y en la porción media destaca la presencia de fragmentos de mamíferos fósiles en superficie. Los contactos, tanto en limolitas como en areniscas, son en su mayoría cubiertos por transicionales.



Figura 20: Imágenes de la parte superior de la sección Pampa Castillo. A) Rizohalos decolorados con bordes oxidados; B) Estructura de carga en areniscas de grano medio (en amarillo). La barra negra mide 10 cm de largo.

Los siguientes 25 m se componen de una secuencia de limolitas, areniscas de granulometría gruesa muy gruesa y una intercalación de areniscas muy gruesas con paraconglomerados arenosos hacia el techo. Los conglomerados son polimícticos, con predominancia de líticos volcánicos y con clastos subredondeados a redondeados. Se presentan estructuras como estratificación paralela, cruzada en artesa de bajo ángulo y lentes de granulometría muy fina en areniscas. Destaca la presencia de fragmentos de mamíferos fósiles en superficie a lo largo de toda la porción (Figura 24).

Entre los 79,7 y 107,6 m se observa una intercalación entre areniscas de granulometrías media a muy gruesa con limolitas y subordinadamente arcillolita. Las areniscas presentan estructuras como estratificación paralela y cruzada en artesa de bajo ángulo, intraclastos de limolita y lentes de granulometría fina. En los niveles limosos destaca la presencia de concreciones botroidales con cemento carbonático, rizohalos decolorados milimétricos, pátinas de óxidos de Fe y fragmentos de mamíferos fósiles indeterminados en superficie. Además, en la porción media se distingue un nivel tobáceo de color rosado pálido que pierde la continuidad lateral (Figura 21) y presenta acumulaciones de fragmentos púmiceos hacia el contacto basal.



Figura 21: Imagen de la parte superior de la sección Pampa Castillo. Nivel de toba en color rosado que pierde continuidad lateral y se encuentra meteorizada con mala preservación. Bastón completo mide 1 m.

Sobreyace en contacto transicional 9,2 m de una sucesión de areniscas de granulometría media a muy gruesa y conglomerados arenosos matriz soportados. Los niveles de areniscas presentan intraclastos de limolitas y estratificación paralela y cruzada en artesa de bajo ángulo, con predominancia de líticos de carácter polimícticos. Los niveles de paraconglomerados son mal seleccionados y presentan estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo (Figura 22a).

Los 24,8 m superiores son predominantemente de limolitas y subordinadamente se observan areniscas de grano grueso a muy grueso hacia el techo, finalizando con depósitos cuaternarios de la superficie actual. La porción media a inferior se presenta de forma maciza y con contactos nítidos a transicionales, mientras que hacia el techo se observa un notorio cambio de color hacia tonos verdosos (10GY 5/4, 10GY 5/2 y 5Y 3/2), con contactos cubiertos y transicionales y estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo. En el techo destaca la presencia de fragmentos de mamíferos y xilopalos fósiles, estos últimos mal preservados (Figura 23 a y b y 25).

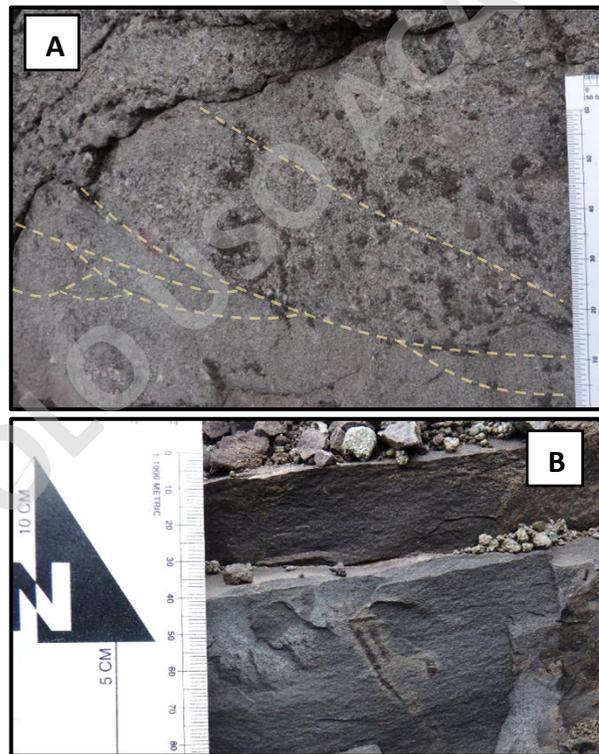


Figura 22: Imágenes de la parte superior de la sección Pampa Castillo. A) Estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo en paraconglomerados mal seleccionados; B) Rizohalos decolorados verticales de hasta 10 cm de largo en limolitas grises.



Figura 23: Imágenes de la parte superior de la sección Pampa Castillo. A) Fragmentos *in situ* de xilopalos fosilizada de colores anaranjados y de gran porte (resaltada con bordes rojos); B) Acercamiento a fragmentos de madera fosilizada. Bastón graduado cada 10 cm.

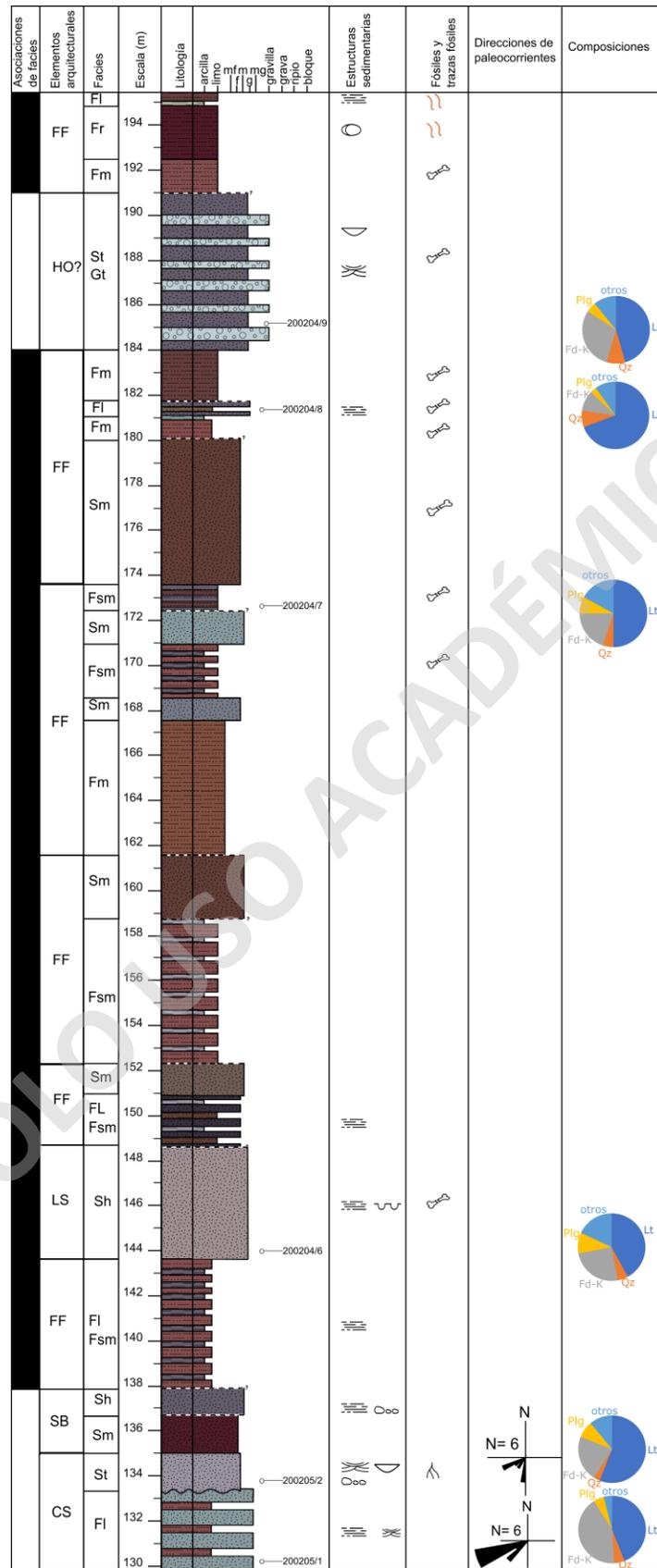


Figura 24: Columna estratigráfica entre los 129,9 y 195,2 m de la sección Pampa Castillo, a una escala de 1:200.

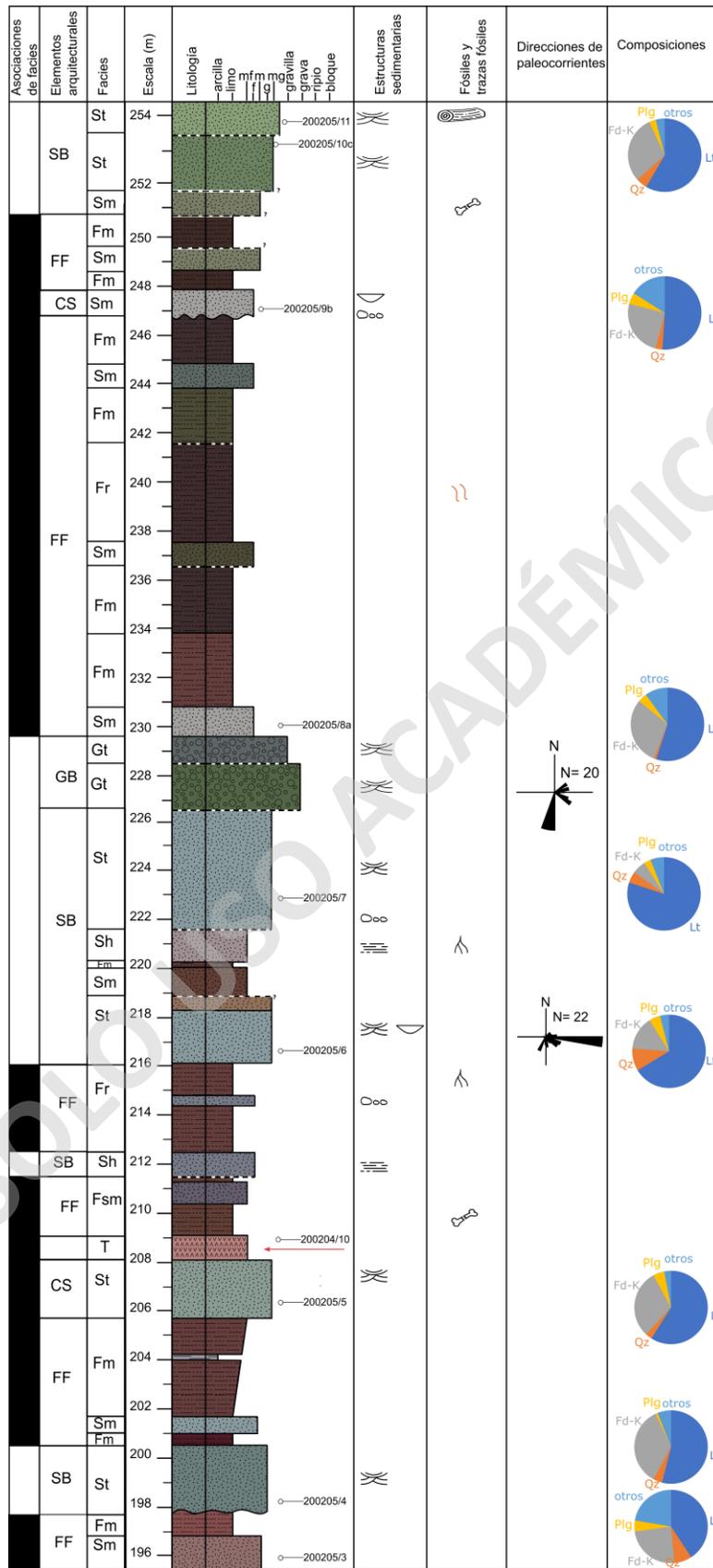


Figura 25: Columna estratigráfica de los últimos 59,3 m de la sección Pampa Castillo , a una escala de 1:200.

4.2. Sección Guadal Sur

Esta sección aflora a 1,15 Km al suroeste de la sección Guadal Norte y al oeste del río Las Dunas (Figura 9) y la ubicación de la base y techo se expone en la tabla 3. La sección se encuentra en contacto basal transicional con la Formación Guadal y su techo no está representado en esta columna, dado que se encuentra en zonas de altas pendientes de difícil acceso y cubiertas por vegetación. Dada la potencia, se dividió en 2 partes para facilitar su visualización (Figuras 13 y 14).

Se observa un cambio de coloración entre limolitas de tonos rosas y violetas pálidos y areniscas mayormente grises y en menor medida en tonos verdes, lo que la hace visualmente más clara que las secciones Pampa Castillo y Guadal Norte. En algunas areniscas de granulometría gruesa se observa una resistencia mayor a la erosión que permite identificar y enumerar cornisas dentro de la sección.

a) Parte inferior

Basalmente se compone de 14,55 m de una intercalación de limolitas y areniscas de granulometrías finas a medias, con contactos basales principalmente nítidos y transicionales. Las limolitas presentan estructuras edáficas de pátinas y motas de óxidos de Fe anaranjadas, mientras que las areniscas son polimícticas y contienen estructuras sedimentarias variadas como lentes de limolita, estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo, estratificación paralela, estratificación cruzada planar y concreciones subesféricas carbonáticas. Destaca la presencia del primer fragmento fósil de mamíferos en superficie (Figura 26d).

A continuación, se observa una intercalación de 18,2 m de limolitas mayormente de espesores entre 3 y 5 m y areniscas con granulometrías de muy fina a media. Las limolitas son macizas, mientras que las areniscas son polimícticas y presentan estratificación paralela y cruzada en artesa de bajo ángulo con gradación normal e inversa hacia niveles de limolitas con contactos principalmente transicionales.



Figura 26: Imágenes de la parte inferior de la sección Guadal Sur. A) Rizohalos decolorados anaranjados en limolitas; B) Contacto basal ondulado entre areniscas y limolitas oscuras mal preservadas; C) Ondulitas asimétricas en limolitas; D) Primer fragmento fósil dental de mamífero indeterminado encontrado en superficie.

Más hacia el techo se encuentran 37,9 metros de una intercalación entre limolitas y areniscas de granulometrías dominadas por arena fina a media y subordinadas arena media a gruesa. Las areniscas presentan en su mayoría contactos basales erosivos y ondulados (Figura 26b), con estructuras como intraclastos de limolitas que varían entre redondeados a subangulosos, estratificación paralela, estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo y estratificación cruzada planar. En las limolitas destaca la presencia de estructuras edáficas como motas redondeadas de óxido de Fe y rizohalos decolorados anaranjados (Figura 26a), además en algunos niveles se observa laminación paralela, ondulitas (Figura 26c) y calcos de carga.

Entre los 70,8 y 77,6 m se observa una secuencia granocreciente desde arena media a grava con contactos basales erosivos, nítidos y transicionales. Las areniscas presentan estratificación paralela, intraclastos de limo subredondeados, lentes de limolita y rizohalos decolorados de color negro; mientras que la porción conglomerádica es matriz soportada, polimíctica con clastos angulosos a subangulosos y mal seleccionada, en donde se observa una estructura de carga y estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo (Figura 27).



Figura 27: Imágenes de la parte inferior de la sección Guadal Sur. A) Estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo en areniscas marcadas con amarillo, con concentración de clastos de color negro en la base de las artesas. Bastón graduado cada 10 cm; B) Estructura de carga en areniscas (línea roja) con estratificación en artesas de bajo ángulo.

Los siguientes 20 m corresponden a una secuencia entre limolitas y areniscas de granulometrías tamaño arena muy fina a muy gruesa con contactos principalmente nítidos, y subordinadamente cubiertos y erosivos. Esta secuencia se caracteriza por presentar

espesores menores que el resto de la parte inferior, entre 40 cm y 1,8 m, aunque en su mayoría mayores a 1m. En las limolitas se vuelven a observar concreciones carbonáticas subredondeadas y también presentan laminación paralela, destacando la presencia de rizohalos decolorados, pátinas de óxidos de Fe y fragmentos de mamíferos fósiles en superficie en litologías de limolitas y areniscas. Las areniscas son polimícticas y las de granulometrías más gruesas tienden a presentar mala selección, además en algunas areniscas se observan secuencias granocrecientes y granodecrescientes hacia niveles limosos.

A los 110 m se observa un estrato conglomerádico de 2,5 m de potencia (Figura 30), de color N9, que presenta variaciones entre matriz y clasto soportado, con clastos polimícticos y de mala selección y presencia de estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo. Este estrato sobreyace a 12,6 m de una intercalación entre limolitas aparentemente macizas en tonos grises a violetas (5RP 6/2, 5R 4/2, N8 Y 5R 6/6) y areniscas medias a gruesas de colores grises (5G 8/1, N8 y 5G 8/1) con estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo.

Continúan 13 m de una intercalación entre limolitas rosadas, verdes y grises con meteorización granular y aparentemente macizas y areniscas que se presentan con granulometrías granodecrescientes hacia el techo, desde tamaño arena gruesa a fina. Las areniscas son en su mayoría macizas, aunque hacia la base y techo se observan estructuras de estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo y paralela (Figura 28 a y c), respectivamente. La mayoría de los contactos se observan cubiertos debido a la alta meteorización y erosión de los estratos limosos. En algunos estratos de limolitas, bajo los 120 m (Figura 30) se encontraron restos de mamíferos fósiles indeterminados. Además, en este tramo se destaca con una flecha con guiones de color rojiza a ubicación de otra capa de toba observada en años anteriores en la zona de Pampa Guadal, pero que en esta ocasión sólo se poseen observaciones asociadas a su posible ubicación estratigráfica.

Los últimos 4,8 m corresponden a 2 estratos arenosos de color gris y granulometría media a gruesa. El estrato basal presenta gradación normal, mientras que el superior contiene clastos redondeados a subredondeados, polimícticos y mal seleccionados y presenta estratificado paralela y cruzada en artesa de bajo ángulo, además de lentes de limolitas (Figura 28c).

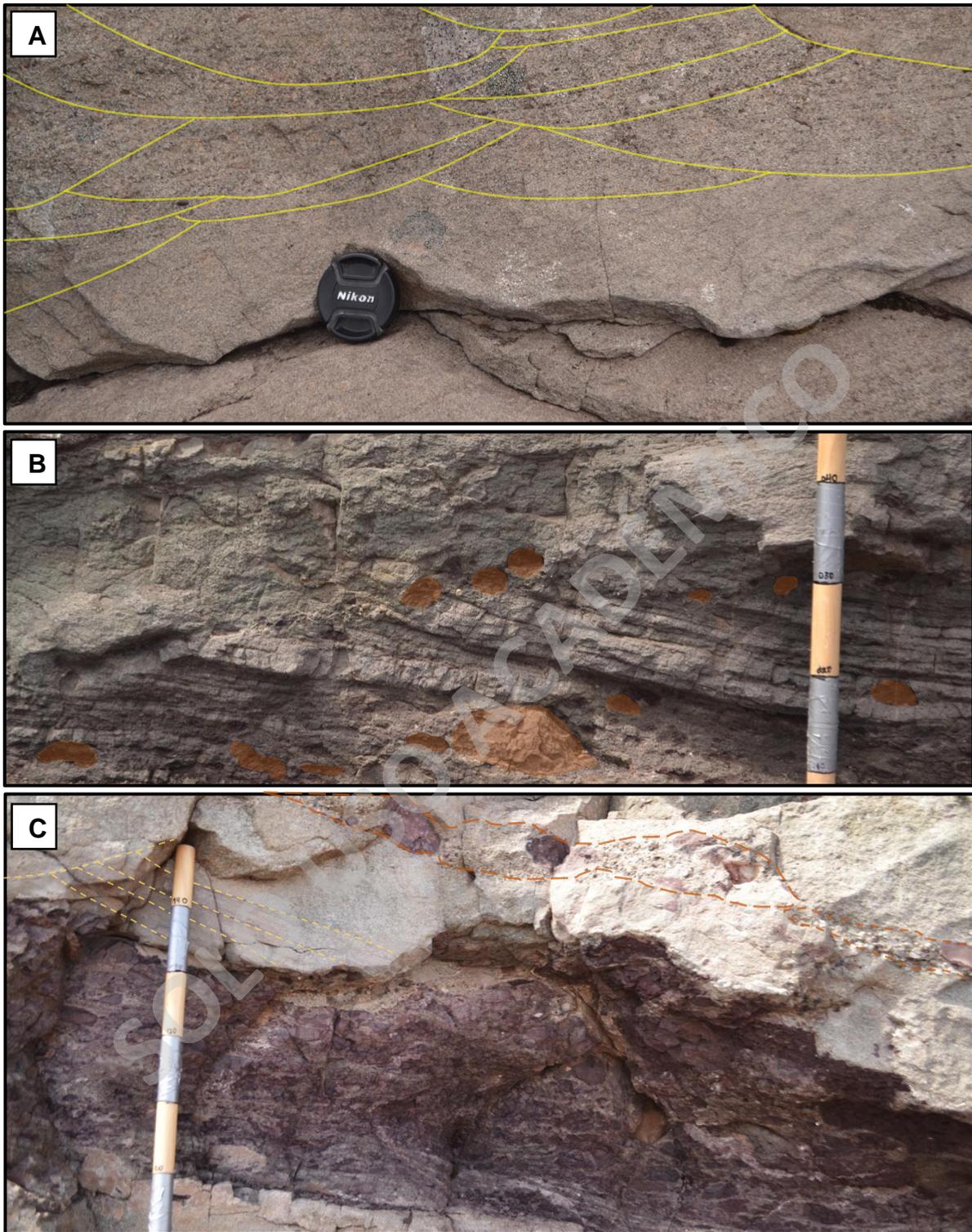


Figura 28: Imágenes de la parte inferior de la sección Guadal Sur. A) Estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo en areniscas marcadas con amarillo, con concentración de clastos volcánicos de color rojizo.; B) Clastos de limolitas rojizas con estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo; C) Lentes con concentración de clastos de limo y volcánicos de color rosado y estratificación cruzada en artesas en areniscas. Bastón graduado cada 10 cm.

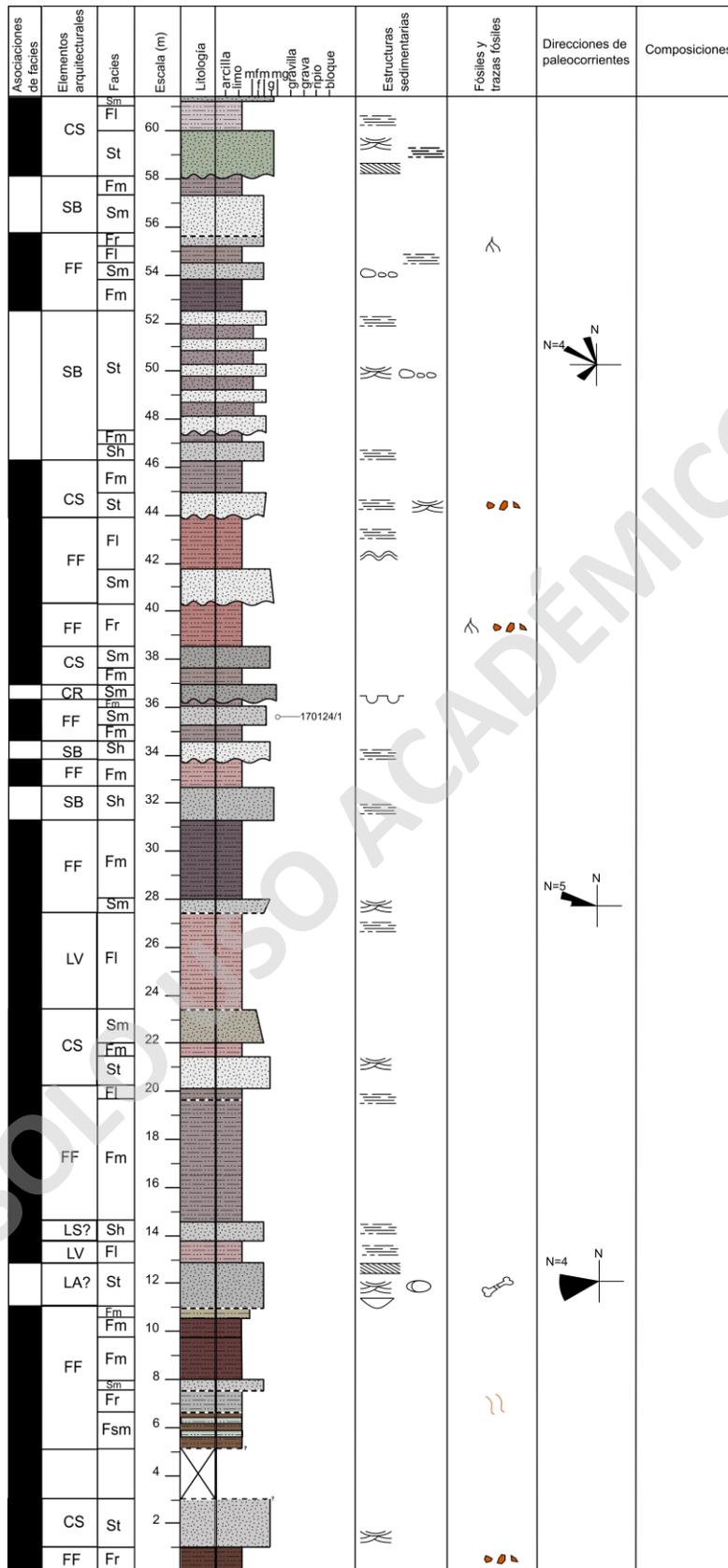


Figura 29: Columna estratigráfica de los primeros 60,2 m de la sección Guadal Sur, a una escala de 1:200.

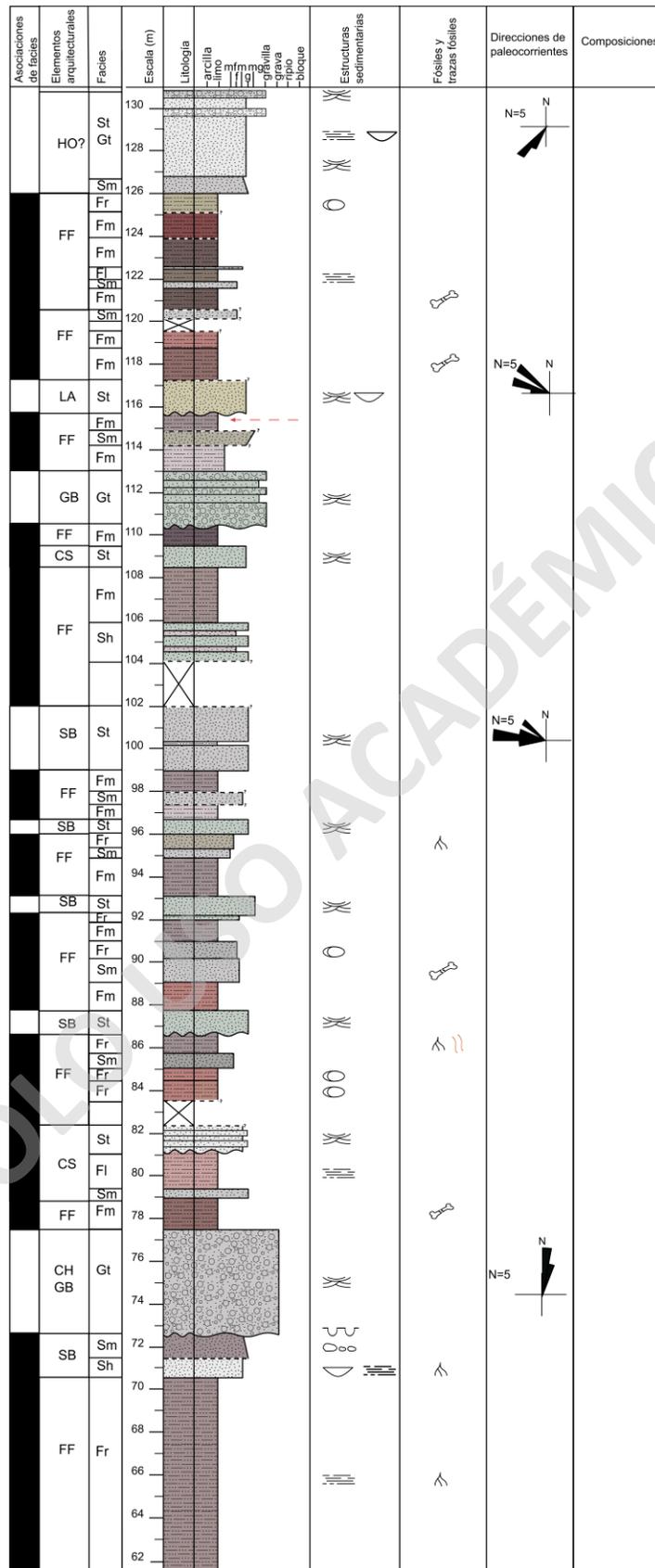


Figura 30: Columna estratigráfica entre los 60,2 y 131,6 m de la sección Guadal Sur, a una escala de 1:200.

b) Parte Superior

Esta parte está compuesta por 113,8 m de una intercalación entre limolitas y areniscas que presentan potencias similares y que visualmente es mucho más homogénea que la parte inferior.

En los primeros 7,9 m las areniscas tienen granulometrías entre arena fina y gruesa y son polimícticas, en donde sólo el estrato basal presenta estructuras sedimentarias de estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo y lentes de grava. Las limolitas son en su mayoría macizas y únicamente en el techo presentan estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo.

Sobreyaciendo se observa un intercalación de 6,7 m entre limolitas en tonos rosados (5R 5/4, 5R 6/6 Y 5R 4/2) y areniscas finas a medias con colores grises (N8 Y N9) y contactos mayormente nítidos, con la excepción de un estrato de arenisca fina de tono verdoso con contacto erosivo. Los espesores varían entre 0,2 y 1,1 m, aunque la mayoría son mayores a 0,5 m, con estructuras de laminación paralela y ondulitas longitudinales en areniscas (Figura 31a). Las limolitas son en general macizas, aunque destaca la aparición de los primeros restos fósiles de mamíferos en superficie en esta parte de la sección, y algunas motas ferruginosas aisladas. Las areniscas son polimícticas y moderadamente seleccionadas.

A continuación, se observa un nivel de limolita basal, de color rosado de una potencia de 4,3 m con estratificación paralela, seguido de un estrato de toba de lapilli de forma irregular en donde llama la atención la presencia de estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo y clastos de pómez de color grisáceo (Figura 31c) y fósiles de mamíferos en superficie. Los siguientes 2,9 m son de una intercalación entre areniscas macizas y polimícticas con limolitas, en donde en estas últimas es notoria la presencia de restos de fósiles de vertebrados *in situ* de *Nesodon* sp. e indeterminados hacia el techo (Figura 32).

Continúan 14,7 m de areniscas grises muy finas a muy gruesas (en general gruesas) con estratificación paralela y cruzada en artesas de bajo ángulo (Figura 31b), de espesores comúnmente mayores a 1 m y limolitas macizas, con laminación paralela en tonos morados y rosados (5RP 6/2, 5RP 4/2, 5R 6/2 y 5R 5/4) y de potencias similares. Los contactos son en general nítidos y planos, aunque se observa un estrato arenoso con contacto erosivo y

onduloso con estructura de carga. A partir de este punto ya no se observan fósiles en la sección.

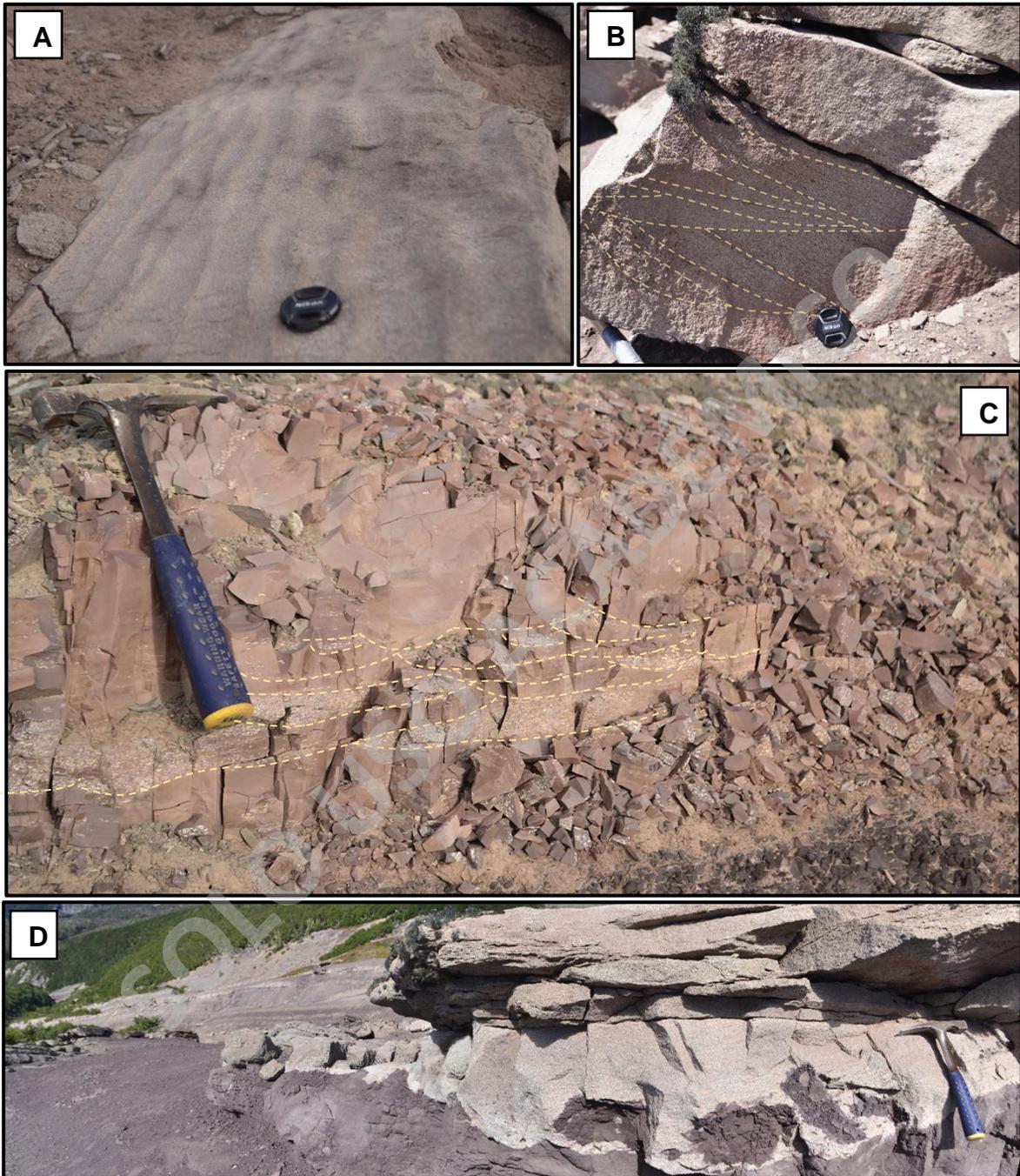


Figura 31: Imágenes de la parte superior de la sección Guadal Sur. A) Ondulitas longitudinales en areniscas en, color amarillo; B) Areniscas gruesas con estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo; C) Toba de lapilli con mala preservación, con estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo (en amarillo) y clastos de pómez de color gris claro; D) Areniscas gruesas con contacto basal erosivo e intraclastos de limo de hasta 25 cm de diámetro mayor.

Con contactos erosivos siguen 5 m de areniscas de grano variable entre muy fina a muy gruesa, con estratificación ondulosa, paralela y cruzada en artesa y limolitas macizas de colores cafés (5R 5/4). Las areniscas del techo presentan intraclastos de limolitas de hasta 25 cm en las partes basales de los estratos (Figura 31d).

Más hacia el techo hay 9,3 m de una sucesión compuesta principalmente de limolitas cafés a rosadas, macizas y con laminación paralela y de areniscas macizas y aisladamente con estratificación paralela y cruzada en artesa. Los contactos son nítidos, pero se pueden ver 2 estratos de limolita y arenisca con contactos transicional y erosivo respectivamente.

Los siguientes 22,2 m están compuestos de una intercalación entre areniscas que varían entre muy finas a muy gruesas (en general gruesa) con limolitas en tonos cafés hacia la base (5R 5/4) y rosas al techo (5RP 6/2, 5R 4/2 y 5R 6/6). Los contactos son nítidos y rectos y las areniscas son macizas, con estratificaciones cruzada en artesa de bajo ángulo y paralela y en el techo con intraclastos de limolita, mientras que las limolitas son en general macizas y en ocasiones presentan laminación paralela y ondulosa más aisladamente.

Se observan 6,6 m de areniscas granodecrecientes de granulometría media a muy fina de potencias mayores a 1,1 m, en general macizas. Las areniscas son polimícticas y en la porción media se observa un estrato conglomerádico clasto soportado y polimíctico, con líticos de hasta 15 cm subredondeados.

Llegando al techo destaca una sucesión de 8,9 m maciza y de potencias equidimensionales de limolitas cafés (5R 5/4 y 5R 4/2) y areniscas grises (N8, N9 Y 5G 8/1), estas últimas con un tamaño de grano fino y polimícticas.

En los últimos 24,7 m de esta sección se observa una serie de estratos de areniscas grises (N7, N8, N9 y 5G 8/1) de granos en general finos con limolitas rosadas a cafés (5R 6/6, 5RP 4/2 y 5R 4/2) macizas (Figura 33). Los espesores son mayormente superiores a 1 m y los contactos nítidos y aisladamente cubiertos por la meteorización y erosión de limolitas y en ocasiones erosivos en areniscas. Los estratos de areniscas son polimícticos y tienen estructuras variadas como estratificación paralela; ondulosa y cruzada en artesa.

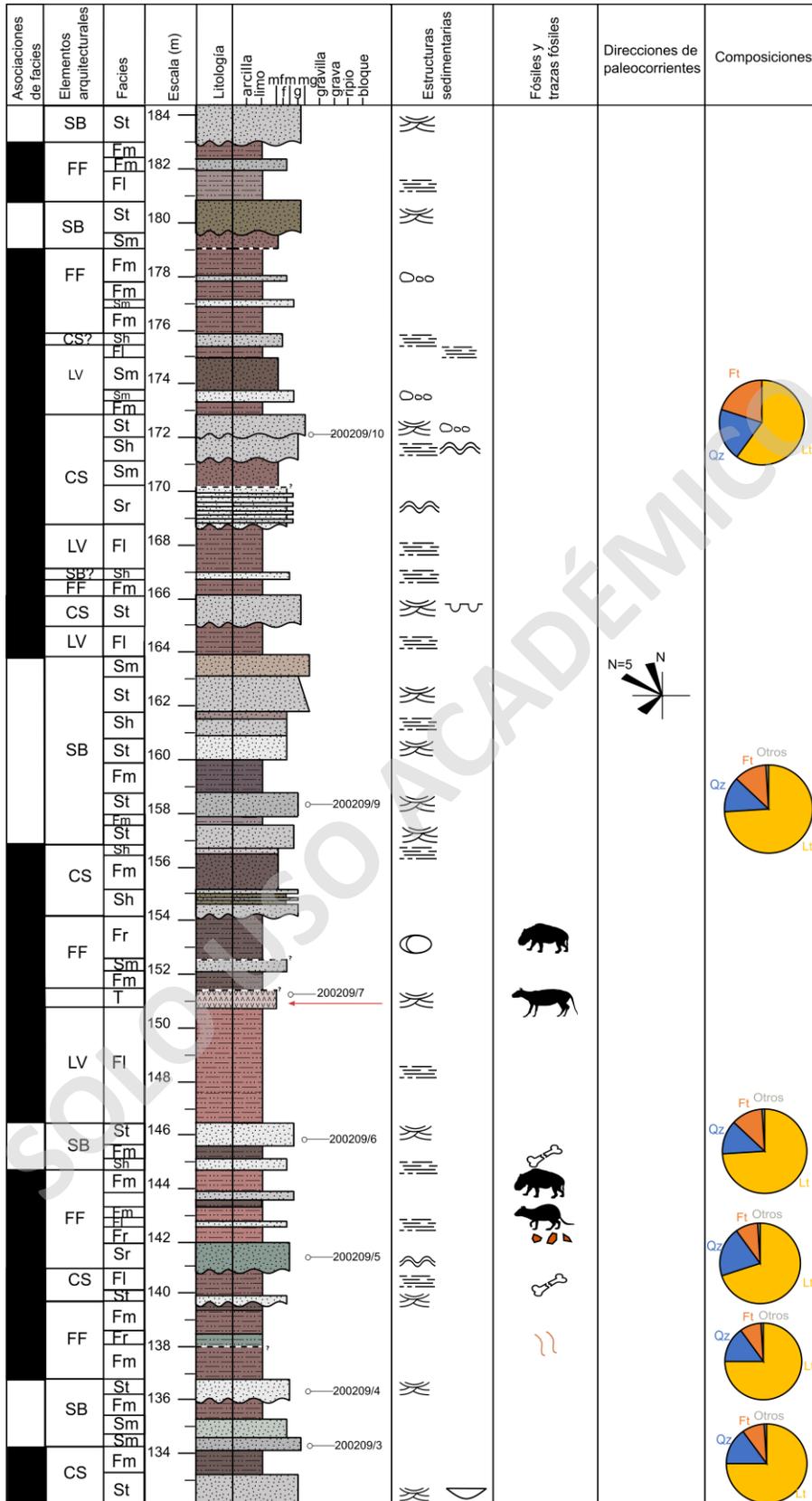


Figura 32 : Columna estratigráfica de los primeros 52,2 m de la parte superior de la sección Guadal Sur, a una escala de 1:200.

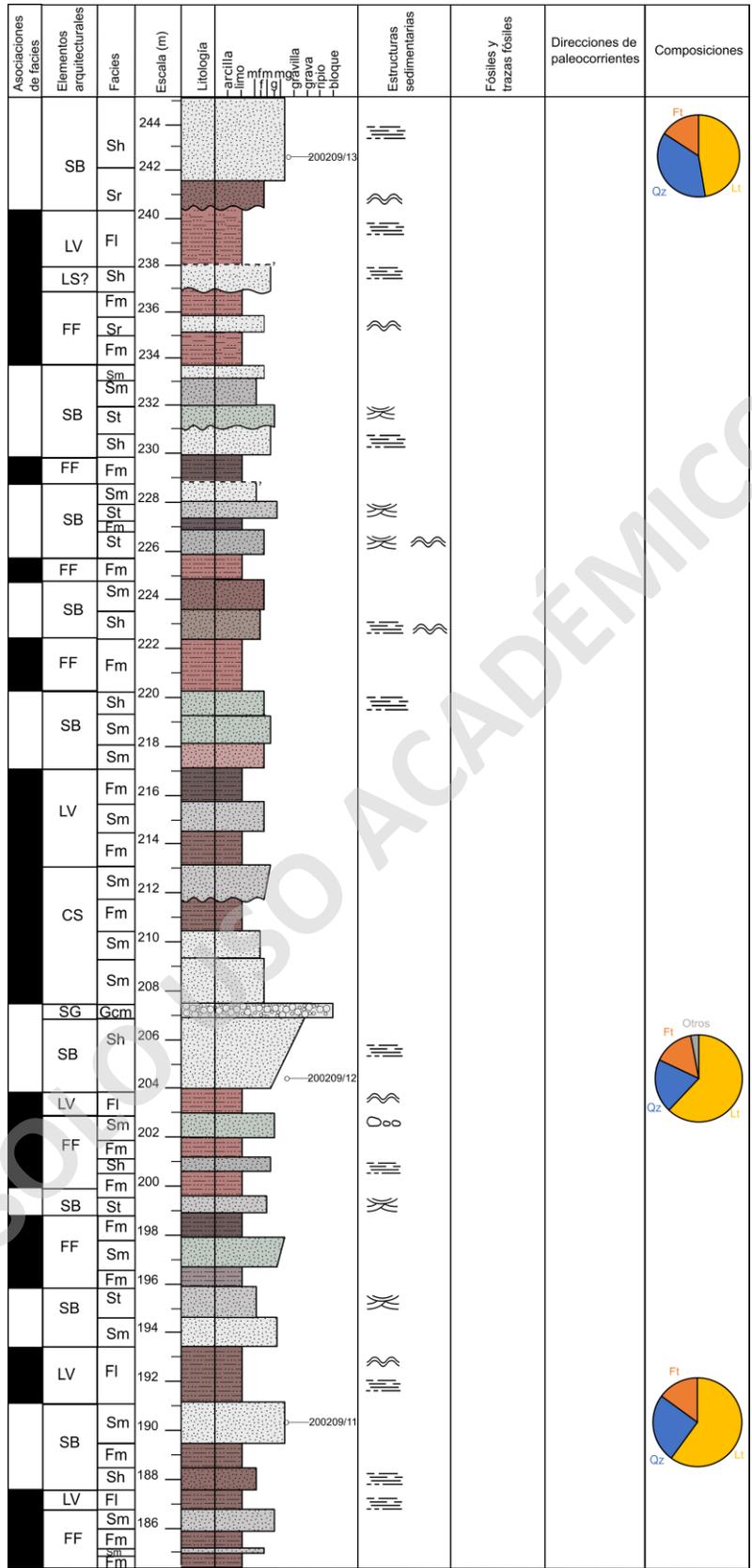


Figura 33: Columna estratigráfica de los últimos 61,6 m de la sección Guadal Sur, a una escala de 1:200.

4.3. Sección Guadal Norte

Esta sección aflora al este de la localidad de Puerto Guadal y al oeste del Río Las Dunas (Figura 9). La ubicación de la base y techo se expone en la Tabla 3. La sección se correlaciona a partir del nivel guía tobáceo presente en las 3 secciones, dado que su contacto basal con la unidad infrayacente no se encuentra expuesto.

La base de esta sección comienza con 4,5 m de una sucesión de limolitas macizas y con laminación paralela con un nivel arenoso grueso subordinado. El nivel arenoso sobreyace en contacto erosivo (Figura 34b), y presenta buena a moderada selección con granos redondeados y de esfericidad alta, con algunos lentes de ortoconglomerados (Figura 34c). La sucesión presenta un contacto basal cubierto por depósitos fluviales actuales (Figura 34a).

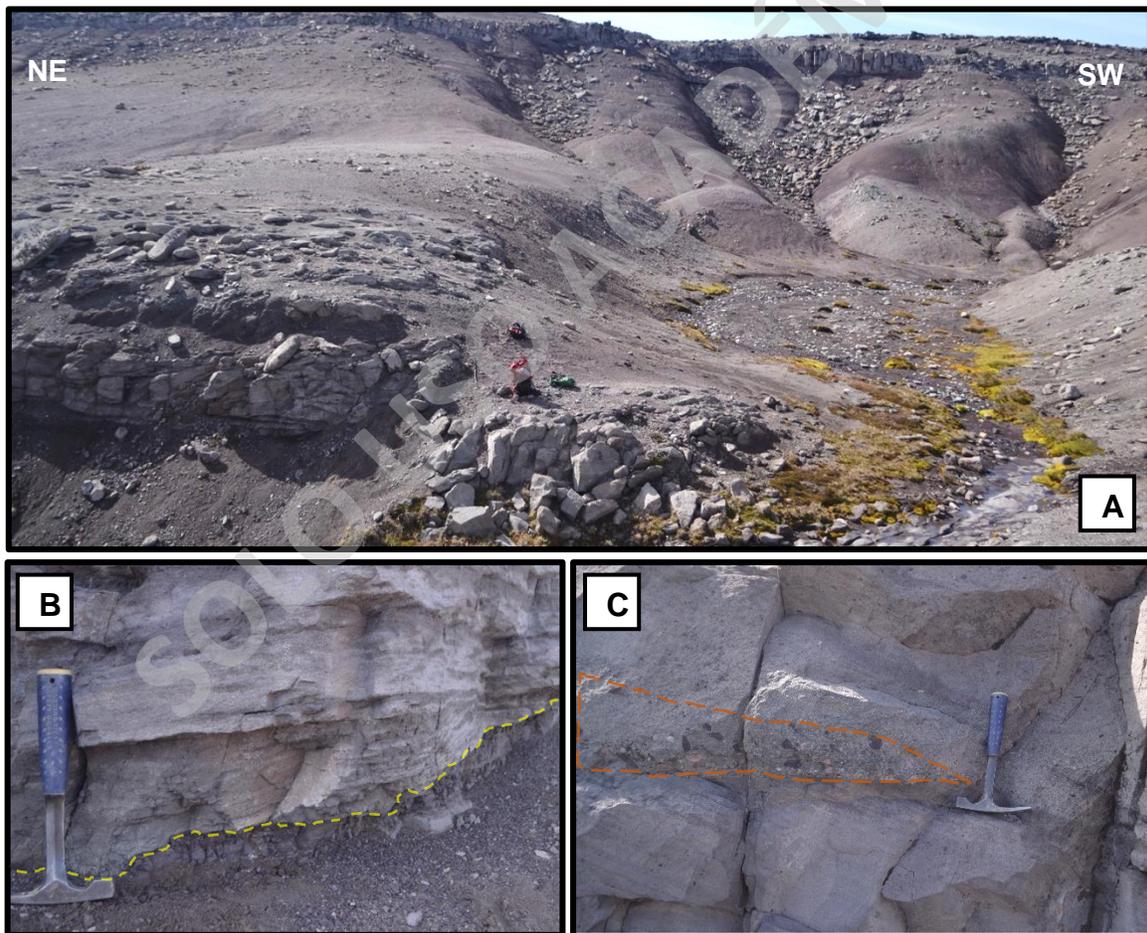


Figura 34: Imágenes de la sección Guadal Norte. A) Vista panorámica de la sección; B) Areniscas gruesas con estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo y contacto basal erosivo (en amarillo); C) Lentes de ortoconglomerados en areniscas de grano grueso (en naranja) con estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo.

Los 7,6 m suprayacentes se componen de un paquete arenoso, en general granodecreciente hacia el techo, desde una granulometría de arena gruesa a muy gruesa hasta arena fina. Este paquete presenta estratificación cruzada en artesa y paralela, con contactos nítidos, transicionales entre cambios de coloración hacia la base, y cubiertos por depósitos fluviales del estero actual. Las areniscas presentan espesores variables entre 0,6 y 2,8 m, con granos en general redondeados a subredondeados, y selección de mala a buena de base a techo.

A continuación, se presenta una intercalación de limolitas y areniscas con un espesor de 15,9 m, contactos nítidos y transicionales. Las limolitas varían su espesor entre 0,2 y 2m, y se caracterizan por presentar una estructura maciza, y en menor medida laminación paralela y motas ferruginosas centimétricas (Figura 37). Las areniscas presentan un espesor máximo de 1 m con granulometrías de grano muy fino a medio-grueso, con selección buena a moderada, con granos redondeados y de esfericidad media a alta. En la parte superior destaca un nivel tobáceo de color rosado a rojizo (5R 7/4) (Figura 35 y 36), con 45 cm de espesor máximo, con lentes púmiceos y laminaciones paralela y sinuosa.



Figura 35: Vista general de la secuencia que acompaña al nivel tobáceo de color rosado que se acuña lateralmente (amarillo). Doble flecha roja de 45 cm.



Figura 36: Nivel sobreyacente a toba con contacto erosivo en amarillo y estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo.

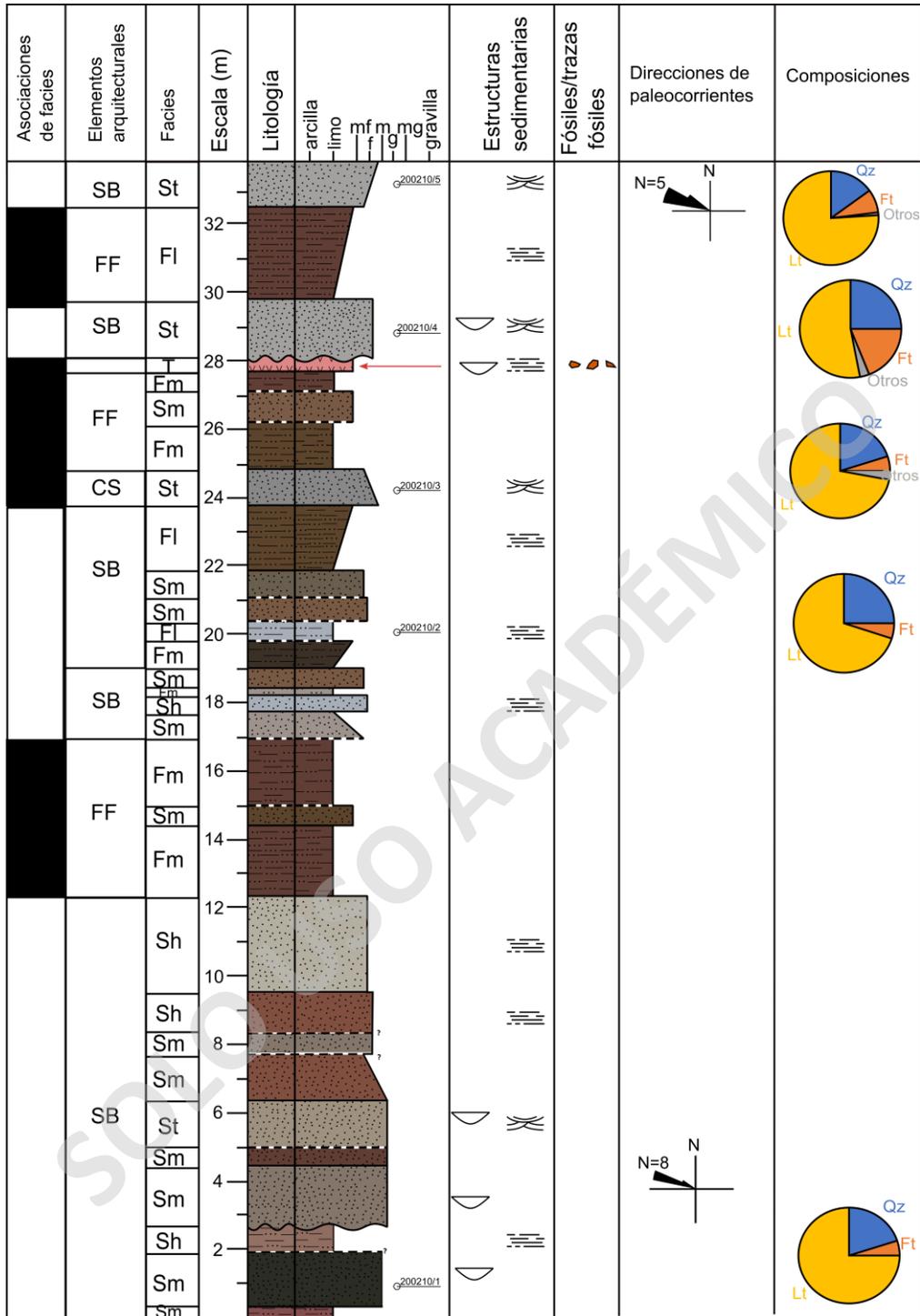


Figura 37: Columna estratigráfica de la sección Guadal Norte, a una escala de 1:200.

4.4. Sección Guadal Centro

A las secciones estratigráficas realizadas en este trabajo, se suma una columna estratigráfica del sector de Pampa Guadal (Ugalde *et al.*, 2015; Buldrini, K., 2017), la cual sería correlativa a la cuarta parte superior de la sección Guadal Sur (este trabajo).

Esta columna fue realizada con datos obtenidos en el año 2014 en la zona de estudio y se compone de 75,6 m (Figura 38). Esta sección se ubica al SE de la sección Guadal Norte (Figura 9).

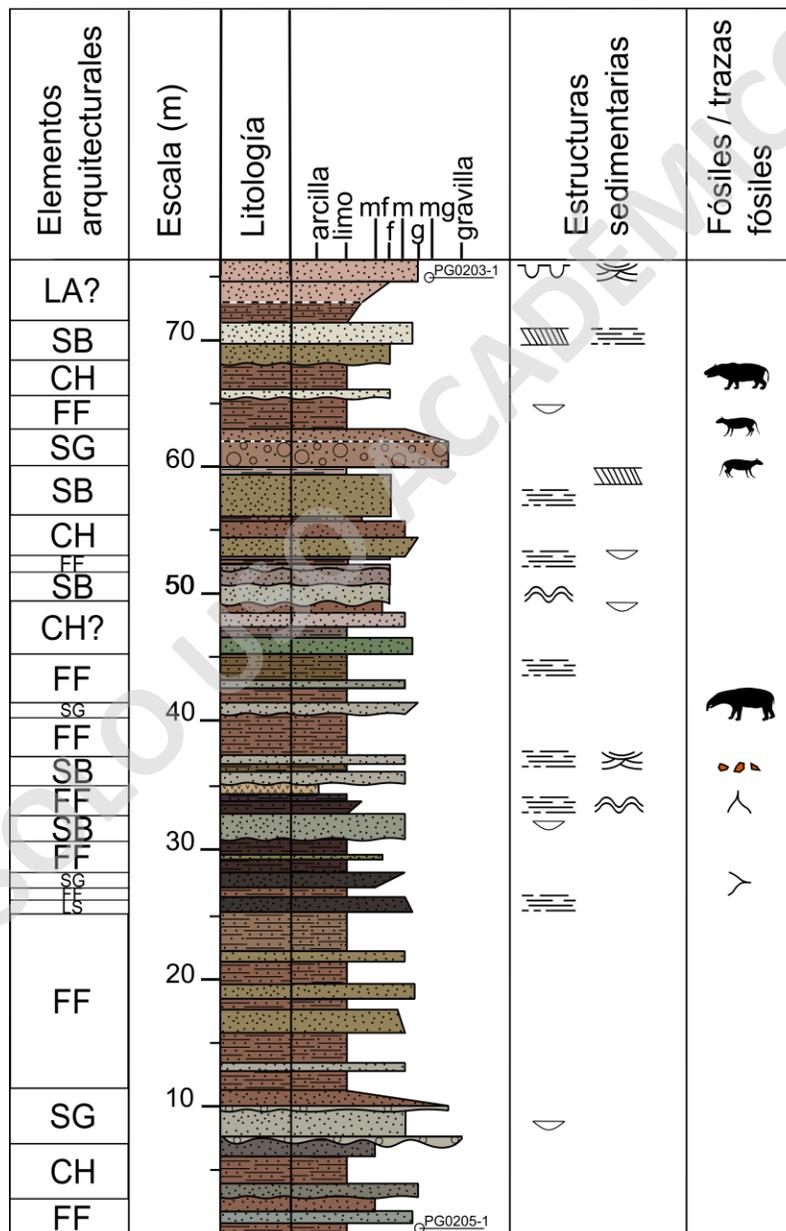


Figura 38: Sección Guadal Centro de Ugalde *et al.*, 2015 en el sector de Pampa Guadal con su respectiva simbología.

Comienza con 7,3 m de una intercalación de areniscas grises y cafés (10YR 2/2, 5B 5/11 y 5YR 3/4) y macizas de granulometría media a gruesa, con limolitas cafés de hasta 2 m de espesor. Las areniscas presentan en general contactos netos o planos y erosivos, mientras que las limolitas sólo netos (Figura 38).

Sobreyacen 2,7 m de conglomerados matriz soportados de espesores menores a 50 cm con contactos basales erosivos, en donde entre ellos se encuentra una capa de arenisca de cerca de 1,5 m de potencia, de grano medio, contacto nítido y estructuras de lentes heterolíticos.

A continuación, se presentan 15 m de una intercalación de areniscas macizas en tonos cafés (5YR 3/4) y amarillentas (10YR 6/6) con limolitas macizas y cafés (5YR 3/4), en donde destacan los espesores de entre 1 y 3m de las limolitas. Las areniscas son de granulometría fina a muy gruesa, predominando arena media y en ocasiones con granodecrecencia.

Con contactos basales nítidos continúan 6 m de limos estratocrecientes de tonos oscuros (5YR 2/1 y 10R 2/2) y areniscas de grano grueso a fino, disminuyendo hacia el techo. Las areniscas son macizas y en la base se presentan restos vegetales de xilopalos aislados en limolitas.

La secuencia anterior se encuentra en contacto erosivo con cerca de 6,5 m de areniscas y limolitas de colores variables (5B 5/1, 5YR 3/4 y 10YR 5/4), en donde es destacable la presencia de un estrato de 60 cm de toba vítrea de color claro. Las areniscas mayoritariamente de grano medio, aunque en el techo aumentan a grano grueso y presentan estructuras diversas como, lentes, laminación paralela, ondulitas, motas de Fe Ox y estratificación cruzada en artesa. Dentro de este paquete destaca la presencia de restos vegetales de xilopalos y fósiles *in situ* de *Astrapotherium* sp., este último fue ubicado en esta sección mediante correlación de una sección de menor tamaño en el lugar del hallazgo.

En contacto nítido, sobreyacen 8,4 m de limolitas y areniscas de colores variables (10YR 5/4, 10YR 2/2 y 10GY 5/2) y de grano medio a grueso. Las limolitas tienen espesores de hasta 2 m, mientras que las areniscas de alrededor de 1m de potencia. Ambas litologías son mayormente macizas, con excepción de un estrato de limolita con laminación paralela y hacia el techo areniscas con lentes.

A continuación, sobreyacen en contactos erosivos 3 m de areniscas de tonos grises (10Y 8/2 y 10YR 6/2) y de grano fino con presencia de ondulitas sólo en el techo.

Continuando hacia el techo, se observan 7,5 m de areniscas macizas de tonos y colores cafés (5Y 7/6 y 10R 6/2) de grano fino a grueso, con espesores de hasta 3 m. Se pueden encontrar capas aisladas de limolitas macizas y con laminación paralela hacia la base, mientras que en el techo hay una capa de alrededor de 50 cm de limolitas intercaladas con arcillolitas, con estratificación cruzada planar y en donde se hacen notar restos de mamíferos *in situ* como *Hegetotherium mirabile.*, *Thesodon* sp., entre otros.

Los últimos 16 m de la sección comienzan con 2 m de conglomerados macizos y finos matriz soportados, seguidos de areniscas y limolitas, en donde estas últimas poseen los mayores espesores de hasta 2,3 m. Las areniscas poseen contactos gradacionales, nítidos y erosivos y estructuras de estratificación cruzada planar, estratificación cruzada en artesa y engolfamientos hacia los niveles que subyacen en el techo. Además, cabe destacar que esta porción es la que presenta mayor contenido de fósiles de mamíferos, donde se identificaron especies *Adinotherium ovinum* y *Protyphotherium australe* (Figura 38) (Ugalde *et al.*, 2015).

SOLO USO ACADÉMICO

Capítulo 5: Sedimentología

En este capítulo se presentan los resultados asociados a la interpretación del ambiente y subambientes de formación de las rocas que componen las secciones estratigráficas realizadas. Para esto es necesario recurrir al concepto de litofacies, el cual corresponde a un cuerpo de roca con características litológicas diferenciables y propias de esta, que son el resultado de uno o más procesos del ambiente sedimentario particular (Reading y Levell, 1996).

Para identificar las diferentes litofacies presentes en este trabajo se siguió el modelo codificado de facies fluviales propuesto por Miall (1985) y la actualización de Miall (2006), resumidos en la Tabla 4. La nomenclatura propuesta por este autor está basada en un código según el nombre en inglés, compuesto por: el tamaño de grano, el cual es definido con una letra mayúscula como grava (G), arenas (S) y material fino (F); la fábrica, tanto para clasto y matriz soportado en letra minúscula (grava matriz soportada Gm y clasto soportado GC); y la estructura o textura de cada facies en minúscula (m: maciza, t: estratificación cruzada en artesa, h: estratificación horizontal, r: ondulitas, p: estratificación cruzada planar).

Tabla 4: Resumen de litofacies definidas por Miall (1985) con sus respectivas estructuras sedimentarias.

Código	Litofacies	Estructuras sedimentarias
Gmm	Grava maciza, matriz soportada	Gradación pobre
Gmg	Grava matriz soportada	Gradación inversa a normal
Gci	Grava clasto soportada	Gradación inversa
Gcm	Grava maciza clasto soportada	Ninguna
Gh	Grava con estratificación gruesa clasto soportada	Estratificación horizontal, imbricación
Gt	Grava estratificada	Estratificación cruzada en artesas
Gp	Grava estratificada	Estratificación cruzada planar
St	Arena fina a muy gruesa. Puede ser conglomerádica	Estratificación cruzada en artesas solitarias o agrupadas
Sp	Arena fina a muy gruesa. Puede ser conglomerádica	Estratificación cruzada planar solitarias o agrupadas
Sr	Arena muy fina a gruesa.	laminación ondulosa, ondulitas
Sh	Arena muy fina a gruesa. Puede ser conglomerádica	Laminación paralela
Sl	Arena fina muy fina a gruesa. Puede ser conglomerádica	Estratificación cruzada de bajo ángulo (< 15°)
SS	Arena muy fina a gruesa. Puede ser conglomerádica	Estructuras erosivas de fondo (desbaste) anchas y someras
Sm	Arena fina a gruesa.	Laminación maciza o poco clara
Fl	Arena fina a gruesa, limo, fango	Laminación paralela fina, ondulitas muy pequeñas, raicillas
Fsm	Limo, fango	Intercalación
Fm	Arena muy fina, fango, limo	Maciza o laminación paralela fina
Fr	Fango, limo	Maciza, raíces, bioturbación
C	Carbón, fango carbonáceo	Improntas de plantas en el fango
P	Carbonato paleosuelo (calcita, siderita)	Características pedogénicas: nódulos, filamentos

A partir de la identificación de litofacies es posible definir asociaciones de facies de acuerdo con el agrupamiento genético de estas y su variación dentro del sistema deposicional. Lo anterior, permite interpretar elementos arquitecturales, los cuales son definidos por Miall (2006) de acuerdo con la geometría interna y externa de las capas, contactos y escala de los estratos, resumidos en la Tabla 5. El conjunto del análisis sedimentológico permite finalmente inferir el paleoambiente.

Tabla 5: Resumen de elementos arquitecturales por Miall (1985) y (2006) , según el conjunto de facies presentes en las secciones.

Símbolo	Elemento arquitectural	Conjunto de facies
CH	Canales	Cualquier combinación
GT	Barras y estructuras sedimentarias de gravas	Gm, Gp, Gt
SB	Relleno de canal arenoso	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss
DA	Macroformas de acreción aguas abajo	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss
LA	Macroformas de acreción lateral	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss o menos
HO	Hoyo de erosión sin orientación	Gh, Gt, St, Sl
SG	Flujos sedimentarios gravitacionales	Gmm, Gmg, Gci, Gcm
LS	Arenas laminadas	Sh, Sl; en menor proporción Sp, Sr
FF	Sedimentos finos de llanura de inundación	Fsm, Fm, Fl, Fr
LV	Levee	Fl
CS	Lóbulos de derrame	St, Sr, Fl
CR	Canales pequeños de derrame	St, Sr, Ss
CH (FF)	Canal abandonado	Fsm, Fl, Fm, Fr

5.1. Litofacies

A partir de las secciones estratigráficas realizadas se reconocieron 8 litofacies tomando en cuenta características sedimentarias primarias de las rocas, como litología, estructuras sedimentarias, contactos y contenido de trazas o fósiles, resumidos en la Tabla 4.

Litofacies Gcm

Esta litofacies sólo se presenta en la parte superior de la sección Guadal Sur con un espesor de 0,7 m de grava tamaño bloque, de textura clasto soportado y sin estructuras. Sus clastos son polimícticos y subredondeados. Se expone en colores grises (N6 y N8), violeta (5PB 5/2) y verde (5G 3/2) con contacto nítido y en conjunto con las litofacies Sh y Sm.

Litofacies Gt

Corresponde a gravas finas de granulometría entre gravilla y grava, de textura matriz soportada y colores grises (5B 6/2, 5B 5/1, N8 y N9) y verdosos (10GY 4/4, 10GY 5/2 y 10GY 6/4), con estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo y en su mayoría con contactos ondulados, erosivos y en ocasiones cubiertos y transicionales. El espesor varía entre 1,5 y 7 m, presentándose las mayores potencias en la sección Pampa Castillo.

Esta facies se reconoce sólo en la sección Pampa Castillo y en la parte inferior de la sección Guadal Sur, y en ocasiones presenta lentes de menor granulometría y estratificación paralela o intercalaciones con estratos de arena media a muy gruesa con potencias variables. Se presenta acompañada de litofacies Sm, Fm, St y Fl.

Son gravas polimícticas, en general mal seleccionadas con líticos subredondeados a redondeados y subesféricos a subangulosos, con dominio de fracción de líticos volcánicos y subordinadamente cuarzo, feldespatos y líticos sedimentarios.

Litofacies Sr

Areniscas tamaño arena fina a gruesa con ondulitas o estratificación ondulosa, de espesores entre 0,6 y 1,3 m de colores rosado (10R 6/6), café (10YR 2/2) y grises (5B 5/1 y 10G 6/2), con contactos nítidos y erosivos.

Esta litofacies se puede encontrar sólo en la sección Pampa Castillo y en la parte superior de la sección Guadal Sur, y en ocasiones está intercalada con areniscas macizas. Se presenta en conjunto con facies Sh, Fl, Fm y St.

Son areniscas polimícticas, mal seleccionadas con clastos subredondeados y predominancia de cuarzo y en menor medida líticos, feldespatos y biotitas, textural y composicionalmente submaduras.

Litofacies St

Son estratos arenosos con estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo, de tonos grises (5B 7/1, 10G 6/2, 5G 8/1, 5B 6/2, N5, N6, N8 y N9) y violetas (6P 6/2, 5P 4/2, 5YR 5/2 y 10YR 6/2) en las 3 secciones y verdes sólo en la sección Pampa Castillo. La granulometría es variable entre arena media a muy gruesa, predominando estratos de

tamaño arena gruesa, y sus espesores varían entre 0,5 y 4 m, siendo en promedio de 1,5 m. Los contactos en general son nítidos y subordinadamente erosivos y transicionales.

Esta facies se presenta con mayor frecuencia en la sección Guadal Sur y comúnmente se encuentra entre litofacies Sm y Fm en todas las secciones, y en ocasiones acompañada de Fl, Sh, Fr y Gt. Puede estar acompañada de estructuras sedimentarias, como gradación normal e inversa, lentes de granulometría variable, intraclastos de limo, intercalada con areniscas macizas y en menor medida limo y grava fina. En zonas específicas puede estar acompañada de estratificación cruzada planar, motas ferruginosas, rizohalos decolorados y fósiles de vertebrados en superficie.

Son areniscas de moderada a buena selección, clasto a matriz soportadas, con clastos polimícticos, redondeados a subredondeados y predomina la fracción lítica principalmente volcánica y subordinadamente presentan cuarzo, feldespatos y biotitas. Su madurez composicional es submadura a inmadura y textural mayoritariamente madura.

Litofacies Sm

Corresponde a estratos de areniscas de granulometrías muy fina a muy gruesa sin estructura reconocible, con una amplia variedad de colores entre rosa (5R 3/4, 5R 2/6 y 5R 2/2), violeta (5B 6/2, 5PB 5/2 y 10R 4/2), gris (N6, N7, N8, N9, 5B 7/1, 10Y 4/2, 10G 4/2, 5G 5/2 y 5GY 3/2), verde (10GY 4/4) y café (5YR 3/4, 10R 3/4 y 10R 4/6) y potencias entre 0,2 y 6,2 m, siendo mayores en la sección Pampa Castillo.

Es una de las litofacies que más se repite a lo largo de las 3 secciones, por lo que presenta todos los tipos de contactos, predominando nítidos y erosivos en conjunto con facies Fm, Sh, St y en ocasiones Sr, Fl, Fsm y Gt.

Estas areniscas son en general bien seleccionadas y tienen líticos subredondeados a redondeados, polimícticos, con cuarzo, feldespatos, biotitas y líticos volcánicos, ígneos intrusivos y sedimentarios, son submaduras a maduras texturalmente e inmaduras a submaduras composicionalmente.

Litofacies Sh

Corresponde a estratos arenosos de granulometría muy fina a muy gruesa, predominando arena media con laminación paralela y espesores entre 0,3 y 3 m. Los colores son

mayoritariamente grises (N4, N5, N8, N9, 5B 5/1, 5PB 7/2 y 5YG 6/1) , rosados (5R 3/4, 5R 2/6 y 5R 4/6) y violetas (5B 6/2, 5P 4/2, 5PB 5/2 y 5RP 6/2) y en menor proporción verdes (5G 7/4) y cafés (10R 3/4 y 10R 4/6), con contactos nítidos y subordinadamente transicionales y cubiertos.

Esta litofacies se puede encontrar en las 3 secciones, con mayor repetición en las secciones Pampa Castillo y en la parte superior de la sección Guadal Sur. En ocasiones presenta concreciones carbonáticas, lentes, rizohalos decolorados y fósiles de mamíferos *in situ* sólo en la sección Pampa Castillo.

Se encuentra asociada a las facies Fm, Sm, Fl y en ocasiones particulares con Fr, St, Sr y Gcm. Estas areniscas son bien seleccionadas y polimícticas, con predominancia de cuarzo, sumado a feldspatos, biotitas y líticos volcánicos, ígneos intrusivos y sedimentarios subordinadamente. Texturalmente son submaduras y composicionalmente maduras.

Litofacies Fr

Corresponde a estratos limosos con presencia de trazas fósiles como rizohalos decolorados, motas y pátinas de óxidos de Fe, concreciones subsféricas a botroidales con cemento carbonático y en ocasiones fósiles *in situ* de mamíferos. Los espesores varían entre 0,2 y 3,5 m, predominando los estratos menores a 1,5 m.

Esta litofacies se presenta en las secciones Pampa Castillo y Guadal Sur, siendo más recurrente en la parte superior de esta última e inferior de Pampa Castillo. Los colores son variables en tonos verdes (5G 7/4), violetas (5RP 6/2), grises (5GY 3/2, 5G 4/1 y 10Y 4/2), rosados (5R 2/6, 5R 4/6, 5R 3/4 y 5R 6/6) y café (10R 3/4), y los contactos son nítidos con algunas excepciones de contactos cubiertos.

Se presenta en contacto con todas las litofacies, pero domina con facies Sm y Fm.

Litofacies Fsm

Son estratos de limo intercalados con arcillas laminados o mal estratificados, de potencias entre 1,2 y 8, 5 m y colores en general en tonos grises (N9, 5PB 3/2 y 5PB 7/2), violetas (5P 6/2, 5P 4/2 y 5B 6/2) y rosados (5R 4/6, 5R 2/2, 5R 2/6, 5R 3/4 y 10R 3/4). En ocasiones presenta intercalaciones de estratos arenosos finos y fósiles de mamíferos en superficie.

Se presenta en la sección Pampa Castillo con mayor recurrencia y escasamente en la parte inferior de la sección Guadal Sur, mientras que en la parte superior y la sección Guadal Norte no se observa. Se encuentra junto a litofacies Sm, Fm, Sh, Fl y Fr.

Litofacies Fl

Son estratos de limo con laminación paralela y en ocasiones con ondulitas pequeñas, de espesores entre 0,4 y 11,1 m encontrándose los de mayores potencias en la sección Pampa Castillo. Los colores son variables entre violeta, café, tonos rosados (5R 3/4, 5R 4/2, 5R 4/6, 5R 6/2, 5R 7/4, 10R 3/4, 5RP 8/2 y 5YR 3/4) y grises (N8, 5G 3/2, 5Y 3/2 y 5GY 8/1) y los contactos nítidos, transicionales y en ocasiones cubiertos.

Se puede encontrar en todas las secciones junto a litofacies Sm, Fm, St y escasamente con Fr, Sh y Gt, abundando más en la sección Pampa Castillo. En ocasiones se presenta con gradaciones inversas en la sección Guadal Norte; intercalado con areniscas macizas, pátnas ferruginosas y con fósiles en superficie en la sección Pampa Castillo y en la parte superior de la sección Guadal Sur.

Litofacies Fm

Corresponde a estratos limosos macizos o escasamente con laminación paralela fina, con contactos nítidos y raramente transicionales y cubiertos, con potencias entre 0,2 y 6 m, presentando los mayores en la sección Pampa Castillo. Los colores predominantes son en tonos grises (N6, N8, 10R 2/2, 5GY 4/1 y 5Y 3/2), rosados (5R 4/6, 5R 3/4, 5R 2/6, 5R 2/2, 5R 7/4 y 5R 6/2) y violetas (5RP 6/2 y 5RP 4/2) y en menor medida cafés (5YR 4/4, 10R 3/4, 10R 4/6 y 10R 5/4).

Es una de las litofacies que más se repite y se puede encontrar en las 3 secciones junto a las facies Sm, Fl, Sh y en algunas con Fr, St, Gt y Fsm. En algunos casos se presenta con gradación inversa y fósiles de mamíferos en superficie en las secciones Guadal Sur y Pampa Castillo.

Litofacies T

Adicionalmente a las litofacies epiclásticas se añade una litofacies volcanoclástica de toba, ya que en las 4 secciones destaca la presencia de un estrato de color rosado a rojizo (5R

7/4) de potencias menores a 1 m de una toba de lapilli retrabajada, con características similares en las 4 secciones.

Posee contactos nítidos y marcado por lentes de fragmentos pumíceos en la base con los estratos subyacentes, estructuras como laminación paralela y cruzada en artesas de bajo ángulo y tamaños pequeños. Particularmente en la sección Guadal Sur se encontraron restos fósiles de mamíferos en superficie, mientras que en la sección Pampa Castillo se encontraron restos similares en el estrato inmediatamente superior.

Esta litofacies, además, se encuentra en contacto basal en las secciones Guadal Sur y Pampa Castillo con la litofacies St y en la sección Guadal Norte con litofacies Fm y subyace a la litofacies St. Por otro lado, el estrato superior a esta toba en las secciones Guadal Sur y Pampa Castillo son estratos finos limosos macizos e intercalados con areniscas (litofacies Fm y Fsm), respectivamente.

5.2. Elementos arquitecturales

Las litofacies identificadas fueron agrupadas, para permitir interpretar subambientes deposicionales a partir de los elementos arquitecturales (EA) siguiendo el modelo propuesto por Miall (2006), resumidos en la Tabla 5 y Figura 39.

Elemento arquitectural CH

Está conformado por cuerpos acanalados rellenos de gravas finas predominantemente matriz soportadas con estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo (litofacies Gt), que puede estar en conjunto con la litofacies St. Posee un contacto basal erosivo de geometría cóncava hacia arriba y presencia de intraclastos de limo en la base. Este elemento sólo se observó en la sección Pampa Castillo, en donde posee una potencia total de 16 m.

Esta asociación es interpretada como depósitos gravosos que rellenan canales debido a su colmatación (Miall 1996), la cual corresponde al elemento CH de la Tabla 5.

Elemento arquitectural GT

Se compone de cuerpos tabulares de gravas de granulometría variable y de textura matriz soportada, que puede estar conformada por las litofacies Gm, Gp y Gt. En este trabajo sólo se identificó esta asociación compuesta por gravas con estratificación cruzada en artesa de

bajo ángulo, presente en las secciones Pampa Castillo y parte inferior de Guadal Sur. Posee potencias entre 3 y 5 m.

Esta asociación se encuentra con contactos erosivos y transicionales. Se puede encontrar interestratificada con los elementos CH, SB y LV, debido a una segregación de sedimentos hacia facies finas .

Es interpretada como parte de macroformas de barras y estructuras sedimentarias gravosas, del elemento GT, dadas por pulsos de transporte de sedimentos gruesos, la colmatación de canales menores y la migración de campos de dunas gravosas en el caso de presentar estratificación cruzada en artesas (Miall, 2006).

Elemento arquitectural SB

Esta asociación es una de las que más se repite a lo largo de las 3 secciones y está compuesta de formas de lecho rellenas por depósitos arenosos del conjunto de las litofacies St, Sh, Sm, Sr que pueden contener capas de menor espesor de Fm. El espesor de la asociación es variable entre 0,5 y 12 m y los contactos son en general nítidos y en ocasiones transicionales.

En esta asociación predominan los estratos arenosos con estratificación cruzada en artesas, estratificación paralela y macizas, que están mayormente interestratificadas con los elementos LV, FF y CS. Lo anterior, permite interpretar a esta asociación como campos de dunas 3D, correspondientes al elemento SB, que rellenan las zonas profundas de canales activos o depósitos de canales de desborde (“crevasse channel”) con formas tabulares que pasan a facies finas dado por un abandono gradual del canal (Miall, 2006).

Elemento arquitectural LA

Está compuesta por sets de estratos arenosos de las litofacies St, Sh, Sr, Sm y en ocasiones con niveles menores de Fm, con estructuras de estratificación cruzada en artesas y estratificación paralela de gran porte con ángulos de inclinación que indican acreción lateral. Se puede encontrar escasamente en la sección Pampa Castillo, en donde la evidencia de acreción lateral no es marcada y está estratificada en conjunto con el elemento FF (Figura 12), con un espesor de 3 m.

Es interpretada como barras de punta generadas por la migración lateral del canal y la migración de campos de dunas 2D (Miall, 2006). Se producen cuando el flujo principal del canal es direccionado perpendicular al río, provocando erosión y posterior sedimentación del banco en la dirección del flujo, que finalmente da origen a la acreción del banco con un alto ángulo (Miall, 2006)

Elemento arquitectural HO

Se compone de gravas y arenas con estratificación cruzada en artesas en conjunto con lentes de menor granulometría (litofacies Gt y St). Estas arenas rellenan formas tridimensionalmente con forma de pala u hoyo, que puede ser confundida con forma cóncava o bien planar dependiendo desde dónde se observe.

Se encuentra escasamente en las secciones Guadal Sur y Pampa Castillo, con contactos nítidos y potencias entre 5 y 7 m. Se observa en conjunto con la asociación de facies AF 8.

Está asociada al elemento arquitectural HO (Tabla 5) y su interpretación y origen sigue siendo discutida, pero se propone que se generan principalmente por el relleno de una zona profundamente erosionada dentro del lecho fluvial (Miall, 2006).

Elemento arquitectural LS

Esta asociación está compuesta por estratos de areniscas de granulometría variable dominada por estructuras como estratificación paralela (Sh), cruzada planar de bajo ángulo (Sl) y en menor medida cruzada planar (Sp) y ondulitas o estratificación ondulosa (Sr).

Corresponde al elemento arquitectural LS definido por Miall (2006) y se presenta en conjunto con los elementos FF y LV, con contactos nítidos y potencias de alrededor 5 m y geometrías tabulares, presente escasamente en las secciones Guadal Centro y Pampa Castillo.

Son generadas por inundaciones que depositan arena por condiciones de régimen de flujo bajo con sedimentos gruesos transportados como carga de fondo y los finos por suspensión.

Elemento arquitectural FF

Esta consiste en sedimentos finos macizos y con laminación paralela fina de las litofacies Fm y FI respectivamente, que en ocasiones puede presentarse junto a las litofacies Sm finas y limos intercalados con areniscas finas de la litofacies Fsm. Tienen forma planar y geometría tabular, con contactos comúnmente nítidos variando a transicionales y cubiertos, en conjunto con elementos LA y escasamente SB, que corresponden a los elementos arquitecturales SB y CS respectivamente.

Esta asociación está comúnmente alterada por el desarrollo de material pedogénico como concreciones carbonáticas, pátina y motas de óxidos de Fe, rizohalos decolorados y contenido fósil de vertebrados, tanto en superficie como *in situ* (Figuras 16, 20 y 26).

El elemento FF es uno de los que más se repite dentro de las 3 secciones, por lo que es fundamental para el entendimiento del sistema deposicional. Este elemento presenta espesores de hasta 17 m y lateralmente se puede extender por kilómetros, ya que representa eventos de inundaciones que depositan material fino en suspensión en superficies planares que, en muchos casos están expuestas a cambios estacionales que permiten el secado de la planicie de inundación y el posterior desarrollo de paleosuelo, ya sea bien o pobremente desarrollado (Miall, 2006).

Elemento arquitectural LV

Está formada por depósitos finos de limo laminados (litofacies FI) de formas tabulares, espesores entre 1 y 5 m y contactos nítidos. En ocasiones se puede encontrar junto a litofacies Fm.

Esta asociación corresponde al elemento LV definido por Miall, (2006) y se puede encontrar junto a los elementos LA, FF y CS. Se encuentra en la porción inferior de la sección Pampa Castillo y a lo largo de toda la sección Guadal Sur, aunque con mayor frecuencia hacia el techo.

Es interpretada como diques o levees (albardones) naturales formados en el margen del canal, y que representan eventos de inundaciones que sobrepasan el nivel del canal y depositan sedimentos finos en suspensión sobre los márgenes (Miall, 2006).

Elemento arquitectural CS

Está formada por depósitos finos limosos y arenosos con estructuras de ondulitas (litofacies Sr) y laminación paralela en estratos arenosos (litofacies Sl) y limosos (litofacies Fr), que puede estar en conjunto con arenas y limos macizos (litofacies Sm y Fm). Presenta contactos nítidos y erosivos y potencias entre 0,8 y 6 m.

Esta asociación está estratificada comúnmente con los elementos FF y LV y con menor recurrencia LA. Se presenta en las secciones Guadal Norte, Pampa Castillo y Guadal Sur, en esta última con mayor frecuencia.

Corresponde al elemento CS (Figura 39) definido por Miall (2006) como lóbulos de derrame, que son generados por la expansión del flujo fuera de los bordes del canal dado por eventos de inundaciones (Miall, 2006).

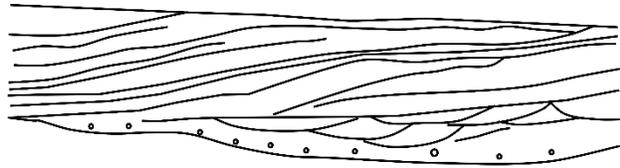
Elemento arquitectural CH (FF)

Corresponde a cuerpos limosos macizos, intercalados con areniscas finas, con laminación paralela u ondulitas de las litofacies Fm, Fsm, Fl y Fr, correspondientemente. Estos cuerpos poseen formas acanaladas, con contactos nítidos y erosivos y se encuentran escasamente en la sección Guadal Sur, con una potencia de 3 m y acompañado del elemento SB.

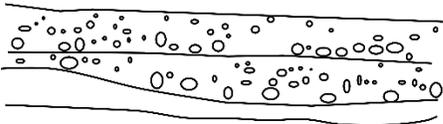
Esta asociación corresponde al elemento CH (FF) y es interpretado como el relleno de material fino de canales abandonados, comunes en sistemas fluviales de grano fino y que pueden permanecer como lagos o agua estancada (Miall, 2006) y son rellenadas por material en suspensión. Corresponde al elemento AC (abandoned channel fil), definido por Colombera *et al.* (2013).



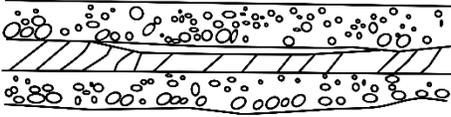
CH: Canal



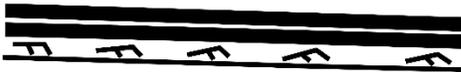
LA: Acreción lateral



SG: Flujos de gravedad



GB: Barras gravosas



FF: Finos de planicie de inundación



T: Depósitos de toba



LS: Arenas laminadas



SB: Formas de lecho arenosas

Figura 39: Elementos arquitecturales básicos propuestos por Miall (1985, 1988) presentes en las secciones estratigráficas.

5.3. Asociaciones de facies

Las litofacies fueron agrupadas en dos asociaciones de facies (AF), descritas a continuación y resumidas en la Tabla 6.

Tabla 6: Asociaciones de facies definidas para las secciones estratigráficas, basadas en el modelo propuesto por Miall (1985, 2006).

Símbolo	Interpretación	Conjunto de facies	Elementos arquitecturales
AF1	Planicies de inundación	Fl, Fm, Fr, Sm, Sr, Sh, Sp	FF, T, LV, LS, CS
AF2	Depósitos de canales	Gh, Gt, St, Sh, Sm, Fm, Fr	CH, SG, LA, HO, GB, SB

AF1

Representa el 74% de la sección Pampa Castillo, el 49% de la sección Guadal Sur y 42% de la sección Guadal Norte. Está dominada por una intercalación entre limolitas y areniscas finas, con estructuras como: estratificación cruzada planar (Sp); laminación paralela (Sh y Fl); laminación ondulosa u ondulitas (Sr y Fl, respectivamente) y areniscas y limos macizos (Sm y Fm). Además, destacan limos con estructuras edáficas como rizohalos decolorados, motas ferruginosas, óxidos de Hierro y concreciones carbonáticas.

Los estratos de esta asociación de facies presentan contactos basales netos y transicionales, aunque en ocasiones pueden ser erosivos o estar cubiertos. Suelen presentar colores en tonos rosados (5R 2/6, 5R 4/6, 5R 3/4, 10R 3/4, 5R 7/4, 5R6/2, entre otros) y cafés a burdeos (10R 3/4, 10R 4/6, 10R 5/4 y 5YR 4/4), aunque en la sección Guadal Sur las areniscas son de tonos grises (N8, N9, 5GY 8/1, 10R 2/2 entre otros) y hacia la base y al techo de sección Pampa Castillo se pueden observar algunos estratos en tonos verdes (5G 3/2, 5G 7/4, 10GY 6/4, 10GY 5/2 y 10G y 4/4).

En cuanto al contenido de fósiles de vertebrados, estos se encuentran presentes sólo en esta asociación, predominando en estratos de areniscas en la sección Guadal Sur y en limolitas en la sección Pampa Castillo.

La predominancia de estratos de grano fino de colores rosados a cafés, variando a grises y verdes, sugiere la depositación bajo condiciones de baja energía, con estratos macizos y con estructuras edáficas que sugieren el leve desarrollo de paleosuelos en un ambiente con variaciones en las condiciones de oxigenación (Retallack 1988; Retallack, 2001). La presencia de algunos estratos de areniscas y limolitas con laminación ondulosa y paralela, indica la acción de corrientes tractivas durante la etapa de inundación (FF), en conjunto con

el desarrollo de LV o CS reflejados en los niveles arenosos con estratificación paralela y en ocasiones con contactos basales erosivos. La presencia de fósiles de vertebrados *in situ* sugiere un enterramiento rápido de los organismos (Miall, 2006).

Arquitecturalmente, esta asociación de facies está conformada por los elementos arquitecturales FF, T, LV, LS y CS.

AF2

Esta asociación se presenta en un 58% en la sección Guadal Norte, 51% en la sección Guadal Sur y en un 26% en la sección Pampa Castillo. Se presenta como una intercalación entre areniscas medias a gruesas y limolitas, en ocasiones con estratos conglomerádicos.

Los estratos arenosos pueden ser macizos (Sm) o pueden presentar estructuras como estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo (St) y laminación paralela (Sh); mientras que los conglomerados presentan estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo (Gt) y en ocasiones en que la matriz es arenosa, pueden presentarse los conglomerados de forma lenticular. Los niveles de limolitas presentes en esta asociación son en general macizos (Fm), aunque en la porción inferior de la sección Guadal Sur se pueden encontrar algunas motas ferruginosas.

Los contactos entre facies son mayormente netos, con algunas areniscas y conglomerados con contactos basales erosivos y subordinadamente transicionales y cubiertos. En general esta asociación de facies se presenta con colores en tonos grises (N5, N6, N7, N8, N9, 5B 7/1, 10G 6/2, 5G 8/1, 5B 6/2, entre otros), cafés (5YR 3/4, 10R 3/4, 10R 4/6) y verdosos (5G 3/2, 5G 7/4, 10GY 6/4, 10GY 5/2 y 10G y 4/4), aunque pueden encontrarse escasamente con limolitas burdeos (5R 4/6 y 5R 2/6).

Esta asociación de facies es interpretada como depósitos de canales, dado por los estratos arenosos con estratificación cruzada en artesa y contactos basales erosivos que sugieren la reactivación de estos canales (Miall, 1985, 2006).

Arquitecturalmente, esta asociación de facies está conformada por los elementos arquitecturales CH, SG, LA, HO, GB y SB.

5.4. Ambiente deposicional

De acuerdo con el análisis sedimentológico realizado se observó que el sistema deposicional de Formación Santa Cruz en las zonas de estudio está dominado por litofacies de granulometrías predominantemente finas y tabulares, con litofacies gruesas y de forma canalizada, lo cual, sumado a las características expuestas en las secciones estratigráficas, litofacies y asociaciones de facies reconocidas permiten proponer que el ambiente donde se depositaron estos sedimentos corresponde a uno del tipo continental, y en particular de un sistema fluvial.

Se logró identificar un sistema fluvial dominado por arenas y sedimentos finos, con predominancia de los elementos SB, CS, FF y LV con participación menor de sedimentos gruesos (GB), con direcciones de paleocorrientes en un rango aproximado de 180° en la sección Guadal Sur y de 290° en Pampa Castillo. Lo anterior, permite proponer un estilo fluvial de ríos meándricos de sinuosidad media, dado por la baja frecuencia de elemento LA, dominado por arenas según los parámetros propuestos por Miall (2006).

En este estilo fluvial destaca la presencia de planicies de inundación dominadas por elementos CS, FF, T, LS y LV, con canales abandonados, constantes inundaciones y canales representados por los elementos SB, CH, SG, LA, HO y GB (Figura 40). La presencia del elemento GB podría estar asociado a episodios aislados con pulsos de flujos de mayor energía.

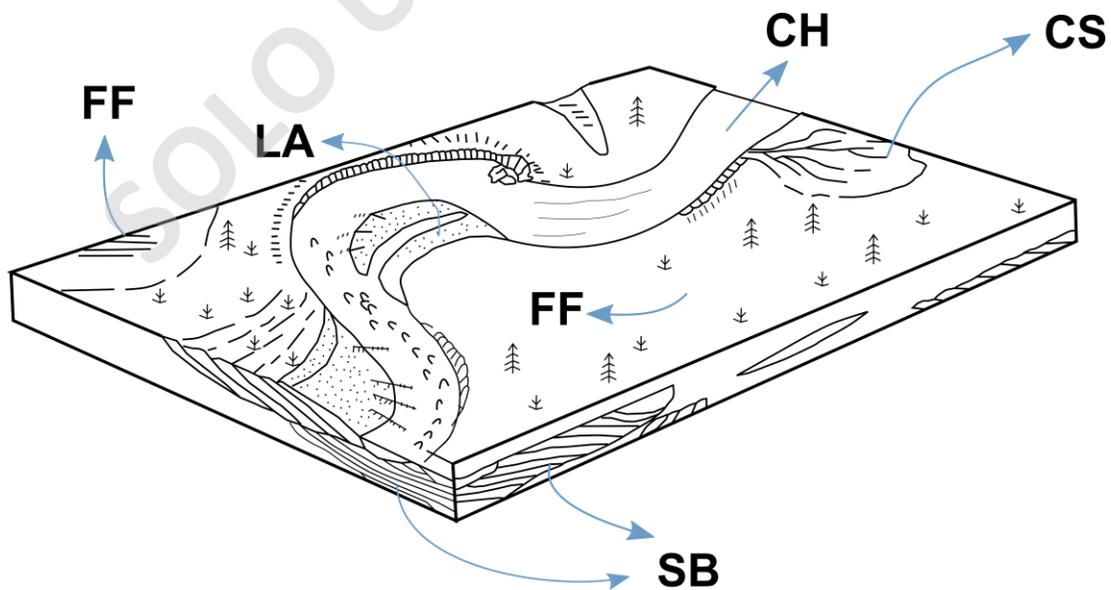


Figura 40: Modelo arquitectural de un río meándrico de lecho arenoso con los principales elementos arquitecturales, modificado de la propuesta de Miall (1985, 2006).

Capítulo 6: Petrografía

En este capítulo se exponen los resultados obtenidos de la petrografía de las muestras tomadas a lo largo de las secciones estratigráficas, mediante la descripción macroscópica y microscópica de sus componentes minerales, líticos, texturas y tamaño de grano para su posterior clasificación textural y composicional.

6.1. Clasificación de muestras

Se colectaron un total de 43 muestras de mano de las 3 secciones (Anexo 1), de las cuales las muestras 200209/2 y 200209/8 fueron colectadas para análisis de geoquímica y las muestras 200204/5 y 200205/12e para dataciones de circones detríticos, los cuales no serán considerados para este estudio. De las 37 restantes, 27 de ellas fueron analizadas en láminas delgadas, 24 correspondientes a rocas colectadas a lo largo de la sección Pampa Castillo (Tabla 7), en donde 23 pertenecen a rocas sedimentarias detríticas y 1 a volcánica efusiva. El resto corresponden a 10 rocas de la sección Guadal Sur; 9 sedimentarias detríticas y 1 volcánica efusiva y 5 de la sección Guadal Norte, estas últimas todas sedimentarias detríticas. Además, se incluyen las muestras PG0202-2, PG0203-1, y PG0205-1, que fueron tomadas en el año 2014 por Raúl Ugalde y Enrique Bostelmann. De estas, sólo la primera pertenece a una roca volcánica efusiva y las 2 últimas a rocas sedimentarias detríticas que fueron descritas en láminas delgadas por el practicante en geología Jonatan Vega.

Las rocas sedimentarias analizadas corresponden en su totalidad a areniscas, las que presentan variaciones menores en cuanto a su granulometría y algunas más marcadas respecto a su composición.

El tipo de muestra, código, componentes, características texturales y nombres se encuentran detallados en la Tabla 7.

Las rocas sedimentarias fueron clasificadas utilizando los diagramas ternarios de Folk *et al.*, (1970), en donde se confirma que casi la totalidad de ellas son areniscas, excepto por la muestra 200209/4 que corresponde a una arenisca conglomerádica.

En cuanto a la composición, 17 de las muestras de la sección Pampa Castillo son litarenitas feldespáticas, 4 litarenitas y 2 arcosas líticas (Figura 41). En cambio, las de las secciones Guadal Sur, Guadal Norte y Guadal centro son litarenitas, exceptuando por la muestra

200210/4 de la sección Guadal Norte que corresponde a una litarenita feldespática (Figura 41).

Cabe destacar que para las muestras de la sección Guadal centro (Ugalde *et al.*, 2015; Buldrini, 2017) la ubicación estratigráfica es equivalente a la parte superior de la Sección Guadal Sur, sin embargo, en este capítulo son consideradas por separado ya que la ubicación exacta dentro de esta última es incierta dada la distancia que las separa.

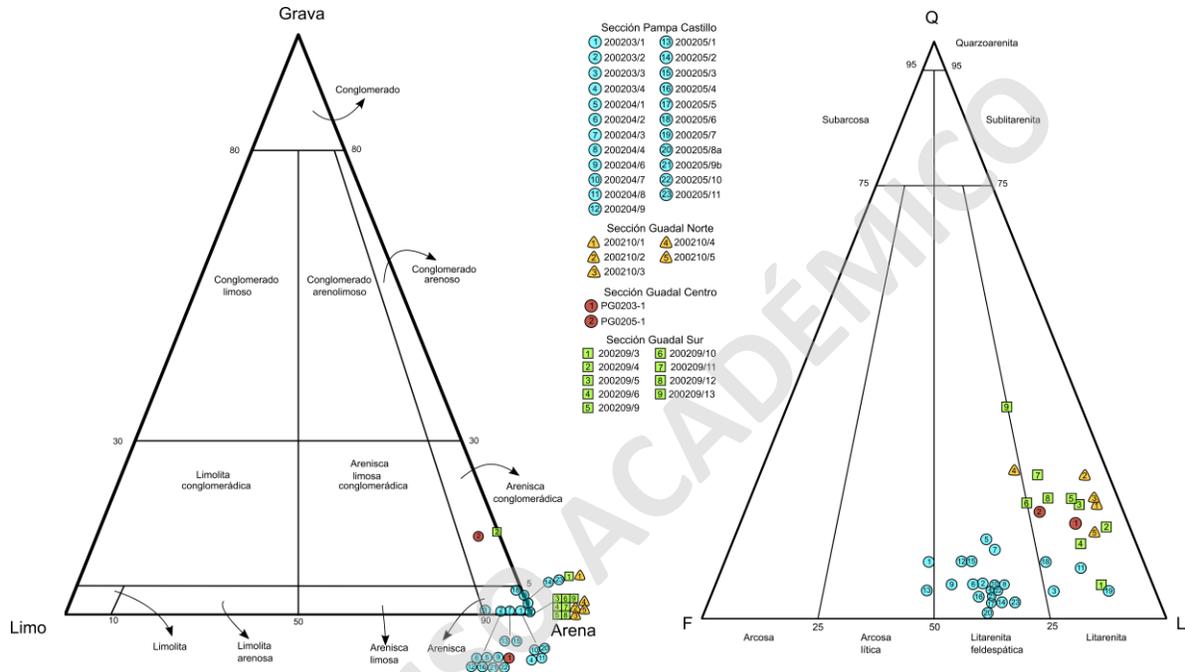


Figura 41: Diagramas ternarios de Folk *et al.* (1970) para la clasificación textural de las muestras a la izquierda y para la clasificación composicional a la derecha. Las muestras se presentan de base a techo según la sección estratigráfica a la que corresponden.

Tabla 7: Clasificación textural y composicional de las muestras según Folk *et al.* (1970), especificando el tipo de muestra. Qz: cuarzo total; Ft: feldespatos totales; Lt: líticos totales; P: pómez; V: vidrio. () muestras que cuentan con láminas delgadas y muestras de mano.

Rocas sedimentarias detríticas			Clasificación textural				Clasificación composicional			
Sección	Muestra	Tipo de muestra	Grava (%)	Arena (%)	Limo (%)	Nombre	Qz (%)	Ft (%)	Lt (%)	Nombre
Pampa Castillo	200203/1	Lámina delgada	0	99	1	Arenisca	10	46	44	Arcosa lítica
Pampa Castillo	200203/2	Lámina delgada	0	95	5	Arenisca	6	36	57	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200203/3	Lámina delgada	0	90	10	Arenisca	5	22	73	Litarenita
Pampa Castillo	200203/4	Lámina delgada	0	99	10	Arenisca	5	35	60	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200204/1	Lámina delgada	0	95	5	Arenisca	14	32	55	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200204/2	Lámina delgada	0	95	5	Arenisca	6	39	56	Litarenita
Pampa Castillo	200204/3	Lámina delgada	0	97	3	Arenisca	12	31	57	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200204/4	Lámina delgada	1	99	0	Arenisca	6	32	62	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200204/6	Lámina delgada	0	95	5	Arenisca	6	43	51	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200204/7	Lámina delgada	0	99	1	Arenisca	6	34	60	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200204/8	Lámina delgada	0	99	1	Arenisca	9	14	77	Litarenita
Pampa Castillo	200204/9	Lámina delgada	0	95	5	Arenisca	10	39	51	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200205/1	Lámina delgada	0	97	3	Arenisca	5	49	46	Arcosa lítica
Pampa Castillo	200205/2	Lámina delgada	1	99	0	Arenisca	3	34	63	Litarenita
Pampa Castillo	200205/3	Lámina delgada	0	97	3	Arenisca	10	37	53	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200205/4	Lámina delgada	0	95	5	Arenisca	4	38	57	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200205/5	Lámina delgada	0	100	0	Arenisca	3	36	61	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200205/6	Lámina delgada	3	96	1	Arenisca	10	21	69	Litarenita
Pampa Castillo	200205/7	Lámina delgada	2	98	0	Arenisca	5	10	85	Litarenita
Pampa Castillo	200205/8a	Lámina delgada	0	99	1	Arenisca	1	38	61	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200205/9b	Lámina delgada	0	95	5	Arenisca	4	36	61	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200205/10	Lámina delgada	0	95	5	Arenisca	5	34	61	Litarenita feldespática
Pampa Castillo	200205/11	Lámina delgada	1	99	0	Arenisca	3	31	66	Litarenita feldespática
Guadal Sur	200209/3	Muestra de mano	15	85	0	Arenisca	6	11	83	Litarenita
Guadal Sur	200209/4	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca conglomerádica	16	5	79	Litarenita
Guadal Sur	200209/5	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	20	9	71	Litarenita
Guadal Sur	200209/6	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	13	12	75	Litarenita
Guadal Sur	200209/9	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	21	10	69	Litarenita
Guadal Sur	200209/10	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	20	20	60	Litarenita
Guadal Sur	200209/11	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	25	15	60	Litarenita
Guadal Sur	200209/12	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	21	15	64	Litarenita
Guadal Sur	200209/13	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	37	16	47	Litarenita
Guadal Norte	200210/1	Muestra de mano	1	99	0	Arenisca	20	5	75	Litarenita
Guadal Norte	200210/2	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	25	5	70	Litarenita
Guadal Norte	200210/3	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	21	5	74	Litarenita
Guadal Norte	200210/4	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	26	20	55	Litarenita feldespática
Guadal Norte	200210/5	Muestra de mano	0	100	0	Arenisca	15	8	77	Litarenita
Guadal Centro	PG0203-1	Lámina delgada	0	98	2	Arenisca	18	17	65	Litarenita
Guadal Centro	PG0205-1	Lámina delgada	10	85	5	Arenisca conglomerádica	19	13	69	Litarenita

Rocas piroclásticas			Clasificación textural				Clasificación composicional				
			Bloque	Lapilli	Ceniza	Nombre	Cristales	Líticos	Pómez	Vidrio	Nombre
Pampa Castillo	200204/10	Lámina delgada	0	0	100	Toba	15	25	10	50	Toba vítrea
Guadal Sur	200209/7	Muestra de mano	0	15	85	Toba	10	5	20	65	Toba vítrea

6.2. Análisis petrográfico de rocas sedimentarias

La abundancia de componentes está basada en descripciones de muestras de mano y láminas delgadas según corresponda a cada sección, por lo que se debe tener en consideración que las secciones Pampa Castillo y Guadal centro poseen láminas delgadas, de modo que las observaciones y descripciones poseen mayor detalle que las muestras de las otras 2 secciones.

Se describen las muestras de acuerdo con el tipo de muestra.

6.2.1. Descripciones macroscópica

La petrografía macroscópica de las rocas sedimentarias está dominada por líticos volcánicos y feldespatos, con valores menores de líticos sedimentarios, metamórficos y minerales como opacos, cuarzo, micas y ferromagnesianos en orden de abundancia.

A continuación, se exponen las descripciones macroscópicas de las rocas sedimentarias detríticas de las secciones Guadal Sur y Guadal Norte.

Sección Guadal Sur

Están compuestas por litarenitas en su mayoría con contenido de matriz entre 5 y 15%, de tamaño arena media y subordinadamente arena fina y muy fina. Los fragmentos mayores van de 85 a 95%, generalmente mayor a 90%, y se componen de fragmentos líticos (47-83%) de 0,2 a 3 mm subredondeados a redondeados de tonos anaranjados, rojizos y grises la mayoría con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico (5-20%) de tamaños entre arena fina a gruesa, cuarzo (4-20%) redondeados a subredondeados de tamaño arena media a gruesa subordinadamente, plagioclasa (0-10%) de hábito tabular y tamaño predominante arena media y biotita (0 -3%) de tamaño arena fina.

Texturalmente las muestras son en general clasto soportadas, polimícticas con fragmentos subredondeados a redondeados y de selección moderada con una madurez textural y composicional es submadura a madura, con un cemento silíceo.

Las variaciones composicionales de las muestras se exponen en la Figura 43.

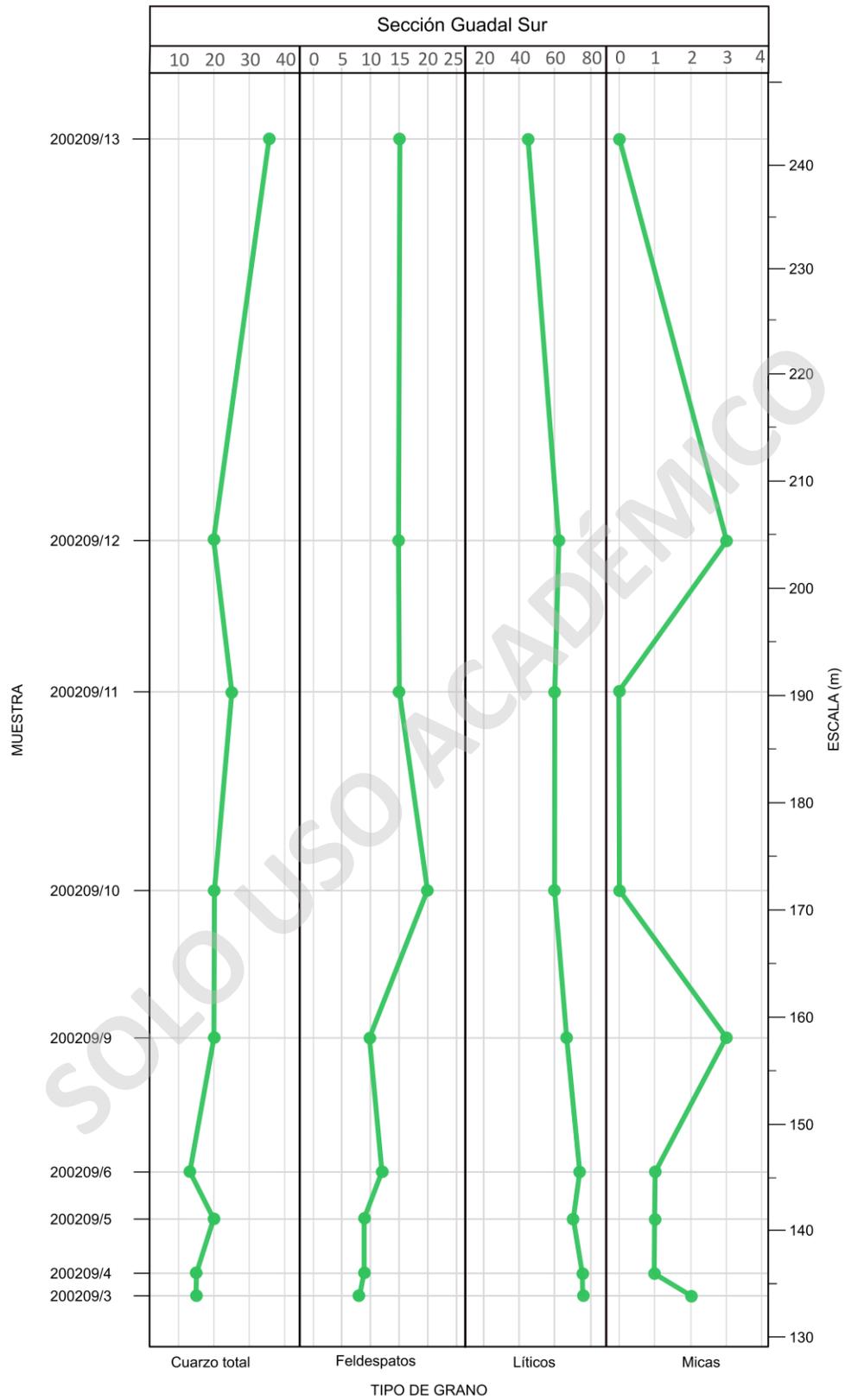


Figura 42: Perfiles petrológicos de la sección Guadal Sur. Muestran la tendencia composicional basados en descripciones macroscópicas.

Sección Guadal Norte

Se compone principalmente de litarenitas y una litarenita feldespática ambas con contenido de matriz menor a 15% y de tamaño arena fina a media.

Los fragmentos mayores en las litarenitas están conformados por fragmentos líticos (70-76%) de colores rosados, rojizos a burdeos y grises en su mayoría subredondeados y subordinadamente subangulosos y redondeados de tamaño arena fina a gruesa, cuarzo (15-25%) subredondeados y de tamaño arena media y en algunas muestras de arena media a gruesa, plagioclasa (3-5%) de tamaño arena fina a media y subredondeadas, feldespato potásico (1-3%) de colores rosado pálido a blanco subredondeados a redondeados y de tamaño arena media y biotitas (1-3%) presente sólo en las 2 muestras del techo de la sección y de tamaño arena fina.

La muestra de litarenita feldespática está compuesta de fragmentos líticos (53%) rosados, rojizos y grises subredondeados y de tamaño arena media con algunos de color rojizo de tamaño arena fina, cuarzo (25%) de tamaño arena media con cristales aislados de arena gruesa y subredondeados a redondeados, plagioclasas (5%) tabulares y blanquecina de tamaño arena media y biotitas (3%) de tamaño arena media.

En ambos casos texturalmente las rocas son matriz soportada, a excepción de la muestra 200210/3 que es clastosoportada. Las muestras son polimícticas y con una selección moderada a buena y en su mayoría macizas, aunque 2 de ellas presentan estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo (200210/4 y 200210/5). La madurez textural es en general submadura a madura y composicional inmadura a submadura y el cemento es en todas de composición silícea.

Las variaciones composicionales de las muestras se exponen en la Figura 43.

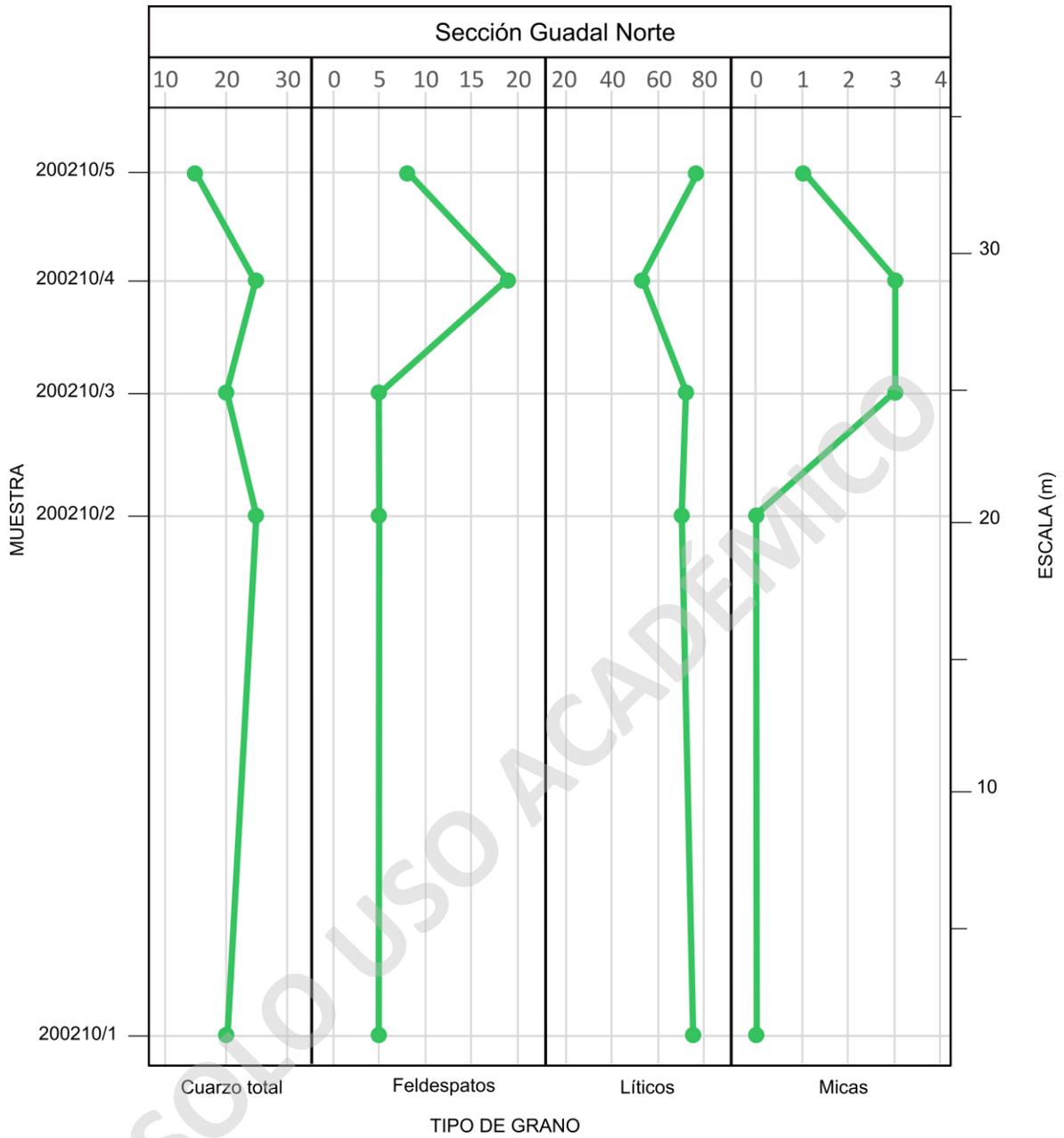


Figura 43: Perfiles petrológicos de la sección Guadal Norte, que muestran la tendencia composicional basados en descripciones macroscópicas.

6.2.2. Descripciones microscópica

a) Sección Pampa Castillo

De esta sección se analizaron 23 muestras correspondientes a la Formación Santa Cruz y 1 a la zona del contacto con la unidad subyacente, Formación Guadal (200203/1).

A continuación, se exponen las características, componentes y abundancia de las láminas delgadas de las rocas sedimentarias de la sección.

Cuarzo

El porcentaje de cuarzo total presente varía entre 1 y 10% de cuarzos monocristalinos y policristalinos, por lo que es uno de los componentes menos abundantes a lo largo de esta sección.

El cuarzo monocristalino en general tiene formas anhedrales con bordes subredondeados a subangulosos y un tamaño moda de 0,2 mm. Su abundancia oscila entre 1 y 10% con una leve disminución hacia el techo, en donde las muestras 200204/1 y 200204/3 son las que presentan más altos valores.

En cuanto a los granos de cuarzo policristalino, estos se encuentran de forma intermitente en la muestra alcanzando valores máximos de 5%, pero generalmente menores o iguales a 1%. Presentan bordes irregulares y subredondeados a redondeados, con contactos suturados entre cristales y un tamaño moda de 0,4 mm desde la parte media hacia la base y de 0,3 mm hacia el techo.

Feldespatos

Su abundancia varía entre 10 y 49% de feldespatos total entre plagioclasas y feldespatos, con sólo 2 muestras con valores inferiores a 20%.

Los feldespatos potásicos son principalmente ortoclasas con algunos cristales aislados de microclina y son los más abundantes dentro de esta categoría, con una distribución homogénea a lo largo de la sección que oscila entre 6 y 42% con sólo 2 muestras mayores a 30%; las muestras 200205/1 y 200205/4 con valores de 42 y 35% respectivamente (Figura 47). Estos cristales se encuentran de forma tabular y subredondeados, parcial a moderadamente alterados a sericita y con un tamaño medio de 0,3 mm.

Las plagioclasas oscilan entre 3 y 10% con valores comúnmente menores o iguales a 8% con una muy leve disminución hacia el techo (Figura 47). Estos cristales tienen formas tabulares y tamaños de 0,3 a 0,4 mm sin mayores cambios a lo largo de la sección.

Fragmentos líticos

Los fragmentos líticos son el componente de mayor abundancia, con concentraciones que varían entre 44 y 85%.

- **Volcánicos**

Son los fragmentos de mayor abundancia y se distribuyen homogéneamente a lo largo de la sección con valores entre 30 y 50 % y sólo una muestra con 25% (Figura 47). Estos son de colores rojizos a grises, subredondeados, de tamaños entre 0,2 y 0,6 mm y de hasta 1 mm en las muestras con contenido de gravilla. En su mayoría tienen textura porfírica y traquítica, con fenocristales de plagioclasa de grano fino y una masa vítrea alterada con un color rojizo o a minerales opacos macizos y en ocasiones a clorita.

- **Plutónicos**

Se presentan con una abundancia entre 0 y 15%, aunque mayormente con valores inferiores a 5% (Figura 47). Son granos subredondeados a redondeados de tamaños entre 0,5 y 0,8 mm, de grano fino, con cristales de plagioclasa, cuarzo y en ocasiones con feldespatos potásico y clorita fibrosa de grano muy fino. También, se observan algunos fragmentos redondeados con cristales de piroxeno y plagioclasas de grano fino en la muestra 200205/6.

- **Sedimentarios**

Estos fragmentos se encuentran en abundancia de 1 a 8% y sólo 2 muestras con valores de 10%, distribuidas homogéneamente a lo largo de la sección y con valores constantes de 5% en el techo (Figura 47). Son granos de color blanco, subredondeados y de apariencia sucia, principalmente areniscas compuestas de cuarzo con contactos completos y en mosaico de bordes rectos a sinuosos y rocas de grano muy fino, aparentemente limolitas de tonos marrones a rojizos y de forma subredondeada con tamaños entre 0,2 y 0,6 mm con cemento clorítico (posiblemente alterando a cemento previo).

- **Metamórficos**

Tienen una abundancia generalmente entre 1 y 9% con sólo 2 muestras con valores de 10%, que coinciden con las que presentan los mismos valores de fragmentos líticos sedimentarios. Estos granos se encuentran divididos en 2 familias: una compuesta por cristales de cuarzo policristalino con contactos suturados y de

tamaños entre 0,2 y 0,8 mm redondeados a subredondeados, y otra con granos subangulosos de micaesquistos con cristales de muscovita, clorita y biotita de 0,2 a 0,6 mm.

Minerales pesados

Dentro de esta categoría se observan ferromagnesianos como piroxenos y anfíbolos y opacos (op), con un porcentaje total entre 1 y 26%.

Como ferromagnesianos se pueden ver anfíbolos sólo en 6 muestras distribuidas homogéneamente a lo largo de la sección con una abundancia menor o igual a 1% y de tamaño entre 0,07 y 0,3 mm, aunque generalmente de 0,2 y 0,3 mm. Además, la mayoría de las muestras presentan piroxenos entre 1 y 3 %, subhedrales y de tamaños entre 0,1 y 0,4 mm.

Los minerales opacos se distribuyen a lo largo de casi todas las muestras con abundancia entre menor o igual a 10%, aunque en 5 de ellas se presentan con un contenido mayor alcanzando incluso hasta 25% (Figura 47). Estos son anhedrales, con tamaños entre 0,01 y 0,5 mm, con bordes corrosivos y en su mayoría están en la masa fundamental de los fragmentos líticos volcánicos.

Otros

En algunas muestras se pudieron observar micas aisladas (1-3%) compuestas principalmente por biotitas y cloritas y en reiteradas ocasiones como agregados fibrosos, con tamaños entre 0,1 y 0,3 mm.

En la muestra 200204/3 se pueden encontrar cristales de calcita (3%), maciza con bordes bien marcados y de tamaños entre 0,2 y 0,3%.

Cementos

El cemento principal que se encuentra en las muestras de esta sección es silíceo de morfología masiva (5 a 10%), que se halla rellenando espacios y en ocasiones en mosaico. En algunas láminas se observa cemento silíceo sintaxial alrededor de granos de cuarzo y feldespatos, e ínfimamente silíceo pelicular (<1%) rodeando a líticos volcánicos y feldespatos. El cemento de esta composición suele estar en conjunto con cemento fibroso, circungranular o pelicular clorítico (1-5%) (Figuras 44 y 45).

En menor abundancia se puede encontrar cemento feldespático en mosaico (7-8%), que en muchos casos está acompañado de cementos peliculares de clorita o silíceos. También,

en algunas muestras se puede observar cemento feldespático sintaxial y escasamente poiquilotópico.

Algunas muestras presentan cemento carbonático macizo (3%) rellenando espacios y acompañado de silíceo macizo. De manera precaria y aislada se observa cemento férrico macizo (<1%) rodeando a líticas volcánicas y sedimentarios y a cristales de feldespato potásico.

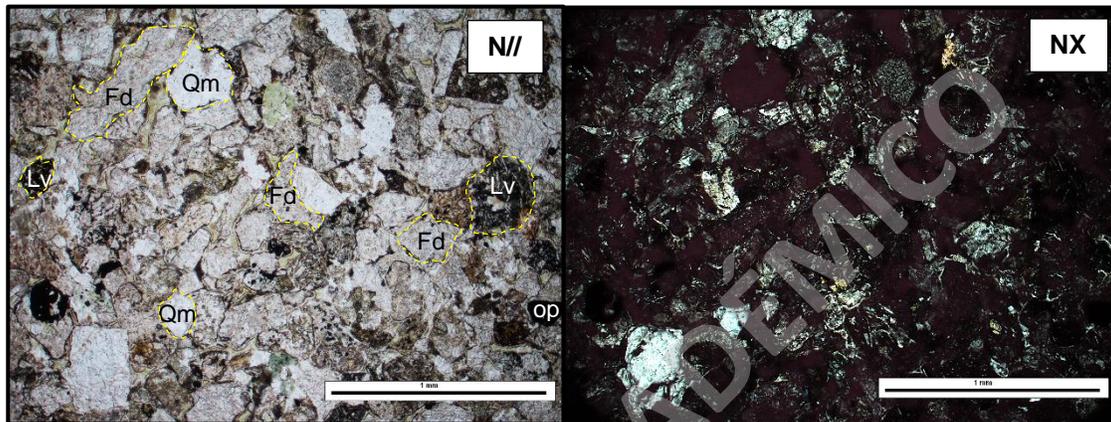


Figura 44: Fotografías de láminas delgadas de la sección Pampa Castillo, a nícoles paralelos (N//) y nícoles cruzados (NX). Muestra 200203/1 con un aumento de $n4x$. Se observan cristales de cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos potásicos (Fd) y líticas de lavas con minerales opacos en la masa fundamental (Lv). Se destaca el cemento silíceo pelicular y fibroso de clorita circungranular que rellena espacios.

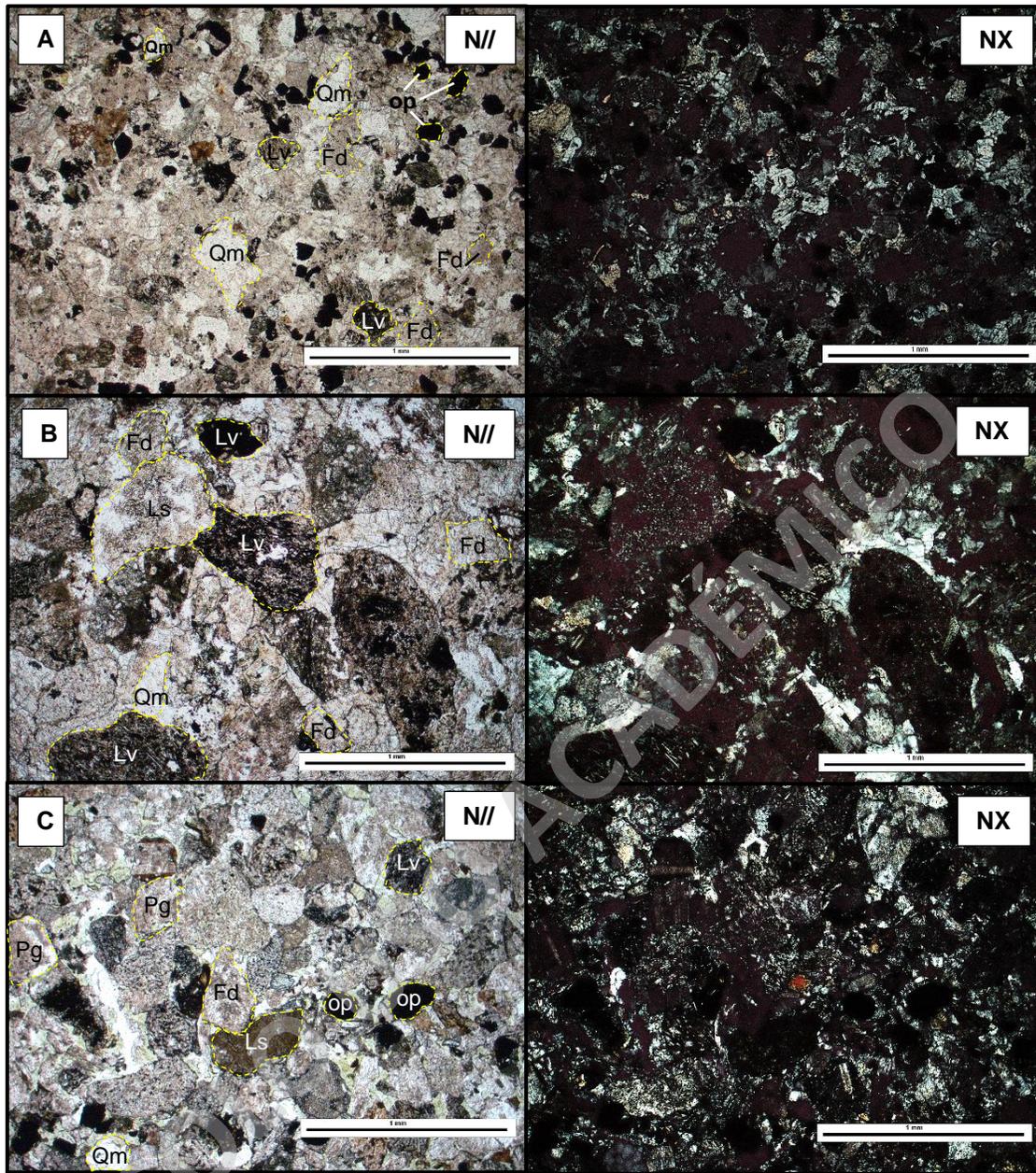


Figura 45: Fotografías de láminas delgadas de la sección Pampa Castillo, a nícoles paralelos (N//) y nícoles cruzados (NX). A) Muestra 200204/1 con un aumento de $n4x$. Se observan cristales de feldespato (Fd), cuarzo monocristalino (Qm), líticos volcánicos (Lv) y destaca el alto contenido de minerales opacos (op) de formas anhedrales como cristales individuales y en la masa de líticos volcánicos; B) Muestra 200204/4 con un aumento de $n4x$. Líticos volcánicos de aproximadamente 1 mm de largo y algunos con microlitos de plagioclasa con textura traquítica en una masa fundamental con minerales opacos y cemento feldespático y silíceo en mosaico; C) Muestra 200205/2 con un aumento de $n4x$. Se observan minerales opacos (op) de 0,3 mm, abundantes líticos volcánicos (Lv) con masa fundamental color oscuro y destaca la presencia de plagioclasas tabulares con macla polisintética (Pg) y cemento clorítico pelicular fibroso y feldespático en mosaico.

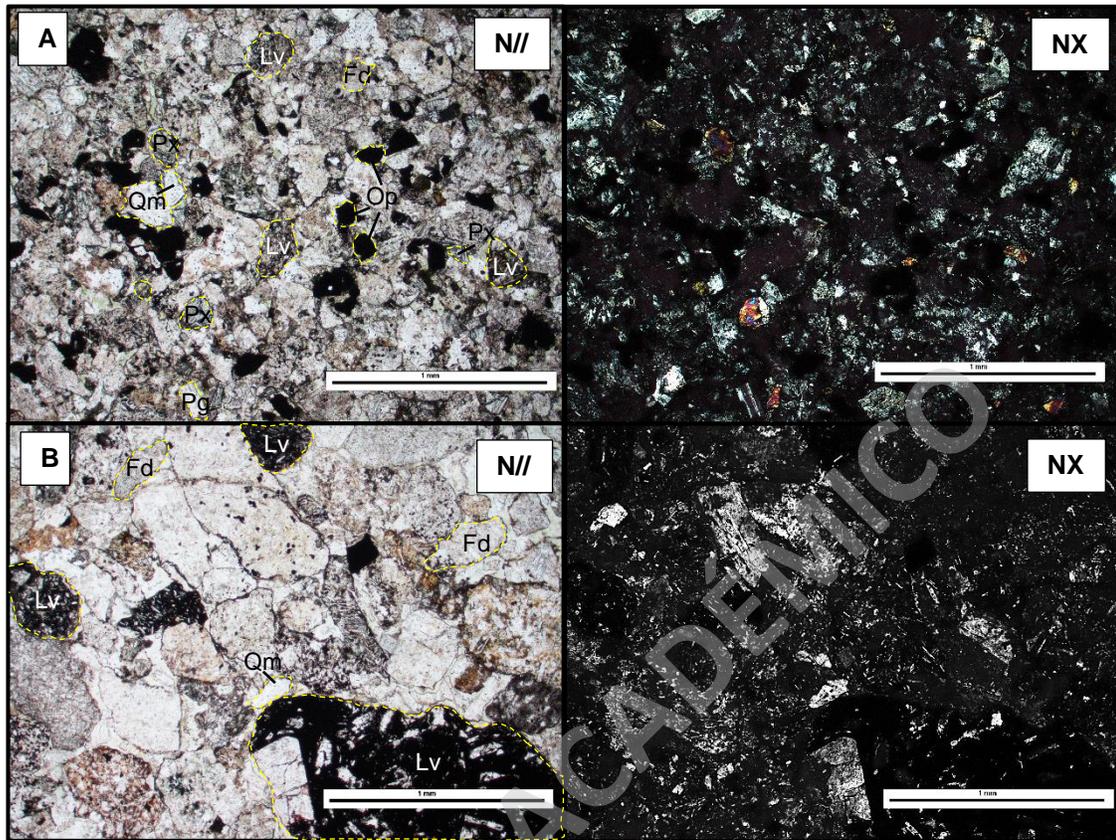


Figura 46: Fotografías de láminas delgadas de la sección Pampa Castillo, a nícoles paralelos (N//) y nícoles cruzados (NX). A) Muestra 200205/3 con un aumento de n4x. Se observan cristales de feldespato (Fd), de cuarzo aislados, de piroxenos (Px) y anfíbola (Af) con relieve alto, plagioclasas (Pg) tabulares con macla polisintética y opacos (op) anhedrales; B) Muestra 200205/6 con un aumento de n4x. Granos de feldespatos (Fd), líticos volcánicos (Lv) de tamaños variados, de 0,5 a mayores a 1mm subredondeados, con cristales de plagioclasa y masa fundamental con minerales opacos macizos y de tonos rojizos.

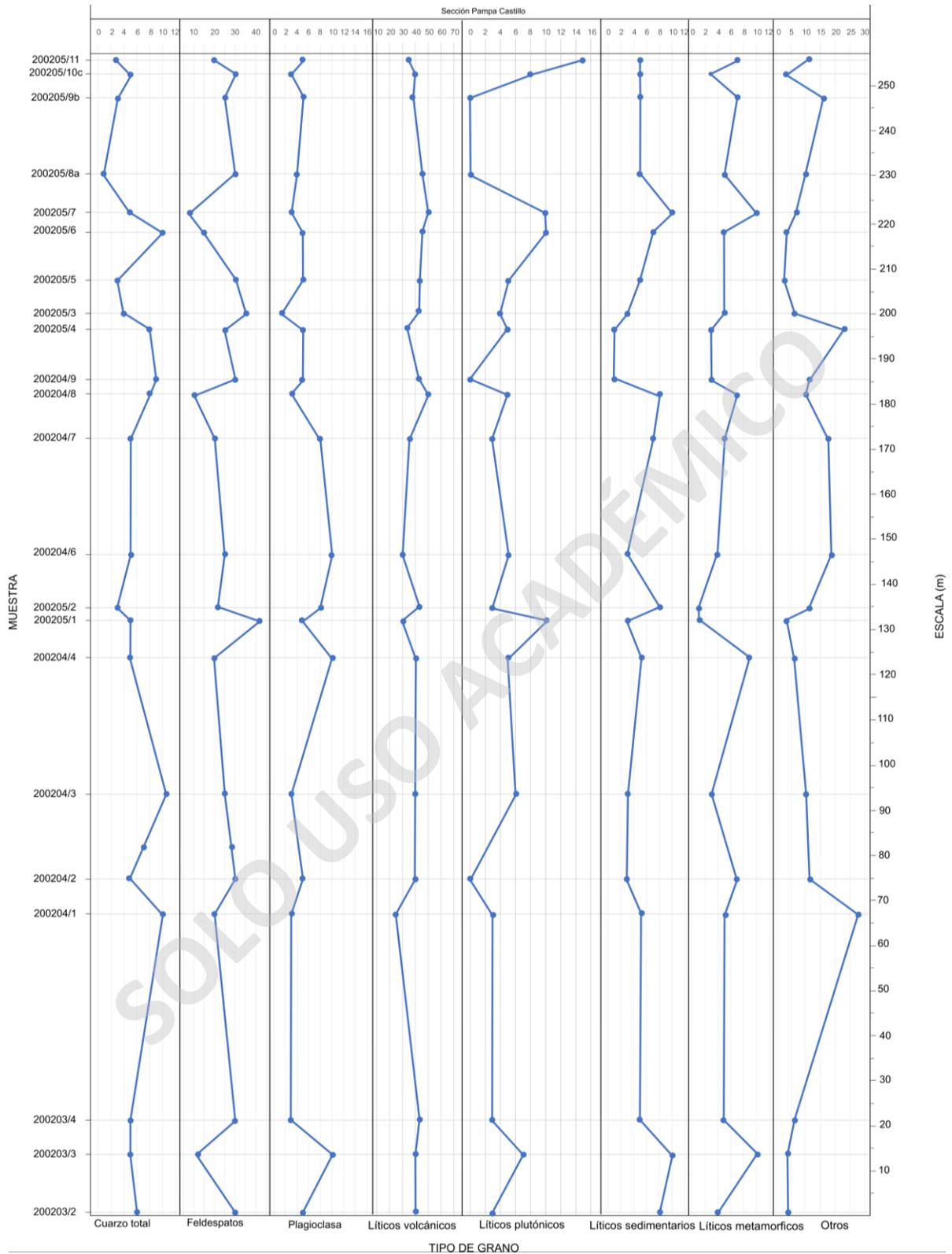


Figura 47: Perfiles petrológicos de la Sección Pampa Castillo. Muestra la tendencia composicional basados en descripciones microscópicas.

b) Sección Guadal Centro

De esta sección se analizaron 2 muestras correspondientes a la Formación Santa Cruz. A continuación, se exponen las características, componentes y abundancia de las láminas delgadas de las rocas sedimentarias de la sección.

Cuarzo

El total es de 15% en ambas muestras, presentando sólo cuarzos monocristalinos de hasta 0,2 mm y de formas anhedrales y subangulosos.

Feldespatos

En ambas muestras los feldespatos totales tienen abundancias similares, con un 10% en la base y 14% en el techo de la sección.

Los feldespatos potásicos son principalmente ortoclasas y son los más abundantes dentro de esta categoría, con un 6% en la muestra PG0203-1 y un 10% en la PG0205-1. Presentan forma tabular y subredondeados, levemente alterados a sericita y con un tamaño medio de 0,4 mm.

Las plagioclasas son de 4% en ambas muestras y tienen formas tabulares y tamaños moda de 0,4 mm, con maclas polisintéticas.

Líticos

Dentro de los líticos se hallan volcánicos, sedimentarios y metamórficos, en orden de mayor a menor abundancia, con un total de 55% para ambas muestras. En la muestra PG0205-1 hay 5% de líticos indiferenciados ya que su alto grado de alteración a arcillas y tamaño no permite identificar sus componentes y texturas.

Los líticos volcánicos varían entre 50 y 35% entre las muestras PG0205-1 y PG0203-1, respectivamente en donde se identificaron 2 familias: una de composición básica a intermedia con microlitos de plagioclasa tabulares y con una masa de color rojizo a negro, oxidada y/o alterada por minerales opacos; y otra de composición félsica y color blanquecino con minerales de grano muy fino. En general los granos son subredondeados, con algunas excepciones redondeadas en la muestra PG0205-1 y subangulosos en la PG0203-1.

Sólo la muestra PG0203-1 presenta líticos de origen sedimentarios y metamórficos, de un 15% y 5%, correspondientemente. Los granos metamórficos presentan textura oblada con

abundantes micas de biotita y menor contenido de clorita y se encuentran subredondeados. Los líticos sedimentarios son de grano muy fino y están mayormente subredondeados.

Minerales pesados

Dentro de los ferromagnesianos encontramos un 5% de anfíbolos en ambas muestras, con tamaños modas de 0,4 en la muestra PG0203-1 y 0,5 en la PG0205-1. En esta última se encuentran con un alteración moderada a clorita. También, en el techo hay un 4% de piroxenos alterados moderadamente a clorita a epidota, mientras que en la base están ausentes.

Los minerales opacos presentan una disminución de 10% a 5% hacia el techo, con bordes rectos y de forma angulosa, de tamaños entre 0,05 y 0,07 mm.

Micas

Se observan biotitas altamente cloritizadas, variando de un 5% a 3% hacia el techo. Presentan hábitos micáceos y tamaños de 0,04 mm, siendo parte de los componentes menos abundantes en esta sección y los de menor tamaño.

Cementos

Ambas muestras presentan cemento silíceo macizo (5%) rellenando el espacio intergranular y arcilloso pelicular (7%) que afecta principalmente a líticos y feldespatos.

6.3. Análisis petrográfico de rocas piroclásticas

A escala macroscópica la muestra de la sección Guadal Sur se compone principalmente de granos de tamaño ceniza (85%) y subordinadamente lapilli fino (15%), con vidrio macizo (40%), fragmento juveniles compuestos como cristales de cuarzo de grano muy fino (35%), fiammes (10%) y pómez (10%) redondeadas de 1 a 2 mm y fragmentos líticos (5%) redondeados de hasta 2 mm. Posee un cemento arcilloso a ferruginoso de color rojo a café rojizo.

Las muestras de las secciones Pampa Castillo, Guadal Centro y Guadal Sur, presentan características similares en cuanto a componentes, formadas por un 100% de granos tamaño ceniza. De estos, un 30 a 38% corresponde a vidrio dividido entre vidrio macizo (25-28%) y fiammes (5-10%) alargadas e irregulares de hasta 0,2 mm de largo, mientras que el porcentaje restante se compone mayormente por cristales de 0,2 a 0,3 mm (57-67%) con contactos suturados de cuarzo anhedral (47-55%), feldespato macizo (8-10%), biotita (0-3%) y opacos anhedrales (2%) y líticos (3-5%) redondeados e indiferenciados. El cemento es de color rojizo a café, macizo y en menor medida pelicular de composición ferruginosa alterada posiblemente a arcillas que le dan una tonalidad más café, el que se encuentra afectando a los bordes de los cristales. Cabe destacar que las muestras presentan acumulado de cuarzo con contactos suturados, siendo la muestra PGTE-1 la que mayor contenido tiene, formando una zona de acumulación alargada en el borde de casi toda la lámina (Figura 48a), que además no está siendo afectada por el cemento.

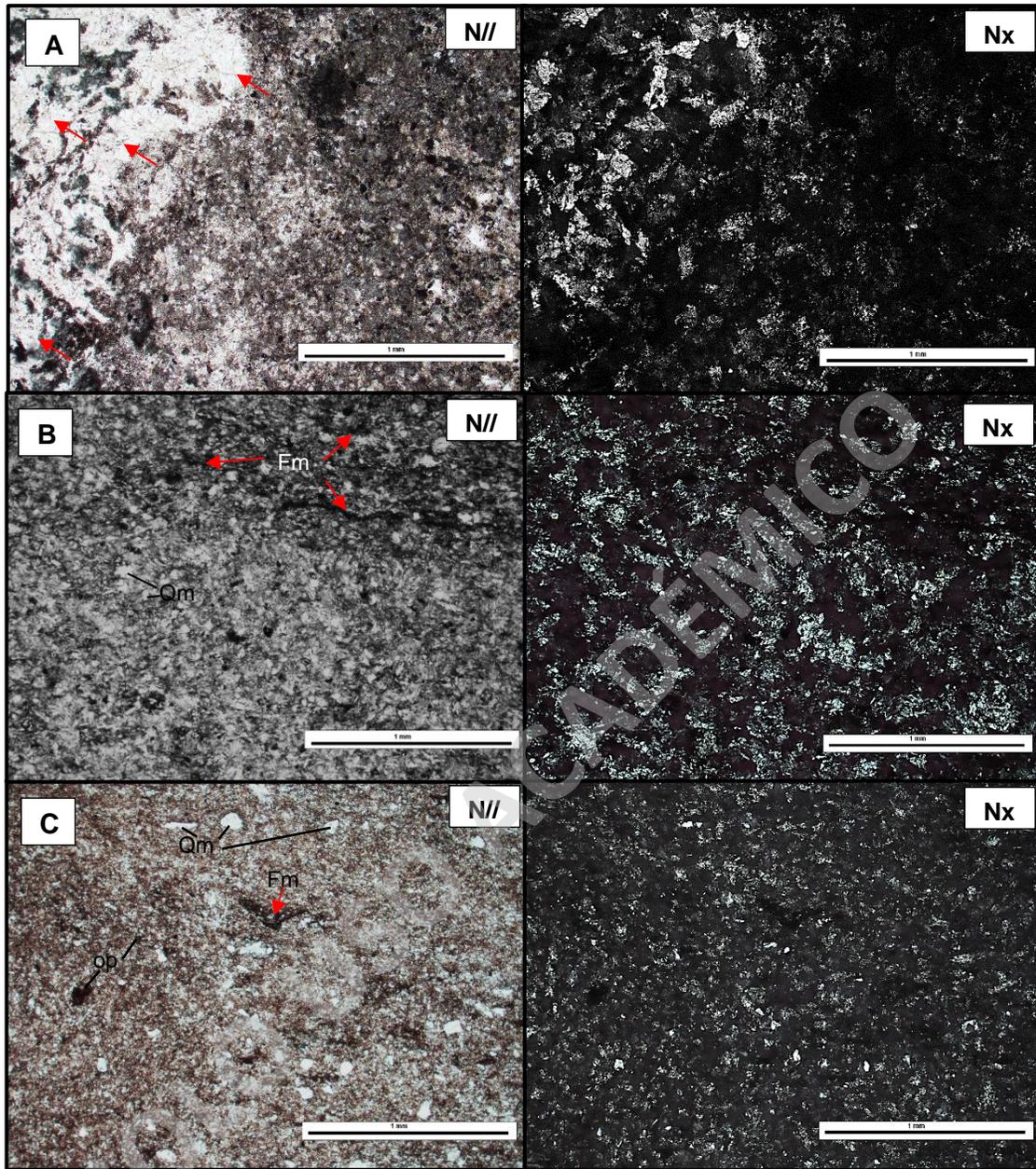


Figura 48: Fotografías de láminas delgadas de las secciones Guadal Centro (A y B) y Pampa Castillo (C), a nícoles paralelos (N//) y nícoles cruzados (NX). A) Muestra PGTE-1 con un aumento de n4x. Se observan cumulos de cuarzo en la esquina superior izquierda (indicados con flecha roja); B) Muestra 0202-2 con un aumento de n4x. Con cristales de cuarzo (Qm) y fiammes (fm) en cemento ferruginoso con leves tonos cafés; C) Muestra 200204/10 con un aumento de n4x. Fragmentos de cuarzo (Qm) , fiammes alargadas (fm) y opacos (op) con cemento ferruginoso de color rojizo.

Capítulo 7: Proveniencia sedimentaria

Para el análisis de proveniencia sedimentaria se utilizó el método de conteo modal a partir del modelo propuesto por Dickinson (1985), con el fin de obtener la abundancia relativa de los componentes minerales y de líticos y así proponer posibles áreas fuente para los sedimentos.

7.1. Conteo modal

Se seleccionaron 25 muestras de un total de 27 para realizar el conteo modal de componentes, todas con un contenido de matriz <15%. Del total de muestras 23 son de la sección Pampa Castillo y 2 de la sección Guadal Centro (Buldrini, 2017) expuesta en el apartado 4.4. En estas, se contabilizaron un total de 400 puntos por muestra manteniendo un error <5% y un grado de confianza del 95% (Van der Plas y Tobi, 1965; Arribas, 2010). En las tablas 8 y 9 se exponen los resultados del conteo modal, considerando los parámetros de la Tabla 1 y los porcentajes relativos de los componentes utilizados para los distintos gráficos. Los resultados fueron ploteados en los diagramas ternarios propuestos por Dickinson *et al.* (1983) y Weltje (2006), este último a modo comparativo.

Tabla 8: Puntos contados para cada categoría según el método Gazzi-Dickinson.

MUESTRAS	ESQUELETO									Total
	Qm	Qp	K	Pg	Lv	Ls	Lm	Opacos	L indet.	
200203/1	11	4	154	52	147	24	2	5	1	400
200203/2	10	9	115	32	201	19	4	4	5	400
200203/3	41	7	78	55	166	24	8	19	2	400
200203/4	17	7	148	39	148	13	6	17	6	400
200204/1	15	0	171	14	140	32	2	22	4	400
200204/2	10	1	135	10	208	17	1	16	4	400
200204/3	1	4	152	12	205	18	0	4	5	400
200204/4	13	14	103	23	222	7	2	6	9	400
200204/6	10	4	144	14	204	6	1	13	4	400
200204/7	8	5	135	29	180	17	2	19	6	400
200204/8	29	8	52	36	248	7	4	11	4	400
200204/9	10	0	168	23	183	5	0	9	3	400
200205/1	13	2	226	25	109	7	1	12	5	400
200205/2	16	6	137	35	185	11	0	6	5	400
200205/3	16	1	152	26	155	2	1	46	2	400
200205/4	26	3	162	9	177	6	1	13	3	400
200205/5	46	11	154	14	144	10	6	10	6	400
200205/6	7	10	100	35	225	8	3	3	10	400
200205/7	18	14	104	17	205	20	3	12	6	400
200205/8a	12	1	140	22	198	12	0	11	3	400
200205/9b	35	1	186	31	126	8	2	11	0	400
200205/10	5	0	187	22	170	9	1	6	1	400
200205/11	20	17	89	34	196	23	1	11	10	400
PG0203-1	26	31	33	15	153	27	12	103	0	400
PG0205-1	8	50	9	21	270	4	0	29	9	400

Tabla 9: Porcentaje de los componentes de los diagramas ternarios realizados de Dickinson *et al.*, (1983).

Muestras	Porcentajes (%)											
	Diagramas QtFLt			Diagramas QmFLt			Diagramas QmPK			Diagramas QpLvLs		
	Qt	F	Lt	Qm	F	Lt	Qm	P	K	Qp	Lvm	Lsm
200203/1	3,8	52,2	44,0	3,3	52,4	44,3	5,2	23,8	71,0	2,0	83,6	14,4
200203/2	4,8	37,1	58,1	3,1	37,8	59,1	6,6	20,3	73,1	3,7	86,3	10,0
200203/3	12,6	34,8	52,6	12,8	34,8	52,4	23,4	31,6	45,0	3,6	80,6	15,7
200203/4	6,3	48,8	44,9	4,8	49,6	45,6	8,3	19,3	72,5	4,3	84,9	10,8
200204/1	3,9	49,0	47,2	5,0	48,4	46,6	7,3	6,9	85,8	0,0	80,2	19,8
200204/2	2,8	37,6	59,6	2,9	37,5	59,6	6,4	6,4	87,3	0,4	91,7	7,9
200204/3	1,2	41,2	57,6	0,3	41,6	58,2	0,6	7,1	92,4	1,7	90,2	8,1
200204/4	6,9	32,0	61,1	3,7	33,1	63,3	9,4	16,8	73,8	5,7	90,5	3,8
200204/6	3,4	40,8	55,8	2,9	41,0	56,1	5,8	8,4	85,8	1,6	95,1	3,3
200204/7	3,4	43,1	53,5	2,4	43,5	54,1	4,8	16,7	78,5	2,3	88,6	9,1
200204/8	9,5	22,6	67,9	8,6	22,9	68,6	24,8	30,8	44,4	3,0	92,8	4,3
200204/9	2,5	48,8	48,8	2,6	48,7	48,7	4,8	11,6	83,6	0,0	97,4	2,6
200205/1	4,0	64,7	31,4	3,6	64,9	31,5	5,1	9,4	85,5	1,6	91,9	6,5
200205/2	5,6	43,5	50,9	4,4	44,2	51,4	8,7	18,5	72,8	2,9	91,9	5,3
200205/3	4,8	50,1	45,1	6,9	48,9	44,2	8,2	13,4	78,4	0,8	97,6	1,6
200205/4	7,4	44,2	48,4	7,0	44,4	48,6	13,2	4,4	82,4	1,5	94,9	3,6
200205/5	14,6	43,1	42,3	12,6	44,1	43,3	21,3	6,7	72,0	6,7	84,4	8,9
200205/6	4,2	34,1	61,7	1,8	34,9	63,3	4,8	24,8	70,3	4,0	91,6	4,4
200205/7	8,4	31,3	60,3	5,1	32,4	62,6	13,1	12,4	74,5	6,0	84,5	9,5
200205/8a	3,4	41,7	54,9	3,4	41,8	54,9	7,1	12,6	80,3	0,5	93,7	5,9
200205/9b	9,4	55,6	35,0	9,7	55,4	34,9	14,1	12,2	73,7	0,7	91,8	7,5
200205/10	1,1	53,0	45,9	1,3	52,9	45,8	2,1	10,2	87,7	0,0	94,5	5,5
200205/11	9,5	31,5	59,0	5,6	32,9	61,5	14,3	23,8	61,9	7,0	82,7	10,3
PG0203-1	19,2	16,2	64,6	2,0	19,6	78,4	35,1	20,3	44,6	6,3	79,7	14,1
PG0205-1	16,0	8,3	75,7	16,9	8,9	74,2	21,1	23,7	55,3	0,0	98,5	1,5

7.2. Ambiente tectónico de proveniencia

Diagrama QtFLt

Dado que las muestras presentan un porcentaje de líticos >30%, bajo contenido de cuarzo y variable de feldespatos, se obtiene que en el diagrama de Weltje (2006) la proveniencia corresponde a arco magmático, acotada a arco no disectado y transicional según el gráfico de Dickinson (1985) (Figura 49).

Se observa una tendencia variable de base a techo, comenzando en el campo de arco transicional (excepto por la muestra 200203/2) que luego varía a arco no disectado en la porción media-inferior de la columna y finaliza en el campo de arco transicional hacia el techo, con algunas variaciones en las muestras 200205/6 a 200205/8.

Se propone que estas fluctuaciones entre los campos de arco transicional y no disectado podrían deberse a una variación en los aportes entre las fuentes plutónicas y volcánicas, ya sean directas o de reciclaje, a lo largo de la sección estratigráfica.

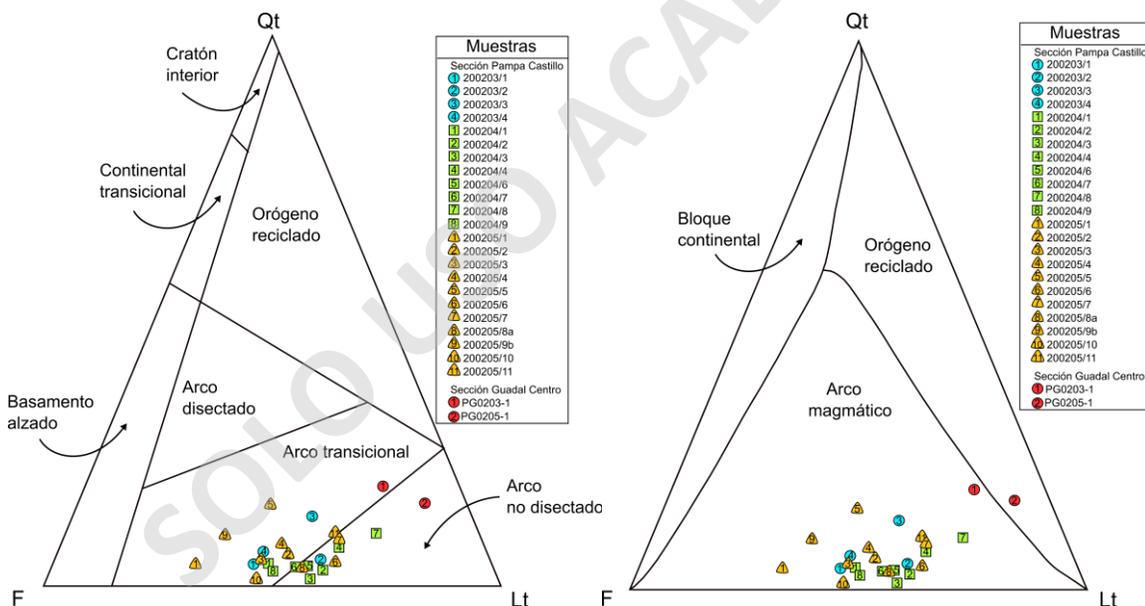


Figura 49: Diagrama QtFLt de Dickinson (1985) a la izquierda y Weltje (2006) a la derecha. Las muestras se encuentran enumeradas de base a techo según la ubicación en la columna estratigráfica. Qt: cuarzo total; F: feldespatos; Lt: líticos totales.

Diagrama QmFLt

En el diagrama de Weltje (2006) se marca un patrón de arco magmático distribuido con variaciones en el contenido de feldespatos y líticos, pero con bajo contenido de cuarzo monocristalino (Figura 50). En el caso del diagrama de Dickinson (1985), se observa que la gran mayoría de las muestras están dentro del campo de arco transicional y la minoría en arco no disectado.

De base a techo las muestras presentan una distribución que se mueve constantemente desde arco transicional a no disectado, aunque en este último se acercan al límite entre los 2 campos, marcando un porcentaje de líticos totales menor a 70%. Lo anterior, es similar al comportamiento en el diagrama QtFLt, lo que se puede explicar por una variación del aporte de fuentes volcánicas y plutónicas.

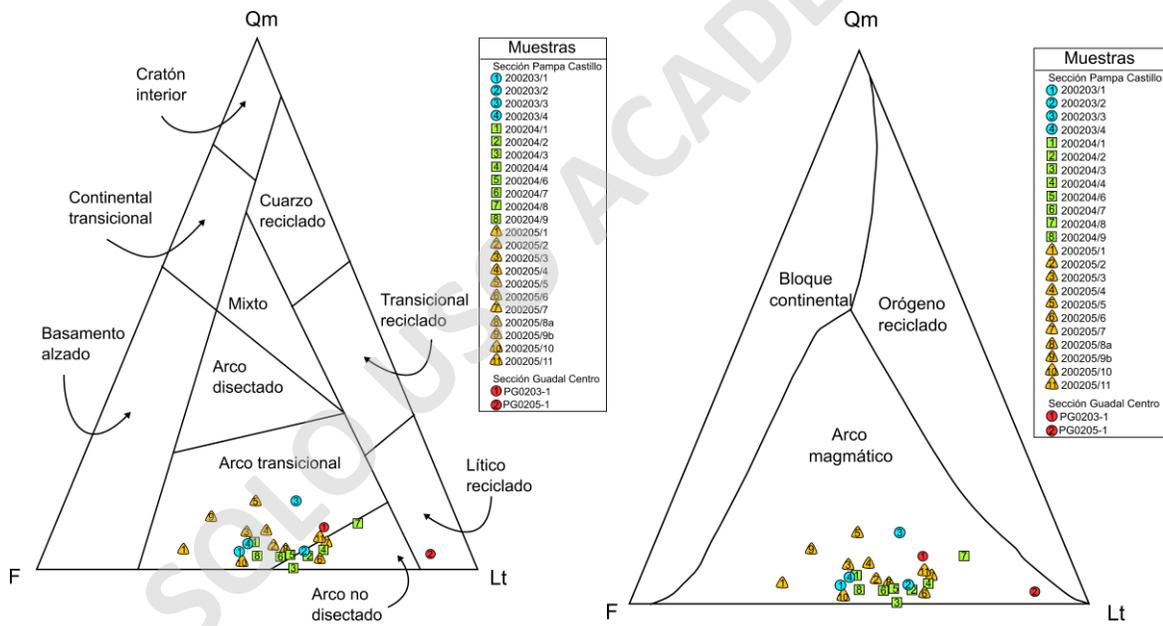


Figura 50: Diagrama QmFLt de Dickinson (1985) a la izquierda y Weltje (2006) a la derecha. Las muestras se encuentran enumeradas de base a techo según la ubicación en la columna estratigráfica. Qm: cuarzo monocristalino; F: feldespatos; Lt: líticos totales.

Diagrama QmPK

En estos diagramas (Figura 51) se puede observar que la composición de monominerales está dominada por feldespatos potásicos en contraste con el contenido de plagioclasas, mostrando un bajo contenido de cuarzo monocristalino. Esto permite inferir una proveniencia dominada por fuentes de reciclaje orogénico y muy bajo de fuentes plutónicas, con excepción de la muestra PG0203-1 que posee alrededor de un 35% de Qm.

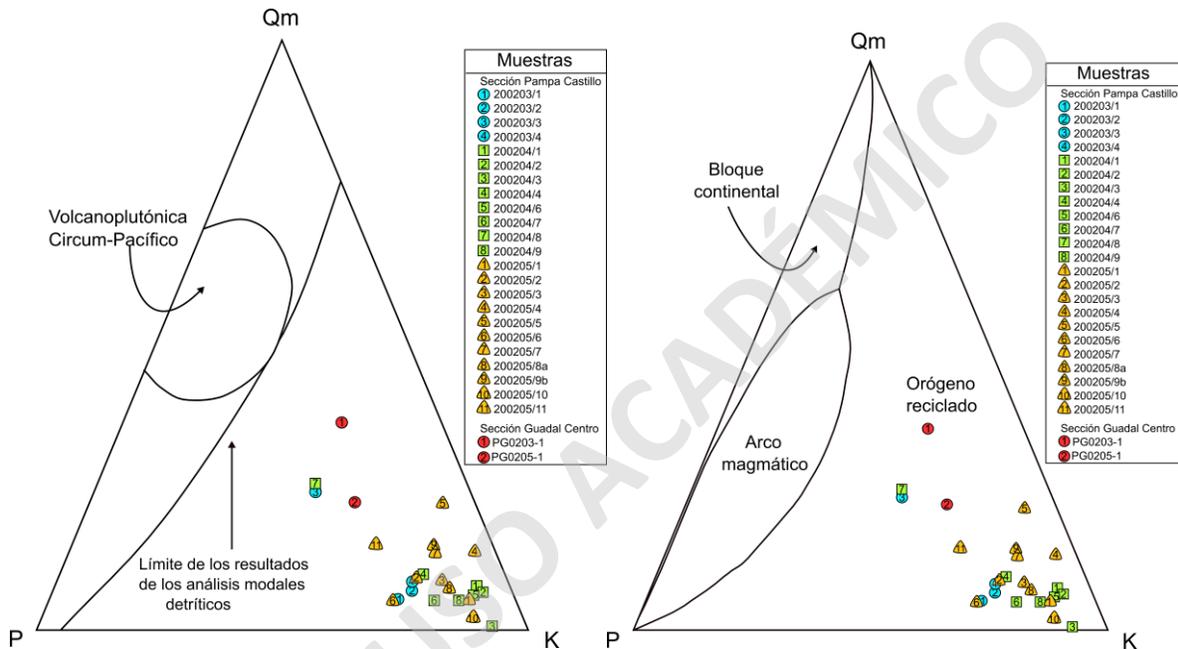


Figura 51: Diagrama QmPK de Dickinson (1985) a la izquierda y Weltje (2006) a la derecha. Las muestras se encuentran enumeradas de base a techo según la ubicación en la columna estratigráfica. Qm: cuarzo monocristalino; P: plagioclasa; K: feldespato potásico.

Diagrama QpLvLs

En el diagrama de Dickinson (1985) (Figura 52) la totalidad de las muestras se encuentran en el campo de arco orogénico, en contraste con el diagrama de Weltje (2006) (Figura 52) en el que estas mismas se presentan en el campo de arco magmático. Lo anterior, se genera como reflejo del alto contenido de líticas de origen volcánico observado en todas las muestras, con un porcentaje casi nulo de líticas de origen sedimentario o metamórfico.

Sólo la muestra PG0205-1 cae en el campo de bloque continental, pero el contraste es muy leve pudiendo deberse a un mayor aporte de fuentes ricas en líticas volcánicas.

La proveniencia en este caso está marcada por una fuente de origen volcánico con un aporte nulo de fuentes orogénicas y de complejos de subducción.

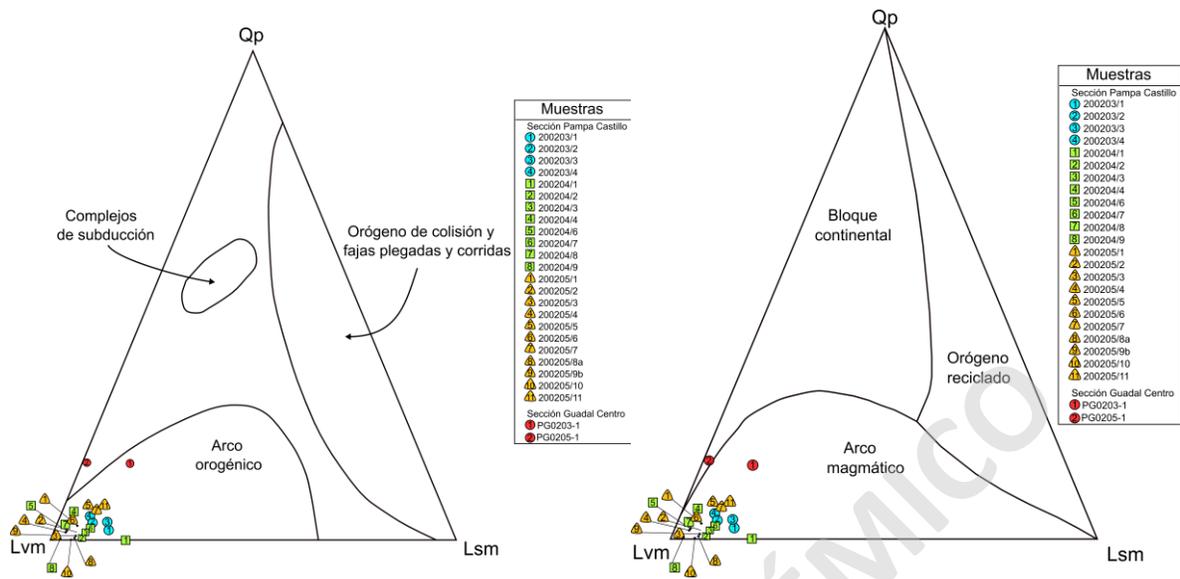


Figura 52: Diagrama QpLvLs de Dickinson (1985) a la izquierda y Weltje (2006) a la derecha. Las muestras se encuentran enumeradas de base a techo según la ubicación en la columna estratigráfica. Qp: cuarzo policristalino; Lvm: lítica metavolcánica; Lsm: lítica metasedimentaria.

En los 4 diagramas ternarios expuestos anteriormente, tanto en los de Dickinson (1985) como en los de Weltje (2006) se marca que la proveniencia sedimentaria de Formación Santa Cruz, en los sectores de Pampa Guadal y Pampa Castillo, está dominada por un aporte de arco magmático, dado principalmente por el alto contenido de lítica volcánica y bajo de cuarzo.

Capítulo 8: Direcciones de paleocorrientes

Para el análisis de paleocorrientes se utilizan estructuras direccionales, tales como: estratificación cruzada en artesa y planar, ondulitas y marcas erosivas de corrientes como “flutes y grooves marks” (Pettijohn, 1973). El análisis de estas direcciones de paleocorrientes nos permiten sugerir, entre otras, posibles áreas fuentes de los sedimentos que formaron las rocas basadas en las estructuras direccionales presentes (Pettijohn, 1973).

Se tomaron en total 237 datos de direcciones de paleocorrientes en las 3 secciones (Figuras 11 a 15), todos en estratificación cruzada en artesa en donde se usó la metodología propuesta por DeCelles *et al.*, (1983) que considera la geometría, forma y ángulo de las artesas dependiendo del plano en el que se toman los datos. En el anexo A.2 se muestran los datos tomados en las diferentes secciones y las correcciones aplicadas de rumbo, manteo y declinación magnética de la fecha y lugar en que fueron tomados los datos.

En la sección Guadal Sur se tomaron un total de 38 mediciones separadas en niveles de arenisca fina a gruesa y conglomerado fino. En la Figura 53a se puede observar que las direcciones de paleocorrientes de esta sección varían en un abanico de 180° desde NE a SO, con predominancia hacia la zona oeste y sin una tendencia marcada de base a techo (Figura 13 y 14).

Por otro lado, en el sector Pampa Castillo se tomaron en total 186 datos, separados en dos niveles de areniscas finas a muy gruesas y conglomerados. Los datos se presentan en un abanico de 290°, con direcciones hacia el N, NE, E, SE, SO y O, con un vector principal hacia el S (Figura 53b).

En la sección Guadal Norte se tomaron un total de 13 datos, 8 en un nivel de arenisca media a gruesa ubicado hacia la base y 5 en el techo en una arenisca de la misma granulometría. Las paleocorrientes en este caso indican una dirección preferencial hacia el NO (Figura 53c) y sin mayor variabilidad entre la base y techo de la columna estratigráfica.

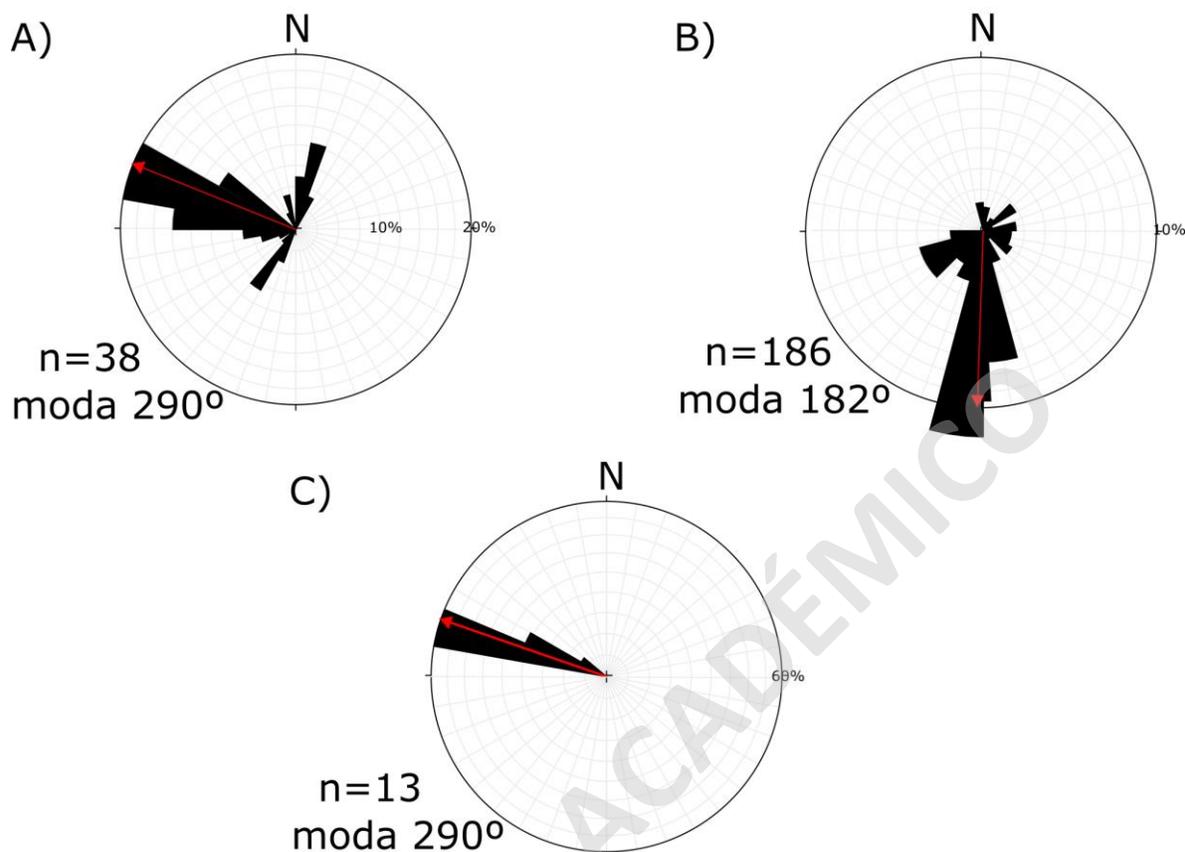


Figura 53: Direcciones de paleocorrientes de las 3 secciones de este trabajo con sus respectivas correcciones. A) Paleocorrientes sector Guadal Sur; B) Paleocorrientes del sector Pampa Castillo; C) Paleocorrientes de la sección Guadal Norte. Las flechas en rojo indican la dirección del vector principal, y los porcentajes el rango sobre la línea que se ubican.

La sección Guadal Norte posee pocos datos, lo que implica que estos no son representativos de la sección y por lo tanto, no permiten establecer un patrón del paleoflujo. En cambio, en la sección Guadal Sur se ve un abanico muy marcado en un rango de 180° y en la sección Pampa Castillo de 270°. Lo anterior, permite inferir un ambiente fluvial de ríos de alta sinuosidad, posiblemente meándrico dada la migración de los canales a más de 90° hacia ambos lados de la parte central del canal principal.

Capítulo 9: Discusiones

9.1. Correlaciones locales y trabajos anteriores

En el área de Meseta Cosmelli las secciones estratigráficas analizadas de Formación Santa Cruz presentan características que permiten realizar correlaciones considerando litologías, contenido fósil, estructuras, superficies y contactos tanto con la unidad subyacente, como con los estratos de la misma unidad.

Dentro de la meseta se pueden reconocer 3 niveles guía; 1) el contacto transicional con la unidad subyacente, Formación Guadal; 2) estrato de toba vítrea, ubicada en la porción media inferior de las secciones; y 3) estrato de toba vítrea, ubicada en la porción media superior de las secciones.

9.1.1. Correlaciones con trabajos previos en Pampa Guadal

Dentro de los trabajos previos con análisis sedimentológico en la zona de Pampa Guadal, destacan los de Ugalde *et al.* (2015) y Encinas *et al.* (2019), los que presentan columnas estratigráficas detalladas.

En Pampa Guadal la base de la columna estratigráfica de Encinas *et al.* (2019) y de la sección Guadal Sur (este trabajo) pueden ser correlacionadas (Figura 54), ya que ambas secciones describen un contacto transicional entre Formación Guadal y Formación Santa Cruz, caracterizado por un cambio desde un ambiente marino a continental. Desde el punto de vista litológico, en la sección de Encinas *et al.* (2019) se observa una intercalación entre estratos limosos y areniscas de grano medio a muy grueso, en su mayoría macizas y con espesores muy similares. Estas secciones se pueden correlacionar en 3 sectores con características similares: 1) porción inferior de una intercalación de limos y areniscas medias a gruesas, 2) porción media de estratos de limo de espesores destacables en la sección de Encinas *et al.* (2019), y 3) parte superior de areniscas finas a gruesas con contactos basales erosivos.

Las principales diferencias observadas entre las secciones de Encinas *et al.* (2019) y este trabajo son:

- La sección de Encinas *et al.* (2019) presenta areniscas de granulometrías entre media a muy gruesa, a diferencia de lo observado en la sección Guadal Sur que presenta granulometrías de areniscas finas a gruesas, aunque en su mayoría en ambas columnas son de grano medio.

- La potencia de los estratos en sección de Encinas *et al.* (2019) se mantiene muy similar entre areniscas, con algunas excepciones hacia el techo en los niveles de areniscas con contactos erosivos que presentan espesores mayores y los niveles limosos en el segmento medio. No así en la sección Guadal Sur, que presenta espesores bien variables entre sí a lo largo de toda la sección.
- Encinas *et al.* (2019) presentan escasas estructuras sedimentarias representadas en la columna, pero describen en el documento que areniscas y conglomerados presentan estratificación cruzada planar y en artesa y que los estratos limosos contienen paleosuelos, trazas de raíces, concreciones diagenéticas y trazas de insectos. Lo anterior, contrasta con lo observado en Guadal Sur, en donde casi todos los estratos presentan al menos alguna estructura, incluyendo lentes de diferente granulometría, estructuras de carga, estratificación cruzada planar, estratificación cruzada en artesas y paralela, intraclastos de limo y material asociado a estructuras edáficas como raíces fósiles, motas ferruginosas o pátinas de óxidos de hierro. Además, no se encontraron trazas de insectos ni en la sección Guadal Norte ni Guadal Sur.
- La ubicación estratigráfica de fósiles observados también difiere en ambas secciones (Figura 54), aunque en esta ocasión se trata de fragmentos encontrados en superficie y que pudieron ser desplazados desde la localización original en que fueron depositados.
- En cuanto al espesor de la sección de Encinas *et al.* (2019) de ~52 m, difiere de los ~240 m de sección Guadal Sur, por lo que se deduce que estos autores no pudieron continuar la sección hacia su techo por las interrupciones que existen causadas por las planicies y cornisas presentes a lo largo de la Meseta Cosmelli, las que dificultan en ocasiones el trabajo estratigráfico. Para sortear tal inconveniente, en esta oportunidad se consideraron 2 secciones separadas por la primera zona mesetiforme del lugar, pero en las que la traza puede ser continuada tomando a favor quebradas con una pendiente que permitiese seguirla sin interrupciones para evitar tramos cubiertos por depósitos actuales.
- Con respecto al ambiente, Encinas *et al.* (2019) proponen un ambiente fluvial meándrico compuesto de canales y planicies de inundación, lo cual coincide con la propuesta de este trabajo.

La ubicación exacta de la columna realizada por Encinas *et al.* (2019) no está expuesta en el documento, pero se asume que es cercana a la base de la sección Guadal Sur ya que

los autores indican en un mapa a gran escala la posición de las columnas realizadas en la Meseta Cosmelli.

Con respecto al trabajo de Ugalde *et al.* (2015), en la sección Guadal Sur se observaron dos estratos tobáceos a lo largo de la sucesión, los que pueden ser usados como niveles guía para correlacionar con las secciones Guadal Norte (este trabajo) y la sección Guadal centro descrita en el apartado 4.4 de estos autores.

La base de la sección Guadal Norte se encuentra a ~1,8 Km en línea recta al suroeste de la porción equivalente de sección Guadal Sur. Estas se correlacionan en base al estrato de toba vítrea rosada de alrededor de 60 cm de espesor presente en ambas localidades, correspondiente a la que también fue observada y datada en 18,41 Ma en el trabajo de Buldrini (2014). Además, destacan niveles arenosos con estratificación cruzada en artesas y contactos erosivos que son utilizados para correlacionar las columnas tanto en la base como hacia el techo, en conjunto con intercalaciones de areniscas y limos de ~2 m en la porción media de sección Guadal Norte.

La principales diferencias entre las secciones Guadal Sur y Guadal Norte son:

- En la columna de Guadal Norte no se observaron restos de vertebrados fósiles, aunque los que se encuentran en Guadal Sur son, en su mayoría, fragmentos encontrados en superficie que pueden provenir de estratos superiores.
- La potencia de la sección Guadal Norte es mucho menor, ya que se esta fue realizada a modo de complementar las columnas de mayor espesor y correlacionar las secciones basado en el estrato de toba, por lo que se encuentra interrumpida topográficamente por una zona mesetiforme ubicada inmediatamente después del techo de esta sección.
- El estrato conglomerádico ubicado estratigráficamente por debajo del nivel de toba de la sección Guadal Sur, no presenta continuidad lateral hacia la sección Guadal Norte, por lo que se sugiere que este se acuña lateralmente y por lo tanto no puede ser usado como un nivel guía para la correlación de estas secciones.

La base de la sección de Ugalde *et al.* (2015) se encuentra a ~1,7 km en línea recta al noreste de la base de sección Guadal Sur. Estas secciones se correlacionan principalmente por el nivel de toba vítrea rosada de 60 cm presente en ambas secciones, además, algunos estratos arenosos con contactos basales erosivos pueden ser correlacionados asumiendo una continuidad lateral en estos, aunque en ocasiones presentan diferencias de espesor.

Las principales diferencias entre estas dos secciones son:

- En cuanto a los estratos conglomerádicos presentes en ambas secciones, si bien presentan contactos basales que pudiesen sugerir una correlación y continuidad lateral entre ellos, estos difieren en las estructuras sedimentarias que presentan y la granulometría (arenisca conglomerádica versus conglomerado arenoso), lo que no permite su correlación y se propone que estos no serían continuos en ambas secciones, aunque la diferencia podría deberse también a una variación lateral del sistema fluvial.
- La mayoría de los estratos arenosos presentes en la sección de Ugalde *et al.* (2015) están ausentes de estructuras sedimentarias o presentan estratificación paralela, cruzada o en artesas por sí solas, lo cual contrasta con lo observado en la porción media a superior de sección Guadal Sur, en donde se repiten constantemente areniscas con estratificación cruzada en artesa y otras estructuras. También contrastan trazas de raíces fósiles observadas por Ugalde *et al.* (2015), las que se encuentran ausentes en la porción equivalente de sección Guadal Sur.
- En cuanto a la presencia de fósiles de vertebrados, en ambas secciones se encuentran *in situ* en estratos limosos, pero dado que la correlación fue realizada con una horizontalidad en base al estrato de toba, difieren en la ubicación estratigráfica, encontrándose más hacia el techo en el trabajo de Ugalde *et al.* (2015) y en la porción media a baja en Guadal Sur. Además, Ugalde *et al.* (2015) propone que se encuentran en elementos FF, CH, SG y SB, a diferencia de en Guadal Sur, en donde principalmente se encontraron en elementos interpretados como FF y escasamente en CS.
- La diferencia de espesor de la columna presentada por Ugalde *et al.* (2015) de ~75 m, radica en que no consideran las porciones de la base y el techo expuestas en la zona de Pampa Guadal, posiblemente debido a la dificultad de acceso que posee la zona donde realizaron el perfil.

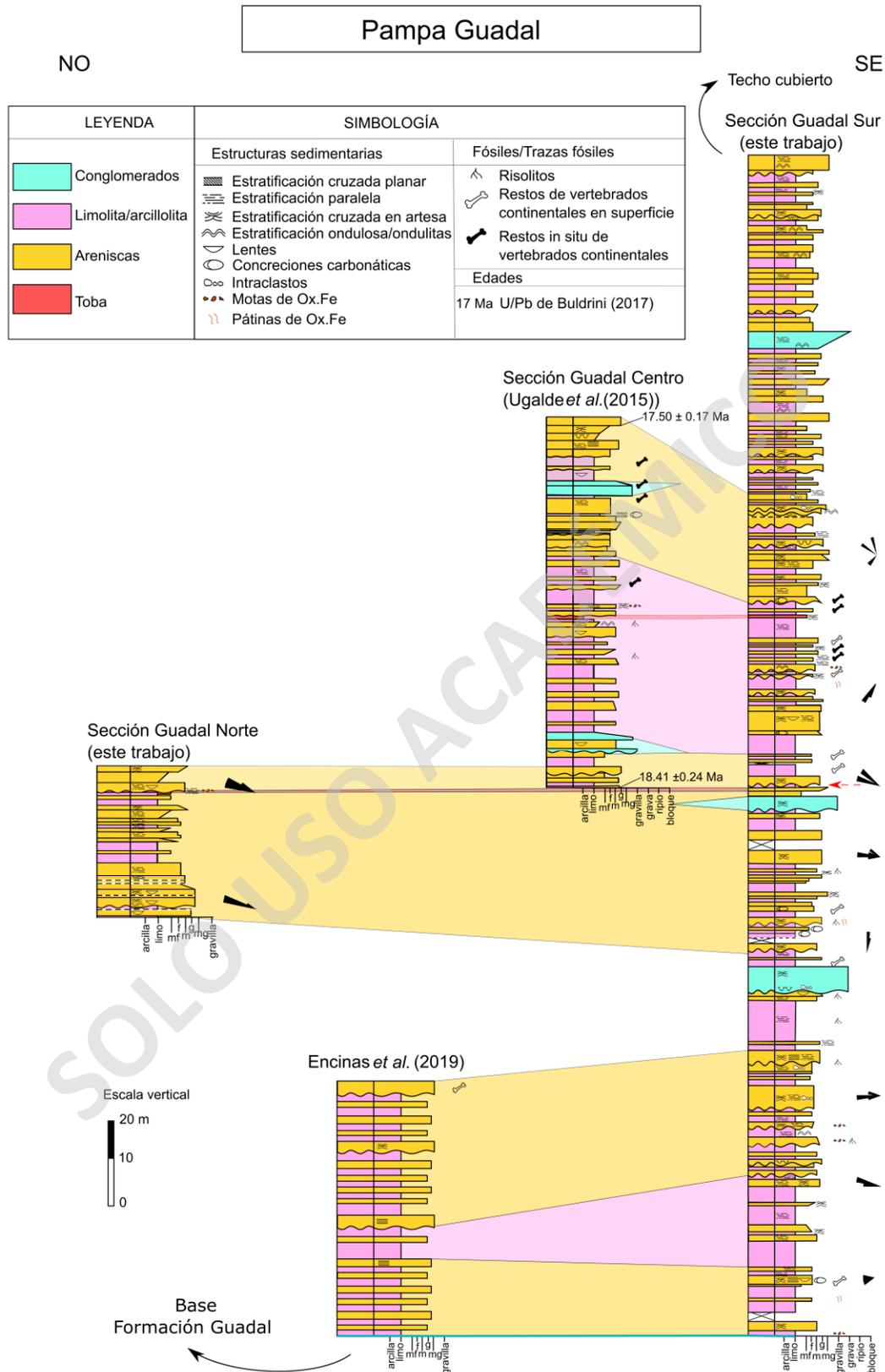


Figura 54: Correlación estratigráfica en la localidad de Pampa Guadal. Las columnas estratigráficas utilizadas corresponden a las realizadas en este trabajo y a las Ugalde *et al.* (2015) y Encinas *et al.* (2019) en esta localidad.

9.1.2. Correlaciones con trabajos previos en Pampa Castillo

En el sector de Pampa Castillo el trabajo de Encinas *et al.* (2019), presenta una columna estratigráfica de ~100 m de espesor, en donde la ubicación de la base de la porción equivalente a Formación Santa Cruz no está especificada, pero se asume que podría encontrarse a aproximadamente 1 km al noreste de la base de sección Pampa Castillo (este trabajo), basado en la ubicación relativa expuesta en el documento.

Estas dos secciones se correlacionan bien en la base y techo de la sección de Encinas *et al.* (2019); en el contacto transicional con Formación Guadal descrito por los autores y observado en este trabajo y en el techo en el estrato conglomerádico con contacto basal erosivo (Figura 55), seguido de una secuencia de areniscas de granulometría media a gruesa de espesores entre ~3 y ~12 m. Si bien, ambas secciones pueden ser resumidas como una intercalación de areniscas con estratificación mayormente cruzada en artesas y paralela, con limolitas más bien macizas, presentan diferencias significativas en cuanto a:

- Los espesores de los estratos arenosos, ya que en la sección Pampa Castillo en la porción media a inferior no son mayores a 3 m a diferencia de lo que se observa en lo expuesto por Encinas *et al.* (2019) que presentan potencias mayores a 4 m. Algo similar ocurre con los estratos limosos de Encinas *et al.* (2019) de alrededor de 4 a 5 m de espesor a comparación de los de la sección Pampa Castillo, inferiores a 3 m. Esto podría deberse a la escala de trabajo de las secciones y/o al detalle de los estratos, ya que en el perfil de Encinas *et al.* (2019) las capas individuales parecen estar agrupadas.
- El estrato de toba cercano a la base de Formación Santa Cruz que registran Encinas *et al.* (2019), la cual no fue observada en este trabajo en sección Pampa Castillo, por lo cual se sugiere que el estrato podría estar acuñado lateralmente y que no presenta continuidad lateral entre ambas secciones.
- La presencia de fósiles de vertebrados, dado que Encinas *et al.* (2019) no registran la existencia de estos en el sector, lo cual contrasta fuertemente con lo observado en sección Pampa Castillo en donde se encontraron varios restos tanto *in situ* como en superficie en el cuarto inferior de la sección y mayormente en superficie en la parte superior, siendo aún mayor en número que lo observado en el sector de Pampa Guadal.

- Las areniscas con contactos basales erosivos, las cuales no se correlacionan entre ambas secciones, ya que al menos en la mitad inferior de sección Pampa Castillo no se observaron contactos de este tipo.

SOLO USO ACADÉMICO

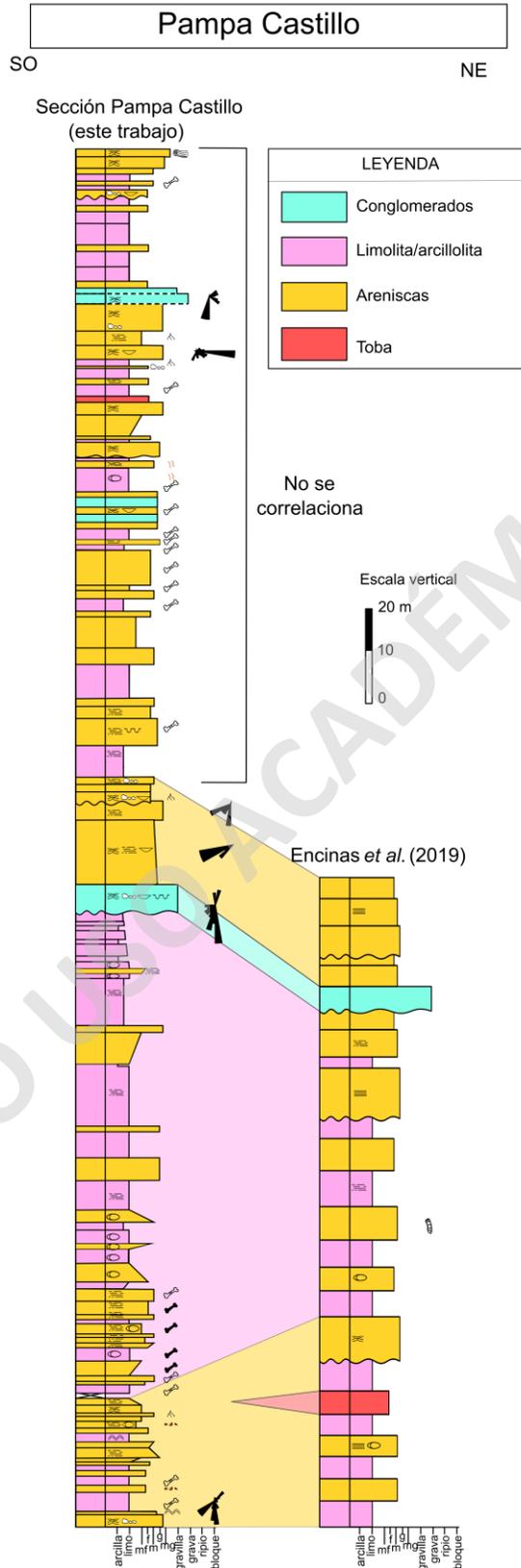


Figura 55: Correlación estratigráfica en la localidad de Pampa Castillo. Las columnas estratigráficas utilizadas corresponden a las realizadas en este trabajo y a la de Encinas *et al.* (2019) en esta localidad. La simbología es la misma de la figura 54.

9.2. Composición y ambiente

En cuanto a la petrografía microscópica de las muestras revisadas, la mayoría corresponde a litarenitas feldespáticas con un bajo contenido de cuarzo y un alto contenido de líticos subredondeados, principalmente volcánicos, y feldespatos.

Los fragmentos redondeados a subredondeados, el bajo a moderado contenido de matriz y una selección moderada a buena indican una madurez textural submadura, lo cual reflejaría un transporte moderado desde la fuente. Esto es coincidente con el alto contenido de líticos y granos de feldespatos en contraste con un bajo contenido de cuarzo indican una madurez composicional submadura dada por un bajo grado de meteorización. Lo anterior reflejaría un grado de retrabajo moderado a distal con respecto a la fuente de los sedimentos.

El ambiente deposicional de la Formación Santa Cruz en el área de estudio correspondería a uno continental, más específicamente fluvial del tipo meándrico dominado por arenas (Miall, 2006), caracterizado por una intercalación de limolitas y areniscas, con el desarrollo de planicies de inundación, canales arenosos y lóbulos de derrame como elementos arquitecturales principales, con aislados estratos conglomerádicos que representan la construcción de barras.

La presencia de estructuras edáficas en sedimentos finos, como motas ferruginosas, pátinas de óxido de Hierro, concreciones carbonáticas, escasos rizohalos decolorados, ausencia de materia vegetal preservada y una coloración rojiza en los estratos limosos asociados a planicies de inundación, sugieren un débil desarrollo de paleosuelo bajo un ambiente oxigenado que no permitió la preservación de vegetación (Retallack 1988; Retallack, 2001; Miall, 2006), con un sedimentación discontinua que permitió el desarrollo de suelos.

Los escasos estratos conglomerádicos presentes en las secciones analizadas y la predominancia de sedimentos finos, sugieren para esta zona un sistema fluvial de baja energía, con aportes esporádicos de mayor energía representados por los niveles gruesos.

Flint *et al.* (1994) propuso que esta unidad en la zona de estudio estaría caracterizada por un ambiente fluvial que disminuye la sinuosidad hacia el techo basado en un aumento del tamaño de grano de cuerpos arenosos. Posteriormente De la Cruz y Suárez (2006)

proponen algo similar, añadiendo que habría ocurrido un aumento de pendiente hacia el techo asociado a un alzamiento en el oeste.

Más recientemente, otros autores sugieren el paso de un ambiente fluvial anastomosado en la base hacia uno meandriforme hacia el techo, tanto en la zona de Meseta Cosmelli como en localidades en Argentina (De la Cruz y Suárez, 2006; Matheos y Raigemborn, 2012; Buldrini, 2017; Cuitiño *et al.*, 2014; Raigemborn, 2015; Ugalde *et al.*, 2015; Encinas *et al.*, 2019).

Las secciones analizadas en este trabajo presentan características similares a las propuestas por autores previos, pudiendo observarse potentes estratos de limolitas macizas, con estratificación paralela y estructuras edáficas hacia la base, intercalados con areniscas principalmente con estructuras como estratificación cruzada en artesa y paralela.

Hacia el techo, se marca una disminución leve, tanto del espesor de los estratos limosos como de las estructuras edáficas en ellos, en conjunto con la presencia de algunos estratos conglomerádicos aislados y mayor recurrencia de areniscas. Esto, no se ve reflejado en un cambio marcado de las asociaciones de facies, por ejemplo en un aumento de la frecuencia de canales y disminución de planicies de inundación, o elementos arquitecturales entre base y techo, por lo que se sugiere que no existiría la disminución en la sinuosidad hacia el techo, sino que se mantendría principalmente meándrico basado en los elementos arquitecturales definidos, a la granulometría predominante, la geometría de las capas (Miall, 2006) y en el rango de direcciones de paleocorrientes obtenidas.

9.3. Correlaciones estratigráficas regionales

La unidad estudiada en la zona de Meseta Cosmelli presenta algunas características que permiten correlacionarla con estudios anteriores en diferentes localidades, estas características están basadas principalmente en la litología, contenido fósil y contactos con la unidad subyacente, en afloramientos tanto en Chile como en Argentina.

Hatcher (1897) fue el primero en separar los estratos de Formación Santa Cruz como una unidad de carácter continental, quien la definió como “Santa Cruz Beds” en donde hace referencia a que esta:

“(…) se compone de una serie de areniscas y lutitas de colores claros, ricas en remanentes de aves y mamíferos, pero (...) desprovista de moluscos o cualquier invertebrado fósil, lo que contrasta con los estratos subyacentes”.

Posteriormente, algunos autores se refirieron a esta unidad como Formación Galera (Espinosa y Fuenzalida, 1971) en la localidad tipo al sureste del lago Polluk, en Cerro Galera. Niemeyer (1975) y Charrier *et al.*, (1978) nombraron Formación Río Zeballos a los afloramientos continentales ubicados al sur del lago General Carrera. Con estos antecedentes, Niemeyer *et al.* (1984) asocia a Formación Galera los afloramientos expuestos al norte del lago General Carrera, en los cerros cerca de la frontera con Argentina; al sur del mismo lago en la zona de Meseta Cosmelli y al este del río Jeinimeni, en donde este autor los define como:

“(…) una intercalación de areniscas y conglomerados pardos, amarillos y rojos (...), con intercalaciones de tobas y lutitas en el sector de Balmaceda”.

Las correlaciones realizadas por estos autores están basadas principalmente en el contenido de vertebrados fósiles presentes en las secciones inicialmente descritas en Argentina.

Más recientemente, Flint *et al.* (1994) correlaciona Formación Galera con Formación Santa Cruz, definida previamente en la localidad tipo en la Provincia de Santa Cruz, Argentina (Ameghino, 1889), basado principalmente en las relaciones de contacto con la unidad subyacente y el contenido de vertebrados fósiles. Este autor la describe en el valle del río Las Dunas como cuerpos arenosos de grano fino, rojos a grises con estratificación cruzada en artesas y ondulosa, y en ocasiones con contactos erosivos, intercalados con limolitas rojas. Además, este autor destaca que hacia el techo las areniscas aumentan su

granulometría y presentarían estratificación cruzada planar y en artesas, con un notorio cambio de color a tonos grises.

Trabajos posteriores presentan descripciones litológicas similares (Suárez *et al.*, 2000; De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2004; De la Cruz y Suárez, 2008; Bostelmann y Buldrini, 2012; Buldrini, 2017; Encinas *et al.*, 2019), sin embargo, Scalabrino *et al.* (2009) se refiere a Formación Pampa Castillo como a un equivalente de Formación Santa Cruz expuesto en Meseta Cosmelli (localmente denominada Meseta Guadal), que incluye areniscas, arcillolitas y un contenido menor de conglomerados, todos de un ambiente continental. Folguera *et al.* (2018) concuerda con el nombre acogido por Scalabrino (2009) en la misma localidad, argumentando que su correlación con Formación Santa Cruz aún se encontraría en duda.

Para la correlación regional de esta unidad, se usaron afloramientos ubicados al este de la Meseta Cosmelli, incluyendo los trabajos de Cuitiño *et al.* (2019), ubicado al sur del lago Posadas en Argentina, como el más cercano a la localidad de estudio en Argentina; y el de Vizcaíno *et al.* (2022) de Formación Cerro Boleadoras, en Cerro Boleadoras Argentina.

La nivelación de las columnas estratigráficas de Pampa Guadal, Pampa Castillo, Lago Posadas y Cerro Boleadoras de la Figura 56 se realizó en base al contacto basal con la unidad subyacente (Fm. Guadal en Chile y Fm. El Chacay en Argentina), descrita por los autores como un contacto transicional entre ambientes marino y continental marcado por la ausencia de invertebrados marinos hacia Formación Santa Cruz. Además, se consideraron los datos geocronológicos expuestos por los autores para ubicar los perfiles estratigráficas a una distancia acorte a estas, en relación con la base y al techo.

Si bien las secciones se correlacionan casi completamente entre ellas basado en un criterio litológico, de una intercalación entre limolitas y areniscas, con escasos niveles de conglomerados y tobas, en esta ocasión se consideran además el desarrollo de paleosuelos, la presencia de fósiles y la altura estratigráfica a la que se encuentran los conglomerados y tobas.

De acuerdo con lo anterior, la correlación de la parte inferior (Figura 56, en color verde) está basada sobre la mayor frecuencia de paleosuelos en donde todos los autores describen estructuras similares, como rizohalos decolorados, concreciones carbonáticas, motas y pátinas de óxidos de Fe y Manganeseo, a excepción del trabajo de Vizcaíno *et al.* (2022). Sin embargo, si agregamos un criterio de biocorrelación, no todas las secciones poseen

fósiles de vertebrados. Particularmente en las sección Guadal Sur hay registro sólo hacia el techo, y en las secciones de Cuitiño *et al.* (2019) y Vizcaíno *et al.* (2022), si bien no están representados en la columna, los autores describen que los especímenes recolectados se encontrarían en su mayoría en la porción media a inferior de la sección, por lo que la correlación con la propuesta de estos autores está basada principalmente en las litologías y presencia de material fosilífero.

Los estratos de toba son escasos, no observándose una continuidad lateral entre ellos a lo largo de las secciones, lo cual podría deberse a la distancia a la que se encontraban estos depocentros del arco volcánico activo.

Hacia el techo la mayoría de las columnas presentan una buena correlación en cuanto al contenido de fósiles de vertebrados, pero se debe considerar que Cuitiño *et al.* (2019) marcan rangos en donde registran la presencia o ausencia de ellos, por lo que lo que esta correlación podría no ser exacta.

Si se consideran el conjunto de criterios utilizados para las correlaciones de estas secciones, hacia el techo se sugiere que los afloramientos de la Meseta Cosmelli no se pueden correlacionar con los occidentales a esta, dado que en la sección del Lago Posadas se observa un cambio litológico en donde aparecen con mayor frecuencia estratos conglomerádicos, lo cual no se observa tampoco en Cerro Boleadoras. En cambio, en esta última se marca un cambio, con la ausencia de limolitas y predominancia de areniscas.

En cuanto a los fósiles de vertebrados presentes en las distintas localidades, estos suelen estar asociados a depósitos finos interpretados como planicies de inundación y en menos proporción a canales arenosos, sin un destacable aumento hacia el techo o base de las secciones con ubicaciones estratigráficas diferentes en cada localidad (Figura 56).

En cuanto a los datos geocronológicos de las distintas localidades, podemos ver que en Meseta Cosmelli los afloramientos de Formación Santa Cruz presentan edades similares en la base (Figura 56), mientras que hacia el techo sólo en Pampa Guadal hay datos disponibles. Sin embargo, en los afloramientos occidentales se nota un cambio notorio, en donde la correlación considerando este factor es posible sólo entre la porción media a superior de Pampa Castillo y Lago posadas, y la porción media de Lago Posadas y Cerro Boleadoras. Con esto, se observa que los afloramientos comparados al este de Meseta Cosmelli serían más jóvenes que los de este trabajo.

Con los datos provistos se sugiere que:

- Bajo un criterio litológico las secciones de Meseta Cosmelli y Lago Posadas son similares, manteniéndose como una intercalación entre areniscas de grano medio a fino con alta frecuencia de limolitas y escasos estratos conglomerádicos. Lo anterior, permite que si se considera sólo este criterio para una correlación, además del contacto con la unidad subyacente, estas se correlacionarían por completo.
- Los afloramientos miocenos continentales que sobreyacen en contacto transicional a Formación Guadal en la zona de Meseta Cosmelli deben ser considerados con el nombre de Formación Santa Cruz, ya que la nomenclatura debe estar basada en las relaciones de contacto y atributos litológicos de estas (Hedberg, 1976), concordando con la definición de esta unidad en su localidad tipo.
- No hay un incremento de la frecuencia de distribución de localidades fósiles marcada hacia la base o techo de las columnas por lo que el potencial de preservación es variable de cada localidad. Para un mejor análisis de esto se propone que a futuro se debe detallar la ubicación estratigráfica de los fósiles de forma más exacta, a modo de tener una comparación mejor argumentada.
- Los estratos de toba y conglomerados, y el contacto basal con la unidad subyacente pueden ser usados como niveles guías, ya que presentan una continuidad lateral que permitan realizar la correlación entre estas localidades.

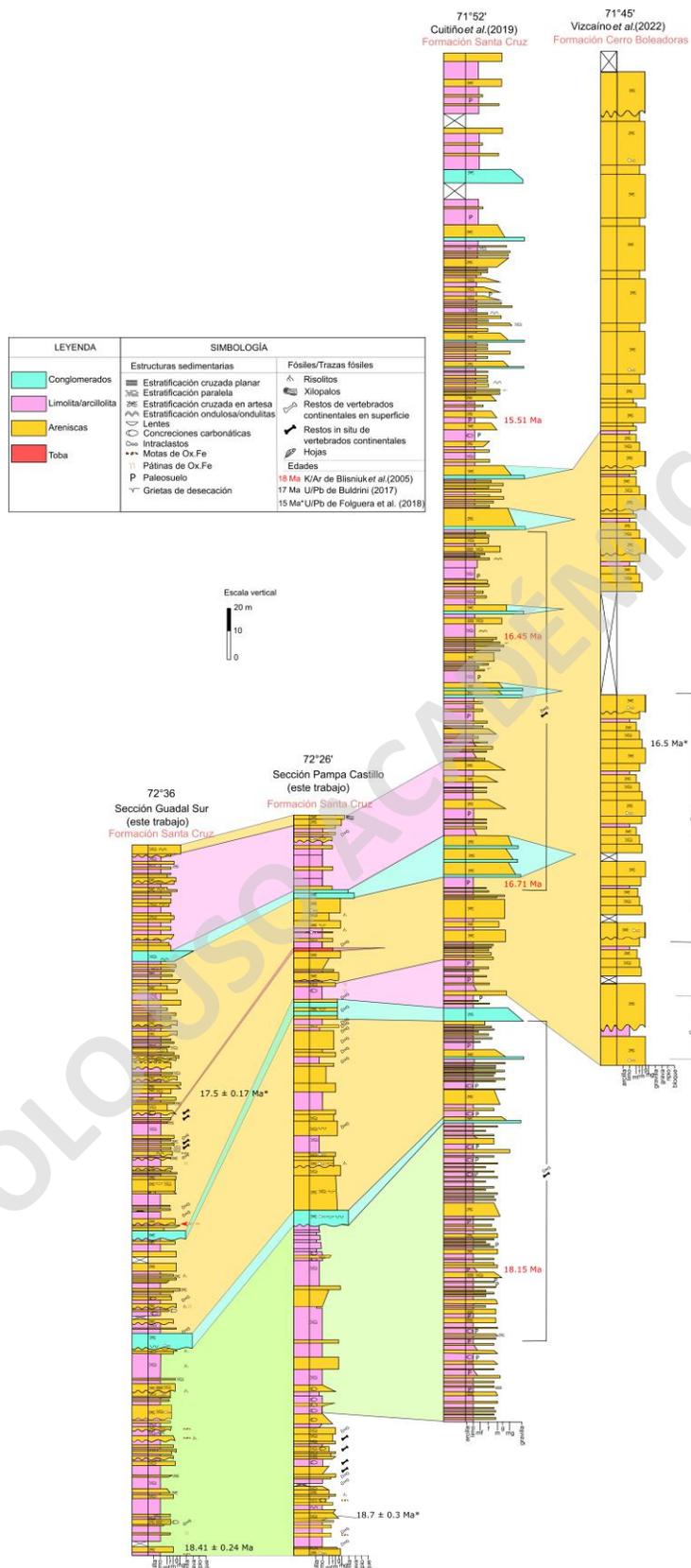


Figura 56: Correlación estratigráfica regional. Las columnas estratigráficas utilizadas corresponden a las realizadas en este trabajo, de Cuitiño *et al.* (2018) y Vizcaino *et al.* (2022).

9.4. Proveniencia sedimentaria y paleocorrientes de Formación Santa Cruz

Los análisis de petrografía sedimentaria de la Formación Santa Cruz en el área de la Meseta Cosmelli muestran una proveniencia de arco magmático (Figura 58), en donde si bien con los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) se puede ser más específico dentro de este campo, estos no permiten una subdivisión detallada para muestras que poseen un aporte de fuentes mixtas, ya que el modelo en sí no considera los detalles de los procesos formadores de sedimentos y posee incertezas estadísticas (Weltje, 2006). Dado lo anterior, se considera que los diagramas propuestos por Weltje (2006) poseen un nivel de confianza mayor, y por lo tanto menor sesgo (Arribas, 2010).

Teniendo en cuenta que la mayoría de la literatura sobre estudios de proveniencia sedimentaria exponen resultados basados únicamente en el modelo de Dickinson, se utilizarán en este capítulo a modo de contrastar los resultados obtenidos con los de otras localidades cercanas. Además, esto es complementado con datos geocronológicos de circones detríticos para considerar la variable tiempo y obtener una proveniencia más precisa.

Dickinson *et al.* (1983) proponen que las cuencas de antepaís poseen una proveniencia tanto de arco magmático como de faja plegada y corrida (Dickinson *et al.*, 1983, 1985; Weltje, 2006; Boggs, 2009). Fosdick *et al.* (2015), basado en una combinación de datos de geocronología U-Pb en circones detríticos y termocronología (U-Th)/He, sugirieron que los detritos en Formación Santa Cruz derivan mayormente del reciclaje de unidades Cretácicas en la faja plegada y corrida Patagónica y del arco magmático del Cenozoico.

Los datos de paleocorrientes en el sector de Pampa Guadal presentan un patrón en general hacia el oeste (Figura 53 a y c), con variaciones entre el NE y SO, mientras que en el sector de Pampa Castillo el patrón es variable, con aportes desde el N, NE, E, SE, S, SO y O y con un vector principal hacia el S (Figura 53b). Sin embargo, los estudios realizados en otras localidades de esta formación y sus equivalentes (Formaciones Río Jeinimeni y Pampa Castillo) exponen direcciones de paleocorrientes principalmente hacia el este, con variaciones hacia el NE y SE (De la Cruz y Suárez, 2008; Bostelmann *et al.*, 2013; Folguera *et al.*, 2018; Aramendía *et al.*, 2019; Cuitiño *et al.*, 2019).

En la zona de Meseta Cosmelli las muestras analizadas muestran una proveniencia de arco magmático en el diagrama QtFLt (Figuras 58), tanto en el sector de Pampa Castillo como en Pampa Guadal, señalando en ambos una variación entre arco no disectado y

transicional. Con respecto a los datos del sector de Pampa Guadal, el número de datos es muy bajo por lo que no sería concluyente especificar una proveniencia marcada, aunque se esperaría que presentara un comportamiento similar al de Pampa Castillo dada la cercanía de ambos afloramientos y que pertenecen al mismo depocentro.

En cuanto a los datos geocronológicos de Formación Santa Cruz se destaca un marcado aporte de fuentes miocenas entre 18 y 22 Ma (Bostelmann *et al.*, 2013; Buldrini, 2017; Suárez *et al.*, 2015; Encinas *et al.*, 2019; Folguera *et al.*, 2018) que reflejan un volcanismo explosivo coetáneo con la sedimentación de la unidad, lo que coincide con los estratos de toba observados en las secciones analizadas. Además, la información recabada de las muestras datadas en la base de esta unidad muestra peaks oligocenos de edades entre 28 y 32 Ma (Figura 57) (Suárez *et al.*, 2015; Encinas *et al.*, 2019; Folguera *et al.*, 2018), lo que podría indicar un reciclaje de las unidades oligocenas, como la Formación San José, que contiene principalmente fragmentos volcánicos atribuidos a la Formación Ibáñez y subordinadamente metamórficos del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Aldridge, 2020).

En conjunto con lo anterior, se suman datos geocronológicos en la base de Formación Santa Cruz en Pampa Guadal, que sugieren un aporte de la faja plegada y corrida Patagónica marcado por edades cretácicas (Figura 57) asociadas a las formaciones Divisadero y Toqui (situadas al este de Meseta Cosmelli), al Batolito Norpatagónico (al norte) y cuerpos intrusivos menores (al sur) (Encinas *et al.*, 2019; Folguera *et al.*, 2018), y triásicas a proterozoicas (Figura 57) probablemente recicladas del basamento metamórfico que se asocian al Complejo Metamórfico Andino Oriental (Encinas *et al.*, 2019; Folguera *et al.*, 2018), expuesto extensamente a los alrededores de la Meseta Cosmelli.

Hacia el techo se marca una ausencia de aportes de fuentes triásicas y superiores a 140 Ma en el área de Pampa Guadal (Figura 56, Buldrini, 2017), aunque permanece constante la señal de detritos cretácicos. Dado que en los análisis petrográficos (Figura 58, este trabajo) no se observa una disminución marcada de cuarzo o de líticos metamórficos, se propone que los aportes triásicos, paleozoicos o superiores mostrados por la geocronología podrían provenir del reciclaje de las mismas fuentes cretácicas asociadas a la faja plegada y corrida Patagónica, coincidente con la reactivación de esta en el Mioceno (Ramos, 1989; Suárez y De la Cruz, 2000; Suárez *et al.*, 2000; Gianni *et al.*, 2018; Fosdick *et al.*, 2020), que estaría representada en las formaciones Divisadero, Toqui e Ibáñez, las cuales poseen

componentes principalmente volcánicos y en menor medida metamórficos, que reflejan los resultados obtenidos en los análisis petrográficos de este trabajo.

En la zona de Meseta Chile Chico, al oeste de la Falla Jeinimeni, no se han encontrado afloramientos de Formación Santa Cruz, en donde hay registro de los Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico en contacto con Formación Guadal (De la Cruz y Suárez, 2008; Encinas *et al.*, 2019), lo cual podría haber sido generado por el alzamiento y posterior erosión de la zona al ENE de la Meseta Cosmelli posterior a la depositación de Formación Guadal, causado por la reactivación de las fallas ubicadas al este, producto de un régimen comprensivo en este periodo (Ramos, 1989; Suárez y De la Cruz, 2000; Suárez *et al.*, 2000). Esto, podría sustentarse considerando las propuestas paleogeográficas de algunos autores con respecto a la edad en que se depositaron las formaciones San José y Guadal en la Meseta Cosmelli, los que indican una proveniencia hacia el oeste debido a un alto topográfico en el este (Ramos, 1982; Cuitiño *et al.*, 2015a).

Datos geocronológicos de la zona de Quebrada Honda, al este de Meseta Chile Chico en una arenisca de Formación Santa Cruz arrojan una edad de $16,4 \pm 0,2$ Ma, lo cual indicaría que los afloramientos de esta unidad al este de la Meseta de Chile Chico serían más jóvenes que los de la zona de la Meseta Cosmelli (Encinas *et al.*, 2019).

En la zona del Lago Posadas en Argentina ($47^{\circ}35'$ S), al sureste de la Meseta Cosmelli, Cuitiño *et al.* (2019) proponen que las areniscas de Formación Santa Cruz indican un escenario tectónico inmaduro, dado por la predominancia de granos de composición volcánica que señalan una proveniencia de arco magmático, más específicamente de arco no disectado, con sólo una muestra en campo de lítico reciclado (Figura 58). Lo anterior sugiere que los sedimentos que dan origen a esta unidad provienen de la erosión de terrenos volcánicos adyacentes pertenecientes al arco magmático (Cuitiño *et al.*, 2019). Los datos de paleocorrientes en esta zona muestran patrones unidireccionales de oeste a este, que indican un origen de sedimentos provenientes de los Andes Patagónicos del sur (Cuitiño *et al.*, 2019).

En cuanto a los afloramientos de esta unidad en la costa Argentina, en la Provincia de Santa Cruz presentan un rango de edad entre $\sim 16-18$ Ma (Cuitiño *et al.*, 2012; Parras *et al.*, 2012; Perkins *et al.*, 2012; Cuitiño *et al.*, 2016), con direcciones de paleocorrientes en dirección hacia el este y una predominancia de detritos volcánicos en conjunto con estratos de tobas retrabajadas (Matheos y Raigemborn, 2012; Raigemborn *et al.*, 2015) que indicarían una

proveniencia desde el oeste con material tobáceo distal de la fuente relacionada a el alzamiento de los Andes Patagónicos Australes en el oeste en conjunto con el desarrollo de un arco magmático (Matheos y Raigemborn, 2012; Raigemborn *et al.*, 2015).

Con estos antecedentes se propone que:

1. La mayoría de los detritos que dan origen a Formación Santa Cruz en Meseta Cosmelli, son de composición volcánica, lo que concuerda con lo establecido con los datos de petrografía que muestran un campo de arco magmático (Dickinson *et al.*, 1983), que sugieren que estos provienen de la erosión del arco magmático de terrenos próximos a la zona de estudio.
2. La predominancia de señales de edades miocenas es coherente con un volcanismo efusivo de composición intermedia a ácida coetáneo a Formación Santa Cruz reflejado en la petrografía, los cuales coinciden con los estratos de toba vítrea presentes a lo largo de las secciones estratigráficas realizadas en la zona de la Meseta Cosmelli.
3. Los datos geocronológicos de la Meseta Cosmelli coinciden con los datos de paleocorrientes analizados en este trabajo, pudiendo presentar aportes desde el N, NE, E, SO, S, SE y E asociados al reciclaje de las formaciones San José, Toqui, Ibáñez y Divisadero, en conjunto con aportes de las unidades volcánicas presentes en áreas adyacentes como el Batolito Norpatagónico y a cuerpos intrusivos menores. Estas unidades serían las responsables de los detritos volcánicos y feldespatos, reflejados en la petrografía analizada.
4. Si bien las direcciones de paleocorrientes en la zona de Meseta Cosmelli difieren con lo propuesto por otros autores en otras localidades, esto podría deberse a la distancia de los afloramientos (~95 km), variaciones en la configuración de la cuenca, y/o a la representatividad de los datos, ya que si comparamos por ejemplo, con el trabajo de Cuitiño *et al.*, (2019) este presenta 30 datos medidos, en comparación a los 186 datos de la sección Pampa Castillo. Por esto, se sugiere que para realizar una correcta comparación entre estos datos de paleocorrientes, se debe tener un número total de datos mayor en las distintas localidades, que permita realizar un análisis estadístico de los datos.

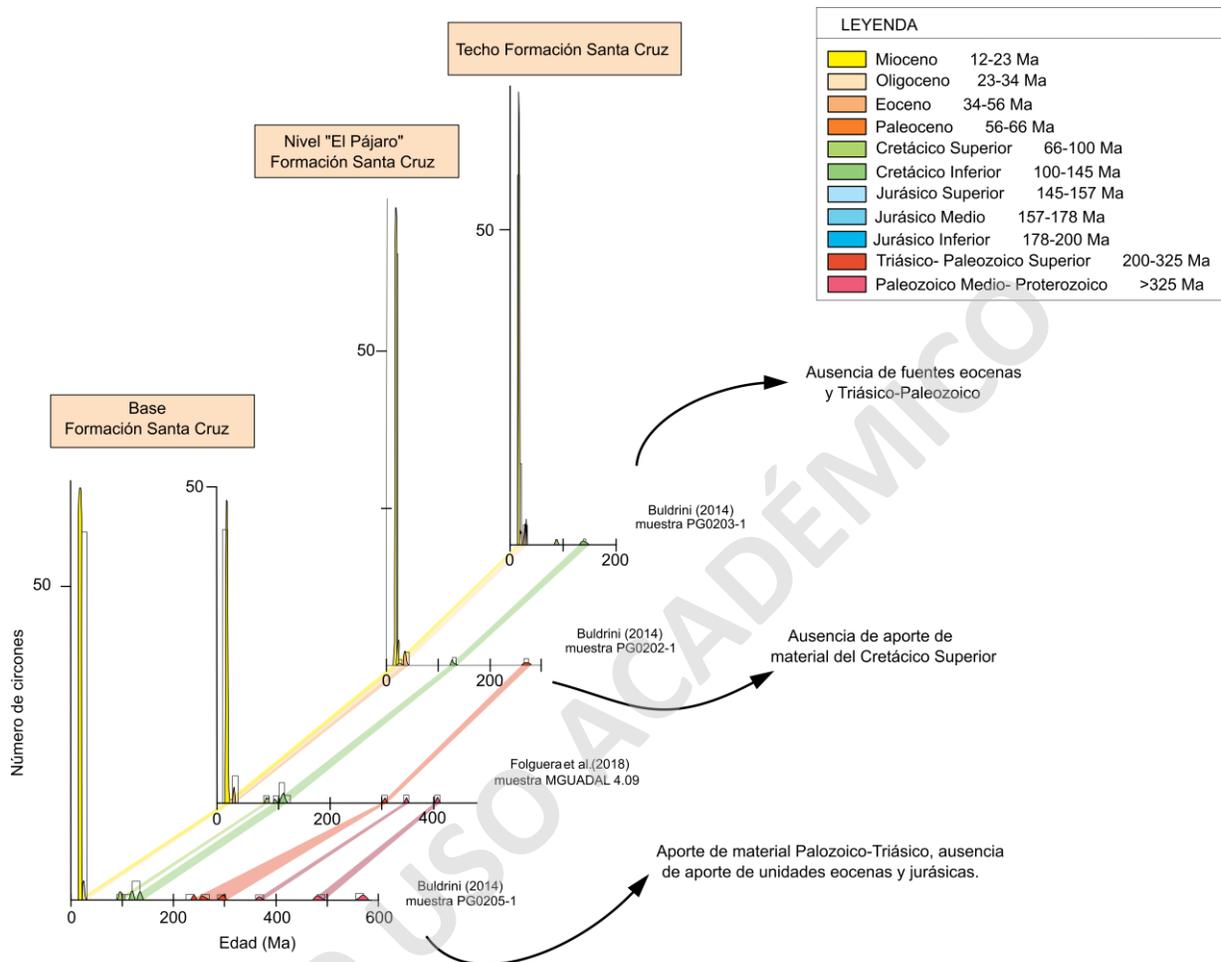
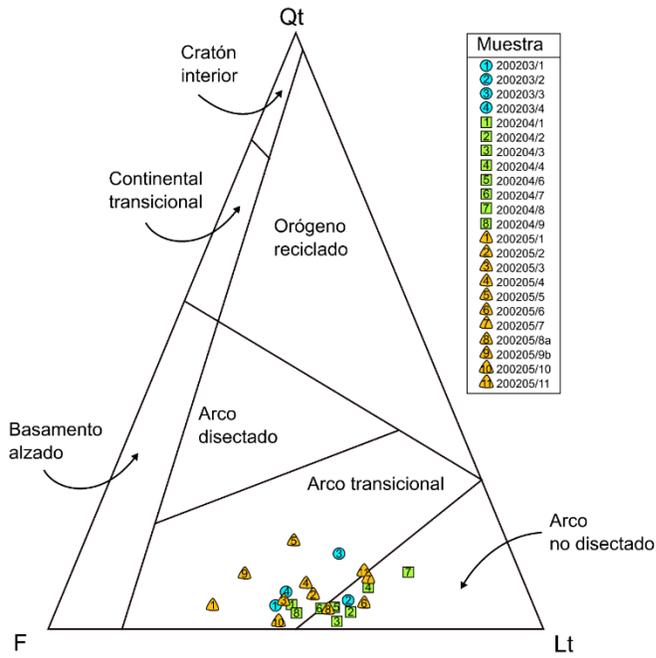
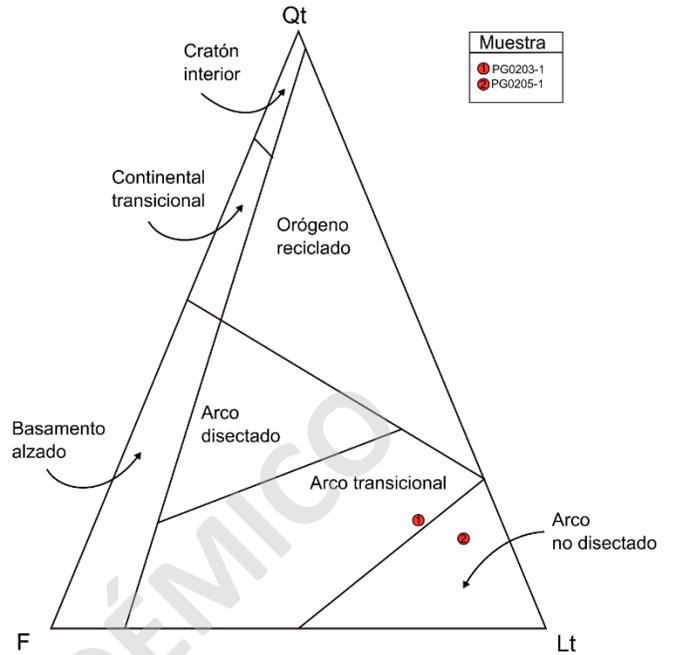


Figura 57: Datos geocronológicos en circones detríticos, editado de Buldrini (2014) y Folguera *et al.* (2018)

A)



B)



C)

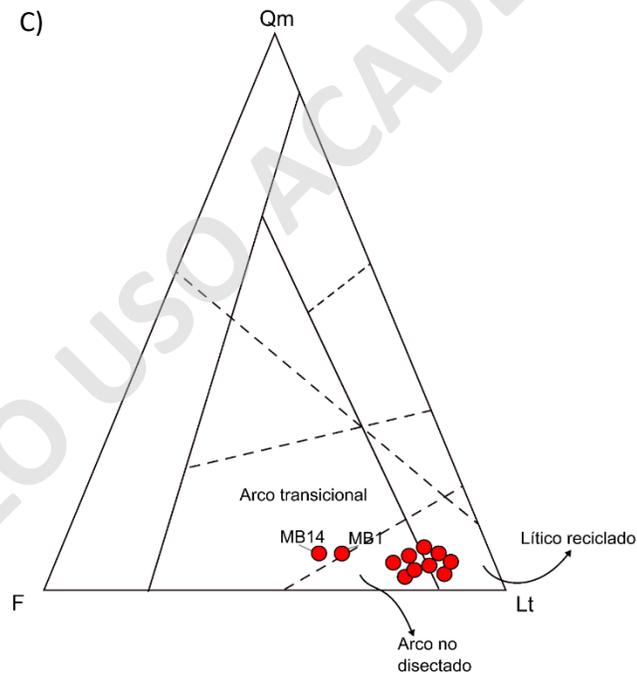


Figura 58: A) Diagrama QtFLt del sector Pampa Castillo (este trabajo); B) Diagramas QtFLt del sector de Pampa Guadal , analizadas por el estudiante de geología de la Universidad Mayor, Jonatan Vega; C) Diagrama QmFLt del sector al sur del Lago Posadas , editado de Cuitiño *et al.* (2019). Las muestras se encuentran enumeradas de base a techo según la ubicación en la columna estratigráfica. Qt: cuarzo total; F: feldespatos; Lt: líticos totales.

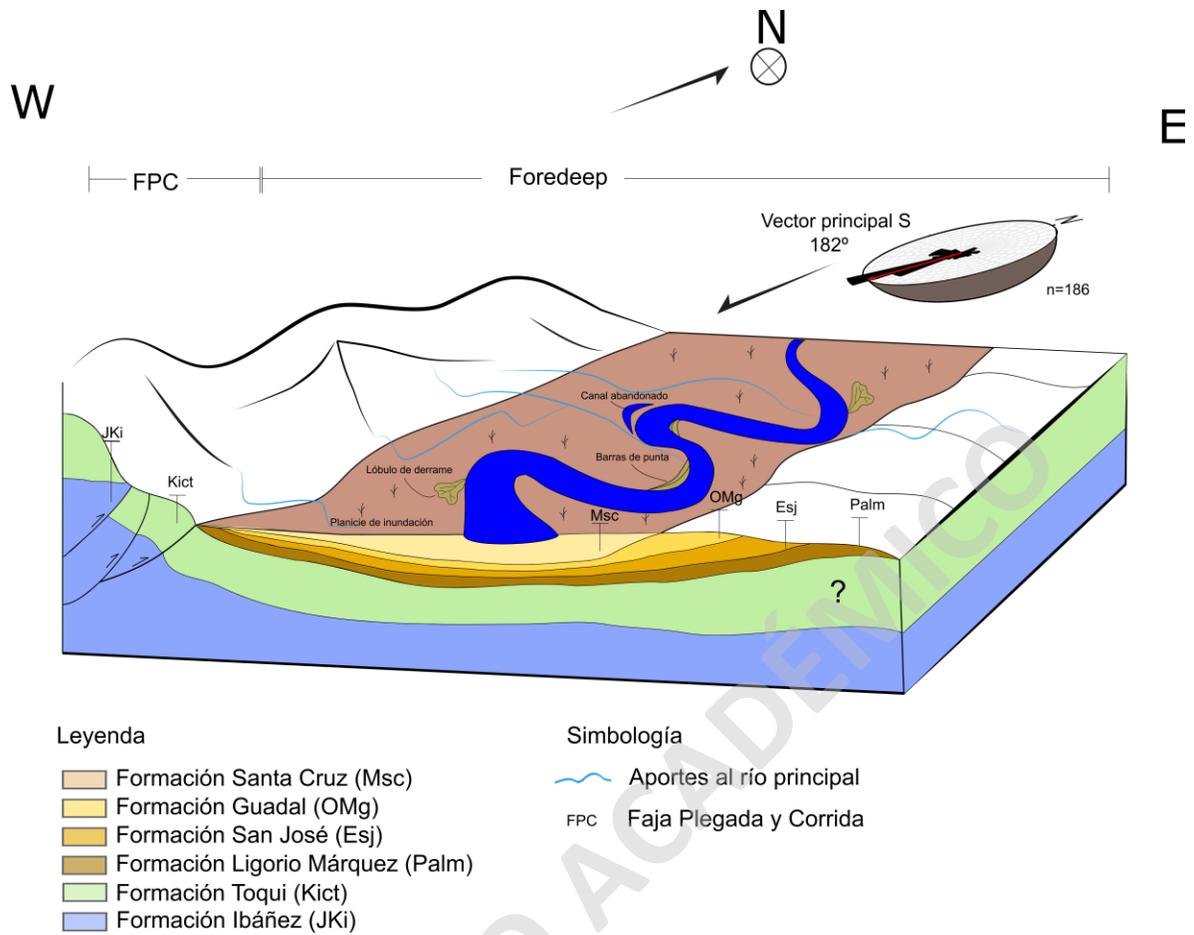


Figura 59: Propuesta paleogeográfica de Formación Santa Cruz en la zona de Meseta Cosmelli.

Capítulo 10: Conclusiones

Los análisis estratigráficos, sedimentológicos y petrográficos de Formación Santa Cruz en la localidad de la Meseta Cosmelli permiten concluir que:

1. Los afloramientos de esta unidad en la localidad estudiada están conformados por 254 m de una intercalación entre limolitas en tonos rojos a rosados y areniscas de tonos grises, verdes y cafés, con estratificación cruzada en artesa, ondulosa y paralela y fósiles de vertebrados en superficie e *in situ*, con aislados estratos conglomerádicos matriz soportados con contactos basales erosivos y al menos un nivel de toba vítrea retrabajada de color rosado de alrededor de 60 cm de espesor.
2. El análisis de facies, elementos arquitecturales y asociaciones de facies evidencia que los sedimentos fueron depositados en una ambiente fluvial meándrico dominado por arenas, coetáneo con un subordinado volcanismo explosivo evidenciado por los estratos de toba y caracterizado por el desarrollo de planicies de inundación, canales arenosos y lóbulos de derrame con el relleno aislado de canales gravosos. Con esto se cumple parte de la hipótesis propuesta.
3. En base a las características litológicas y relaciones estratigráficas de contactos de esta unidad se propone continuar con el nombre Formación Santa Cruz propuesto por la mayoría de los autores para los afloramientos estudiados y desechar el nombre de Formación Pampa Castillo, ya que la nomenclatura de una unidad litoestratigráfica debe estar basada en estos criterios y no en su contenido de fósiles.
4. Los datos de paleocorrientes obtenidos en esta localidad indican direcciones hacia el N, NE, E, SO, S, SE y E, con un vector principal hacia el sur, lo cual difiere de lo propuesto por otros autores en otras localidades y que podría deberse a la diferencia en el total de datos considerados en otros trabajos, la distancia entre los afloramientos y/o variaciones en la configuración de la cuenca. Con esto se concluye que la hipótesis no se cumple completa, ya que las direcciones de paleocorrientes no son opuestas a lo propuesto por otros autores en áreas inmediatamente occidentales a la zona de estudio, por lo que no se presenta evidencia suficiente para proponer un área elevada hacia el oeste que generara una divisoria de aguas con flujos en direcciones opuestas.
5. En cuanto a las correlaciones, no existen niveles guías continuos registrados a nivel regional, a excepción del contacto basal transicional con la unidad subyacente, Formación Guadal que representaría un cambio gradual entre un ambiente marino a uno continental.

6. La geocronología en circones detríticos de estudios anteriores del área y los estudios petrográficos, señalan que Formación Santa Cruz en Meseta Cosmelli se habría depositado bajo un contexto tectónico de arco magmático no disectado a transicional, con aporte de fuentes derivadas del reciclaje de unidades principalmente cretácicas y cenozoicas, que presentan líticos provenientes de la faja plegada y corrida y de cuerpos volcánicos presentes aisladamente en la zona.

SOLO USO ACADÉMICO

Referencias

- Aguirre, L., Cortés, J., Morata, D. y Hervé, F. (1997). Low-grade metamorphism of Mesozoic and Cenozoic volcanic sequences of Patagonia, Chile (43° - 46° S). *Revista Geológica de Chile*, 24 (2), 187-201.
- Aguirre-Urreta, M., Suárez, M. Bruce, Z., De la Cruz, R. y Ramos, V. (2000). Bioestratigrafía y amonoideos de la Formación Katterfeld, (Cretácico inferior) en Puerto Ibáñez, IX Región, Chile. *Congreso Geológico Chileno 2* (2), 183-187.
- Aguirre-Urreta, M., Suárez, M. y de la Cruz, R. (2006). Amonoideos Hauteriviano-Barremianos en la formación Apeleg, Patagonia Central. *Congreso Geológico Chileno*, 11 (2), 17- 20.
- Ameghino, F. (1889). Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 1-1027.
- Aramendía, I., Cuitiño, J. I., Ghiglione, M. y Bouza, P. J. (2019). Tectonostratigraphic significance of the Neogene sedimentary record of northwestern Austral-Magallanes basin, Argentinean Patagonia. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 26 (2), 99-126.
- Arribas, J. (2010). Análisis de la procedencia en depósitos arenosos. *Sedimentología del proceso físico de la cuenca sedimentaria*, (2000, Alfredo Arche), 397-441.
- Bangs, C. y Basu , A. (1994). Provenance analysis of muddy sandstone: *Journal of Sedimentary Research*, A (64), 2-7.
- Baker, P., Rea, W., Skarmeta, J., Caminos, R. y Rex, D. (1981). Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46°S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A (303), 105–149.
- Bell, M., Townsend, M., Suárez , M. y De la Cruz, R. The depositional environments of the lower cretaceous Coyhaique group, Aysén Basin, southern Chile, 45°-46°S. (1994). *Congreso Geológico Chileno*, 7, 402-403.
- Bell, M., De La Cruz, R., Suárez, M. y Townsend, M. (1996). The evolution of the Aysen Basin, an early Cretaceous epicontinental interior seaway in southernmost South America. *International Symposium of Andean Geodynamics*, 3, 289–292.
- Bell, C. y Suárez, M., (1997). The lower cretaceous Apeleg formation of the Aisén basin, southern Chile. Tidal sandbar deposits of an epicontinental sea. *Revista Geológica de Chile*, 24 (2), 203–226.
- Bell, C. M. y Suárez, M. (2000). The Río Lácteo Formation of southern Chile. Late paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (1), 133-145.
- Boetsch, M. (2014). Control estructural de la mineralización Argentó-Aurífera y criterios de exploración en el distrito Cerro Bayo, Región de Aysén, Chile. [Tesis de pregrado, Universidad de Chile], 26-28.
- Boggs Jr, S. y Boggs, S. (2009). *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge university press, 220-267.

- Bostelmann, E. y Buldrini, K. (2012). Late-Early Miocene fossil mammals of the Pampa Guadal Area, Meseta Cosmelli, Aysén Region, Chilean Patagonia. Abriendo ventanas al pasado, Punta Arenas-Chile. Leppe, M., Aravena, J.C., Villa-Martínez, R. (Eds.), *Simposio de Paleontología en Chile*, 3, 38-41.
- Bostelmann, E., Le Roux, J., Vásquez, A., Gutiérrez, N., Oyarzún, J., Carreño, C., Torres, T., Otero, R., Llanos, A., Fanning, C. y Hervé, F. (2013). Burdigalian deposits of the Santa Cruz Formation in the Sierra Baguales, Austral (Magallanes) Basin: Age, depositional environment and vertebrate fossils. *Andean Geology*, 40 (3), 458-489.
- Bostelmann, E., Ugalde, R., Oyarzún, J. y Griffin, M. (2015). The Patagonian transgression, early Miocene (Burdigalian age), in Aysén and Magallanes. *Congreso Geológico Chileno 14 (1)*, 825-828.
- Breen, P., Lichtin, S., Super, J., Auerbach, D. J. y Brandon, M. (2015). Reconstructing paleocene-eocene patagonian paleoclimate: organic proxy data from the Ligorio Márquez Formation. *GSA Abstracts with Programs* 47, 562.
- Bruce, Z. R. (2001). *Mesozoic geology of the Puerto Ingeniero Ibáñez área, 46° south, Chilean Patagonia*. [Tesis doctoral, Universidad de Canterbury, Nueva Zelanda], 201-203.
- Brüggen, J. (1950). El volcanismo en Chile. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y - Matemáticas* 7 (7), 61-68.
- Bruggen, J. (1959). *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar.
- Buldrini, K. (2017). Los mamíferos fósiles de Pampa Guadal, Región de Aysén, Chile. [Tesis de magíster, Universidad de Chile, Chile], 37-139.
- Cande, S. y Leslie, R. (1986). Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91 (B1), 471-496.
- Cembrano, J., Hervé, F. y Lavenu, A. (1996). The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault zone in southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55-66.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G. y Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354 (3-4), 289-314.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A. y Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S). *Journal of South American Earth Sciences* 15 (1), 117-139.
- Charrier, R., Linares, E., Niemeyer H. y Skarmeta, J. (1978). Edades K-Ar de vulcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la meseta de Buenos Aires, Aysén, Chile, y su significado geológico. *Congreso Geológico Argentino* 7 (2), 23-41.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The geology of Chile*, 102-114.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F. y Sagripanti, L. (2015). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications* 399 (1), 13-61.

- Chayes, F. (1949). A simple point counter for thin-section analysis. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials* 34 (1-2), 1-11.
- Chayes, F. (1956). The Holmes effect and the lower limit of modal analysis. *Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society* 31 (234), 276-281.
- Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P., Gapais, D., Rossello y E., Miller, M. (1999). Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 12(1), 1-15.
- Covacevich, V., De la Cruz, R., y Suárez, M. (1994). Primer hallazgo de fauna del Berriasiano inferior (Neocomiano) en la Formación Ibáñez, Región XI, Aysén. Abriendo ventanas al pasado, Punta Arenas-Chile. Leppe, M., Aravena, J.C., Villa-Martínez, R. (Eds.), *Congreso Geológico Chileno* 7(1), 425-429.
- Cuitiño, J. I., Fernicola, J. C., Vizcaíno, S. F., Bargo, M. S., y Kay, R. F. (2014). Variaciones proximales-distales (OE) en la Formación Santa Cruz, Mioceno de la Cuenca Austral. *Reunión Argentina de Sedimentología* 14, 89-90.
- Cuitiño, J., Fernicola, J., Kohn, M., Trayler, R., Naipauer, M., Bargo, M., Kay, R. y Vizcaíno, S. (2016). U-Pb geochronology of the Santa Cruz Formation (early Miocene) at the Río Bote and Río Santa Cruz (southernmost Patagonia, Argentina): Implications for the correlation of fossil vertebrate localities. *Journal of South America Earth Sciences* 70 (10), 198-210.
- Cuitiño, J. I., Pimentel, M. M., Santos, R. V., y Scasso, R. A. (2012). High resolution isotopic ages for the early Miocene "Patagoniense" transgression in Southwest Patagonia: Stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 38, 110-122.
- Cuitiño, J. y Scasso, R. (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., Vizcaíno, S., Bargo, M., y Aramendía, I. (2019). Sedimentology and fossil vertebrates of the Santa Cruz Formation (early Miocene) in Lago Posadas, southwestern Patagonia, Argentina. *Journal of Andean Geology* 46 (2), 383-420.
- 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), 64 y 385.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M. J., Manetti, P., y Mazzarini, F. (2001). Slab window-related magmatism from southernmost South America: The Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~ 52 S, Argentina-Chile). *Lithos* 57 (2-3), 67-89.
- Dalziel, I. (1986). Collision and Cordilleran orogenesis: an Andean perspective. *Geological Society, London, Special Publications* 19 (1), 389-404.
- DeCelles, P., Langford, R. y Schwartz, R. (1983). Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification. *Journal of Sedimentary Research* 53(2), 629-642.
- De la Cruz, R., y Cortés, J. (2011). Geología del área oriental de la Hoja Puerto Cisnes, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 127, 1-70.

De la Cruz, R. y Cortés, J. (2011). Geología del área oriental de la Hoja Puerto Cisnes, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°127, 1-70.

De la Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D., y Bell, M. (2003). Geología del área Coihaique-Balmaceda, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°80, 40.

De la Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M., y Quiroz, D. (2004). Geología del área oriental de las hojas Cochrane y Villa O'Higgins: Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:250.000. Servicio nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°85.

De La Cruz, R. y Suárez, M., (2006). Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°95, 58.

De La Cruz, R. y Suárez, M., (2008). Geología del Área de Chile Chico-Río de Las Nieves, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°112, 67.

Decker, J. y Helmold, K. P. (1985). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: discussion. *Journal of Sedimentary Research*, 55 (4).

Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, F. y Ryberg, R. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94 (2), 222-235.

Dickinson, W. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *Provenance of arenites*, 333-361.

Dickinson, W. y Suczek, C.A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63 (12), 2164-2182.

Dickinson, W. (1988). Provenance and sediment dispersal in Relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. *New Perspective in basin analysis*, 3-25.

Duhart, P., Mella, M., Quiroz, D., Muñoz, J. y Fanning, M. (2012). Litología y Geocronología del Batolito Nor-Patagónico en el Área de Puerto Aysén-Puerto Chacabuco (45 30'S), Región de Aysén, Chile. *XIII Congreso Geológico Chileno*, 13, 401-403.

Echaurren, A., Oliveros, V., Folguera, A., Ibarra, F., Creixell, C. y Lucassen, F. (2017). Early Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: insights from field and geochemical data. *Journal of the Geological Society*, 174 (3), 405-421.

Encinas, A., Zambrano, P., Finger, K., Valencia, V., Buatois, L. y Duhart, P. (2013). Implications of Deep-marine Miocene deposits on the evolution of the North Patagonian Andes. *The Journal of Geology*, 121 (3), 215-238.

Encinas, A., Folguera, A., Litvak, V.D., Echaurren, A., Gianni, G., Fernández-Paz, L., Bobe, R. y Valencia, V. (2016a). New age constraints for the Cenozoic deposits of the Patagonian Andes and the Sierra de San Bernardo between 43° and 46°S. *Simposio de Tectónica Sudamericana 1* (1), 140. Santiago.

Encinas, A., Folguera, A., Bechis, F., Finger, K., Zambrano, P., Perez, F., Bernabé, P., Tapia, F., Riffo, R., Buatois, L., Orts, D., Nielsen, S., Valencia, V., Cuitiño, J., Oliveros, V., De Girolamo del Mauro, L. y Ramos, V. (2018). The Late Oligocene-Early Miocene marine transgression of Patagonia. *The evolution of Chilean-Argentinian Andes*. Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Oliveros, V., Dávila, F., Collo, G., Giambiagi, L., Naipauer, M., Maksymowicz, A., y Alvarez, O. (Ed). Springer Earth System Science, 419-451.

Encinas, A. Folguera, R. Riffo, P. Molina, L. Fernández Paz, V.D. Litvak, D.A. Colwyn, V.A. y Valencia, M. Carrasco. (2019). Cenozoic basin evolution of the Central Patagonian Andes: Evidence from geochronology, stratigraphy, and geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10 (3), 1139-1165.

Flint, S., Prior, D., Agar, S. y Turner, P. (1994). Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin and its relationship to the Chile triple junction. *Journal of the Geological Society*, 151 (2), 251-268.

Folk, R. L., Andrews, P. B., y Lewis, D. W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 13 (4), 937-968.

Fosdick, J. C., VanderLeest, R. A., Bostelmann, J. E., Leonard, J. S., Ugalde, R., Oyarzún, J. L. y Griffin, M. (2020). Revised timing of Cenozoic Atlantic incursions and changing hinterland sediment sources during southern Patagonian orogenesis. *Lithosphere*, 2020 (1).

Flynn, J., Novacek, M., Dodson, H., Frassinetti, D. McKenna, M. C., Norell, M., Sears, K., Swisher, C. y Wyss, A. (2002). A new fossil mammal assemblage from the southern Chilean Andes: implications for geology, geochronology, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (3), 285-302.

Flynn, J. y Swisher, C. (1995). Cenozoic South America land mammal ages: correlation to global geochronologies. Geochronologies, time scales, and global stratigraphic correlation. Berggren, W., Kent, D. y Hardenbol, J. (Eds). Society for Sedimentary Geology, Special Publication 54, 317-333.

Folguera, A., Encinas, A., Echaurren, A., Gianni, G., Orts, D., Valencia, V. y Carrasco, G. (2018). Constraints on the Neogene growth of the central Patagonian Andes at the latitude of the Chile triple junction (45–47° S) using U/Pb geochronology in synorogenic strata. *Tectonophysics*, 744, 134-154.

Forsythe, R. y Nelson E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics*, 4 (5), 477-495.

Fosdick, J. C., Grove, M., Graham, S. A., Hourigan, J. K., Lovera, O. y Romans, B. W. (2015). Detrital thermochronologic record of burial heating and sediment recycling in the Magallanes foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Research*, 27 (4), 546-572.

Frassinetti, D. y Covacevich, V. (1999). Invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) en Pampa Castillo, Región de Aisén, Chile. *Servicio Nacional de Geología, Sernageomin*, 51, 96.

Galehouse, J.S., 1971. Point counting. Carver, R.E. (Ed.). *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley-Interscience, New York, 385 – 407.

Genge, M. C., Zattin, M., Witt, C., Derycke, A., Gautheron, C., Mazzoli, S., Petrelli, M., Cogné, N., Bosch, D., Bruguier, O. y Marquez, M. (2022). Denudation of the Cordillera and intraplate belt in Central Patagonia inferred by detrital multi-dating of foreland basin deposits. *Sedimentary Geology*, 440, 106237.

G. M., Echaurren, A., Fennell, L., Navarrete, C. R., Quezada, P., Tobal, J. y Folguera, A. (2018). Cretaceous Orogeny and Marine Transgression in the Southern Central and Northern Patagonian Andes: Aftermath of a Large-Scale Flat-Subduction Event? In *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, 291-328.

González-Bonorino, G. y Suárez, M. (1995). Paleoambientes sedimentarios de la Formación Apeleg, Cretácico Inferior de la Cuenca de Aisén, Región XI, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 22 (1), 115 – 126.

Haller, M. y Lapido, O. (1980). El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2), 230-247.

Hatcher, (1897). On the geology of southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4 (23), 327-354.

Heim, A. (1940). Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33, 25-51.

Hedberg, H. D. (1976). International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. *International Union of Geological Sciences, Commission on Stratigraphy, International Subcommittee on Stratigraphic Classification*. Wiley y Sons, Inc., New York, 200.

Herman, F. y Brandon, M. (2015). Mid-latitude glacial erosion hotspot related to equatorial shifts in southern Westerlies. *Geology*, 43 (11), 987-990.

Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquine-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *Actas Congreso Geológico Chile*, 1, B39-B56.

Hervé, F. (1993). Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysén, southern Chile (West of Occidentalia). *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, México*, 64-65.

Hervé, F., Aguirre, L., Godoy, E., Massone, H., Morata, D., Pankhurst, R., Ramírez, E., Sepúlveda, V. y Willner, A. (1998). Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos en Aysén. *Congreso Latinoamericano de Geología, 10 y Congreso Nacional de Geología Económica*, 6 (2), 134-137.

Hervé, F., Pankhurst, R., Drake, R. y Beck, M. E. (1995). Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin Adjacent to the Liquiñe-Ofqui Fault Zone: the Isla Magdalena área, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (1), 33-46.

Hervé, F., Demant, A., Ramos, V.A., Pankhurst, R. y Suárez, M. (2000). The southern Andes. In tectonic evolution of South America. *International Geological Congress*, 31, 605-634.

Hervé, F. y Fanning, C. (2001). Circones detríticos del Triásico tardío en metaturbiditas del Complejo Metamórfico Chonos, sur de Chile. *Revista geológica de Chile: An international journal on andean geology*, 28 (1), 91-104.

- Hervé, F., Aguirre, L., Sepúlveda, V. y Morata, D. (1999). Contrasting geochemistry and metamorphism of pillow basalts in metamorphic complexes from Aysén, S. Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (4), 379-388.
- Iannizzotto, N., Folguera, A., Leal, P. y Iaffa, D. (2004). Control tectónico de las secuencias volcanoclásticas Neocomianas y paleogeografía en la zona del Lago La Plata (45°S). Sector interno de la faja plegada y corrida de los lagos La Plata y Fontana. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 59, 655–670.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. D., Grimm, J. P. y Pickle, J. D. (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.
- Kay, S. M., Ramos, V. A. y Marquez, M. (1993). Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *The journal of Geology*, 101 (6), 703-714.
- Kraemer, P. (1998). Structure of the Patagonian Andes: regional balanced cross section at 50°S, Argentina. *International Geology Review*, 40 (10), 896-915.
- Lagabrielle, Y., Guivel, C., Maury, R. C., Bourgois, J., Fourcade, S. y Martin, H. (2000). Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*, 326 (3-4), 255-268.
- Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E., Hérial, G., Martinoid, J., Régnier, M. y De La Cruz, R. (2004). Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 385 (1-4), 211-241.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. (1994). Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico-Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana*, 31 (3), 257-281.
- Matheos, S. D. y Raigemborn, M. S. (2012). Sedimentology and paleoenvironment of the Santa Cruz Formation. *Early Miocene Paleobiology in Patagonia: High-Latitude Paleocommunities of the Santa Cruz Formation*. Cambridge University Press, Cambridge, 59-82.
- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22 (4), 261-308.
- Miall, A. D. (2006). Methods of architectural-element analysis. *The Geology of Fluvial Deposits*, 75-98.
- Niemeyer, H. (1975). Geología de la Región comprendida entre el Lago General Carrera y el Río Chacabuco, Provincia de Aysén, Chile. [Tesis de pregrado, Universidad de Chile], 330.
- Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R. y Espinosa, W. (1984). Hojas Península de Taitao y Puerto Aisén, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:500.000. Servicio Nacional de geología y Minería. Carta Geológica de Chile, 60–61.
- Olivero, E. y Aguirre-Urreta, M.B. (2002). Sucesión de amonoides de la Formación Katterfeld (Valanginiano-Hauteriviano) en su área tipo, Lago Fontana, Chubut. *XV Congreso Geológico Argentino*, 15 (1), 6.

Ortiz, A. y Vergara, M. (1979). Perspectivas de desarrollo de los recursos de la Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Diagnóstico del conocimiento de Geología y Minería*, 26 (8).

Otero, R., Bostelmann, E. y Ugalde, R. First record of cartilaginous fish from the early Miocene of Chile. *Congreso Geológico Chileno* 14(3), 712-715.

Pankhurst, R. J., Leat, P. T., Sruoga, P., Rapela, C. W., Márquez, M., Storey, B. C. y Riley, T. R. (1998). The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of volcanology and geothermal research*, 81 (1-2), 113-136.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Marquez, M. y Fanning, C.M. (2003). Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1), 27-44.

Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F. y Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, Southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156 (4), 673-694.

Parada, M. A., Lahsen, A. y Palacios, C. (2001). Ages and geochemistry of Mesozoic-Eocene back-arc volcanic rocks in the Aysén region of the Patagonian Andes, Chile. *Revista geológica de Chile*, 28 (1), 25-46.

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.

Perkins, M., Fleagle, J., Heizler, M., Nash, B., Bown, T., Tauber, A. y Dozo, M. (2012). Tephrochronology of the miocene Santa Cruz and Pinturas formations, Argentina. *Early Miocene Paleobiology in Patagonia: High-Latitude Paleocommunities of the Santa Cruz Formation*. Cambridge University Press, Cambridge, 23-40.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Siever, R. (1987). *Introduction and source materials. Sand and sandstone*, 1-21.

Ploszkiewicz, J.V. y Ramos, V.A. (1977). Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu, provincia de Chubut. *Asociación Geológica Argentina Revista* 32 (3), 209-226.

Quiroz, D. y Bruce, Z. (2010). Geología del área Puerto Ingeniero Ibáñez-Villa Cerro Castillo, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 124.

Raigemborn, M., Matheos, S., Krapovickas, V., Vizcaíno, S. F., Bargo, M., Kay, R. y Zapata, L. (2015). Paleoenvironmental reconstruction of the coastal Monte León and Santa Cruz formations (early Miocene) at Rincón del Buque, southern Patagonia: A revisited locality. *Journal of South American Earth Sciences*, 60, 31-55.

Ramos, V., y Mpodozis, C. (1989). The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Ericksen G., Cañas, M., Reinemund JA. (Eds.) *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sci Series*, 11, 59-90.

Ramos, V.A. (1982). Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37, 23-49.

- Ramos, V. (1976). Estratigrafía de los Lagos La Plata y Fontana, Provincia de Chubut, República Argentina. *Congreso Geológico Chileno 1* (1), 43-64.
- Ramos, V.A. y Ghiglione, M.C. (2008). Tectonic evolution of the Patagonian Andes. *Developments in Quaternary Sciences* 11, 57-71.
- Ramos, V. y Kay, S. (1992). Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205 (1-3), 261-282.
- Ramos, V. A. (1989). Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *AAPG bulletin*, 73 (7), 887-903.
- Rapela, C. W. y Kay, S. M. (1988). Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes Journal of International Geoscience*, 11 (3), 175-182.
- Ray, F. (1996). Stratigraphical and structural evolution of Tertiary backarc basins in southern Chile (44° to 47°S) [Ph.D. thesis (inédito). University of Liverpool]: 208 p.
- Ré, G., Bellosi, E., Heizler, M., Vilas, J., Madden, R. H., Carlini, A., Kay, R. y Vucetich, M. (2010). A geochronology for the Sarmiento Formation at Gran Barranca. The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia. *Cambridge University Press, Cambridge*, 46-60.
- Reading, H. G. y Levell, B. K. (1996). Controls on the sedimentary rock record. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3, 5-36.
- Retallack, G. J. y Reinhardt, J. (1988). Field recognition of paleosols. *Geological Society of America Special Paper*, 216, 1-20.
- Riquelme M., Ugalde, R. y Bostelmann, J. (2018). Estratigrafía de las formaciones Ligorio Márquez y San José en la localidad de Pato Raro, Meseta Cosmelli, región de Aysén, Chile. *Congreso geológico chileno, 15. ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología*.
- Rojo, D., Calderón, M., Ghiglione, M., Suárez, R., Quezada, P., Cataldo, J., Hervé, Charrier, F., Galaz, G., Suárez, M., Guettner, G. y Babinski, M. (2021). The low-grade basement at Península La Carmela, Chilean Patagonia: new data for unraveling the pre-Permian basin nature of the Eastern Andean Metamorphic Complex. *International Journal of Earth Sciences* 110, 2021–2042.
- Rubilar, A. y Pérez, E. (2003). Bivalvos cenozoicos de ambiente continental (Superfamilia Unionacea), procedentes de la XI Región. Informe paleontológico (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, Biblioteca del Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.
- Scalabrino, B., Lagabriele, Y., De la Rupelle, A., Malavieille, J., Polvé, M., Espinoza, F., Morata, D. y Suárez, M. (2009). Subduction of an active spreading ridge beneath southern South America: A review of the Cenozoic geological records from the Andean foreland, central Patagonia (46–47° S). *Subduction Zone Geodynamics*. Lallemand, S. y Funiciello, F., (Eds.). 227-246.
- Scalabrino, B., Lagabriele, Y., Malavieille, J., Dominguez, S., Melnick, D., Espinoza, F. y Rossello, E. (2010). A morphotectonic analysis of central Patagonian Cordillera: ¿Negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center? *Tectonics*, 29 (2).

Segemar (Servicio Geológico Minero Argentino). (1994). Mapa Geológico de la Provincia de Río Negro escala 1:750000, República Argentina. *Ministerio de Economía, Obras y Servicios Públicos, Argentina*.

Segemar (Servicio Geológico Minero Argentino). (1995). Mapa Geológico de la Provincia de Chubut 1:750000, República Argentina. *Ministerio de Economía, Obras y Servicios Públicos, Argentina*.

Sernageomin (Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile). (2003). Mapa geológico de Chile, versión digital, escala 1:1.000.000. *Publicación Geológica Digital 4(1)*.

Sepúlveda, V. (2000). Geología de la Hoja Villa O'Higgins, Región de Aysén, Chile. [Tesis de pregrado, Universidad de Chile]. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 71.

Singer, B., Arckert, R. y Guillou, H. (2004). 40 Ar - 39 Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, 116 (3-4), 434-450.

Somoza, R. y Ghidella, M. E. (2012). Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152-163.

Suárez, M., De la Cruz, R. y Bell, C. (1996). Estratigrafía de la región de Coyhaique (latitud 45°-46°S), Cordillera Patagónica, Chile. *Congreso Geológico Argentino 13(1)* y *Congreso de Exploración de Hidrocarburos 3(1)*, 575-590.

Suárez, M. y De la Cruz, R. (2000). Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera (45°30' - 47°30'S). *Journal of the Geological Society* 157(5): 995-1001.

Suárez, M. y De la Cruz, R. (2001). Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45-48 S). *Geological Magazine*, 138 (1), 53-66.

Suárez, M., De La Cruz, R. y Troncoso, A. (2000). Tropical/subtropical upper Paleocene-lower Eocene fluvial deposits in eastern central Patagonia, Chile (46°45'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (6), 527-536.

Suárez, M. y De La Cruz, R. (1994). Estratigrafía del Jurásico-Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica Oriental (45°-46°S), Chile: Facies paleogeográficas. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Gobierno Regional, XI Región*, (1), 189.

Suárez, M., De La Cruz, R., Aguirre-Urreta, B. y Fanning, M. (2009). Relationship between volcanism and marine sedimentation in Northern Austral (Aysén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontological evidence. *Journal of South American Sciences*, 27, 309-325.

Suárez, M., De la Cruz, R., Bell, M., Suárez, M., De la Cruz, R., y Bell, M. (2007). Geología del Área Ñireguao-Baño Nuevo, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1: 100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 108 (56).

Suárez, M., De La Cruz, R., Etchart, H., Márquez, M. y Fanning, M. (2015). Síntesis de la Cronología Magmática Meso-Cenozoica de Patagonia Central, Aysén, Chile: edades U-Pb SHRIMP. *XIV Congreso Geológico Chileno*, 4 , 789-792.

Skarmeta, M. (1974). Sobre la ocurrencia de los rodados patagónicos en Aysén. *Revista Geológica de Chile*, 1, 114-116.

Skarmeta, J. (1976). Evolución tectónica y paleogeográfica de los Andes Patagónicos de Aisén durante el Neocomiano. *Congreso Geológico Chileno, Sociedad Geológica de Chile*, 1, 1–56.

Suárez, M., De La Cruz, R., Aguirre-Urreta, B. y Fanning, M. (2009). Relationship between volcanism and marine sedimentation in northern Austral (Aisén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U–Pb SHRIMP and paleontologic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(4), 309-325.

Thomson, S. (2002). Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: an appraisal based on fission track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (9), 1159-1173.

Thomson, S. y Hervé, F. (2002). Nuevas limitaciones temporales a la edad del metamorfismo, en el margen ancestral pacífico de Gondwana, sur de Chile (42-52°S). *Revista geológica de Chile: An international journal on andean geology*, 29 (2), 255-271.

Thomson, S.N., Hervé, F. y Fanning, C.M. (2000). Combining fission-track and U-Pb SHRIMP zircon ages establish stratigraphic and metamorphic ages in basement sedimentary rocks in southern Chile. *Congreso Geológico Chileno*, 9 (2), 769-773.

Troncoso, A., Suárez, M., De La Cruz, R. y Palma-Heldt, S. (2002). Paleoflora de la Formación Ligorio Márquez (XI Región, Chile) en su localidad tipo: Paleobotánica, edad e implicancias paleoclimáticas. *Revista Geológica de Chile*, 29 (1), 113-135.

Ugalde, R., Bostelmann, E., Buldrini, E. K. y Oyarzún, J. L. (2015). Lithofacies, architecture, and depositional environments of the Santa Cruz Formation in Chilean Patagonia. *Congreso Geológico Chileno* 14, 816-820.

Uyeda, S. y Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84 (B3), 1049-1061.

Van der Plas, L. y Tobi, A. C. (1965). Reliability of point counting results, reply. *American Journal of Science*, 263 (8), 722-724.

Vargas, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S., Lahsen, A., Thiele, R., Townley, B., Padilla, C., Rauld, R., Herrera, M. y Lara, M. (2013). Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Revista Geológica de Chile*, 40 (1), 141-171.

Weltje, G. J. (2002). Quantitative análisis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth-Science Reviews*, 57 (3-4), 211-253.

Weltje, G. J. (2006). Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'. *Geological Society, London, Special Publications*, 264 (1), 79-99.

Weltje, G. J. y von Eynatten, H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171 (1-4), 1-11.

Anexos

Tabla A.1: Muestras colectadas en los sectores de Pampa Castillo y Pampa Guadal (Sección Guadal Sur), con sus respectivos códigos, ubicación dentro de la sección y tipo de análisis a realizar.

Código de muestra	Ubicación	Tipo de análisis	Sección estratigráfica
170124/1	nivel 84	Circones detríticos	Guadal Sur
170125/1	nivel 21	Circones detríticos	Guadal Sur
170125/1	nivel 21	petrografía	Guadal Sur
170126/1	nivel 112	petrografía	Guadal Sur
200203/1	nivel 2	petrografía	Pampa Castillo
200203/2	nivel10	petrografía	Pampa Castillo
200203/3	nivel 19	petrografía	Pampa Castillo
200203/4	nivel 25	petrografía	Pampa Castillo
200204/1	nivel 40	petrografía	Pampa Castillo
200204/2	nivel 51	petrografía	Pampa Castillo
200204/3	nivel 55	petrografía	Pampa Castillo
200204/4	nivel 61	petrografía	Pampa Castillo
200204/5	nivel 24	Circones detríticos	Pampa Castillo
200205/1	nivel 62	petrografía	Pampa Castillo
200204/6	nivel 67	petrografía	Pampa Castillo
200204/7	nivel 75	petrografía	Pampa Castillo
200204/8	nivel 79	petrografía	Pampa Castillo
200204/9	nivel 81	petrografía	Pampa Castillo
200204/10	nivel toba	petrografía	Pampa Castillo
200205/2	nivel 63	petrografía	Pampa Castillo
200205/3	nivel 85	petrografía	Pampa Castillo
200205/4	nivel87	petrografía	Pampa Castillo
200205/5	nivel91	petrografía	Pampa Castillo
200205/6	nivel 95	petrografía	Pampa Castillo
200205/7	nivel 99	petrografía	Pampa Castillo
200205/13	nivel toba	Datación Ar/Ar	Pampa Castillo
200204/10b	nivel toba	petrografía	Pampa Castillo
200205/8 ^a	nivel 102*	petrografía	Pampa Castillo
200205/9b	nivel 110	petrografía	Pampa Castillo
200205/10c	nivel 115*	petrografía	Pampa Castillo
200205/12e	nivel 116*	Circones detríticos	Pampa Castillo

Tabla A.2: Datos de paleocorrientes (PC) con sus respectivas correcciones.

Sección	Nivel	Plano	PC (DeCelles <i>et al.</i> , 1983)	Corrección rumbo/manteo	Corrección declinación magnética
Guadal Sur	9	254	5	0/12	14°
Guadal Sur	9	251	5	0/12	14°
Guadal Sur	9	274	5	0/12	14°
Guadal Sur	9	261	5	0/12	14°
Guadal Sur	18	278	1	0/12	14°
Guadal Sur	18	288	1	0/12	14°
Guadal Sur	18	276	1	0/12	14°
Guadal Sur	18	285	1	0/12	14°
Guadal Sur	18	280	1	0/12	14°
Guadal Sur	36	265	5	0/12	14°
Guadal Sur	36	260	5	0/12	14°
Guadal Sur	36	264	5	0/12	14°
Guadal Sur	36	284	5	0/12	14°
Guadal Sur	49	30	7	0/12	14°
Guadal Sur	49	20	7	0/12	14°
Guadal Sur	49	15	7	0/12	14°
Guadal Sur	49	20	7	0/12	14°
Guadal Sur	49	30	7	0/12	14°
Guadal Sur	74	280	2	0/12	14°
Guadal Sur	74	305	2	0/12	14°
Guadal Sur	74	275	2	0/12	14°
Guadal Sur	74	274	2	0/12	14°
Guadal Sur	74	270	2	0/12	14°
Guadal Sur	84	300	1	0/12	14°
Guadal Sur	84	287	1	0/12	14°
Guadal Sur	84	276	1	0/12	14°
Guadal Sur	84	280	1	0/12	14°
Guadal Sur	84	306	1	0/12	14°
Guadal Sur	97	209	1	0/12	14°
Guadal Sur	97	207	1	0/12	14°
Guadal Sur	97	213	1	0/12	14°
Guadal Sur	97	219	1	0/12	14°
Guadal Sur	97	215	1	0/12	14°
Guadal Sur	34	215	2	0/12	14°
Guadal Sur	34	334	7	0/12	14°
Guadal Sur	34	286	7	0/12	14°
Guadal Sur	34	340	2	0/12	14°
Guadal Sur	34	224	2	0/12	14°
Guadal Norte	4	295	3	346/06	15°
Guadal Norte	4	280	3	346/06	15°
Guadal Norte	4	284	3	346/06	15°
Guadal Norte	4	286	3	346/06	15°
Guadal Norte	4	281	3	346/06	15°
Guadal Norte	4	269	3	346/06	15°
Guadal Norte	4	256	3	346/06	15°
Guadal Norte	4	260	3	346/06	15°
Guadal Norte	30	305	5	346/06	15°
Guadal Norte	30	295	5	346/06	15°
Guadal Norte	30	287	5	346/06	15°
Guadal Norte	30	289	5	346/06	15°
Guadal Norte	30	280	5	346/06	15°
Pampa Castillo	10	173	2	346/07	15°
Pampa Castillo	10	175	2	346/08	15°
Pampa Castillo	10	187	2	346/09	15°
Pampa Castillo	10	160	9	346/10	15°
Pampa Castillo	10	150	9	346/11	15°
Pampa Castillo	10	165	9	346/12	15°
Pampa Castillo	10	185	9	346/13	15°

Pampa Castillo	10	180	1	346/14	15°
Pampa Castillo	10	181	1	346/15	15°
Pampa Castillo	10	187	1	346/16	15°
Pampa Castillo	10	174	1	346/17	15°
Pampa Castillo	10	174	1	346/18	15°
Pampa Castillo	10	170	1	346/19	15°
Pampa Castillo	10	176	1	346/20	15°
Pampa Castillo	10	180	3	346/21	15°
Pampa Castillo	10	180	3	346/22	15°
Pampa Castillo	10	190	3	346/23	15°
Pampa Castillo	10	155	3	346/24	15°
Pampa Castillo	10	156	3	346/25	15°
Pampa Castillo	10	183	3	346/26	15°
Pampa Castillo	10	185	3	346/27	15°
Pampa Castillo	10	175	3	346/28	15°
Pampa Castillo	10	170	3	346/29	15°
Pampa Castillo	10	167	1	346/30	15°
Pampa Castillo	10	155	1	346/31	15°
Pampa Castillo	10	182	1	346/32	15°
Pampa Castillo	10	172	1	346/33	15°
Pampa Castillo	10	173	10	346/34	15°
Pampa Castillo	10	198	10	346/35	15°
Pampa Castillo	10	175	10	346/36	15°
Pampa Castillo	10	177	10	346/37	15°
Pampa Castillo	10	195	3	346/38	15°
Pampa Castillo	10	191	3	346/39	15°
Pampa Castillo	10	189	3	346/40	15°
Pampa Castillo	10	164	3	346/41	15°
Pampa Castillo	10	148	3	346/42	15°
Pampa Castillo	10	161	3	346/43	15°
Pampa Castillo	10	175	1	346/44	15°
Pampa Castillo	10	180	1	346/45	15°
Pampa Castillo	10	170	1	346/46	15°
Pampa Castillo	10	187	1	346/47	15°
Pampa Castillo	10	152	1	346/48	15°
Pampa Castillo	10	172	1	346/49	15°
Pampa Castillo	10	177	1	346/50	15°
Pampa Castillo	10	194	1	346/51	15°
Pampa Castillo	10	185	1	346/52	15°
Pampa Castillo	10	164	1	346/53	15°
Pampa Castillo	10	68	2	346/54	15°
Pampa Castillo	10	80	2	346/55	15°
Pampa Castillo	10	95	2	346/56	15°
Pampa Castillo	10	6	2	346/57	15°
Pampa Castillo	10	69	2	346/58	15°
Pampa Castillo	10	35	2	346/59	15°
Pampa Castillo	10	67	2	346/60	15°
Pampa Castillo	10	65	2	346/61	15°
Pampa Castillo	10	65	2	346/62	15°
Pampa Castillo	10	74	2	346/63	15°
Pampa Castillo	62	13	3	346/64	15°
Pampa Castillo	62	12	3	346/65	15°
Pampa Castillo	62	17	3	346/66	15°
Pampa Castillo	62	252	4	346/67	15°
Pampa Castillo	62	243	4	346/68	15°
Pampa Castillo	62	242	4	346/69	15°
Pampa Castillo	62	241	4	346/70	15°
Pampa Castillo	62	210	4	346/71	15°
Pampa Castillo	62	214	4	346/72	15°
Pampa Castillo	62	212	4	346/73	15°
Pampa Castillo	62	354	2	346/74	15°
Pampa Castillo	62	2	2	346/75	15°

Pampa Castillo	62	0	2	346/76	15°
Pampa Castillo	62	355	2	346/77	15°
Pampa Castillo	62	2	2	346/78	15°
Pampa Castillo	62	357	2	346/79	15°
Pampa Castillo	62	264	2	346/80	15°
Pampa Castillo	62	263	2	346/81	15°
Pampa Castillo	62	267	2	346/82	15°
Pampa Castillo	62	265	2	346/83	15°
Pampa Castillo	62	260	2	346/84	15°
Pampa Castillo	62	222	1	346/85	15°
Pampa Castillo	62	216	1	346/86	15°
Pampa Castillo	62	230	1	346/87	15°
Pampa Castillo	62	237	1	346/88	15°
Pampa Castillo	62	233	1	346/89	15°
Pampa Castillo	62	227	1	346/90	15°
Pampa Castillo	62	224	1	346/91	15°
Pampa Castillo	62	244	1	346/92	15°
Pampa Castillo	62	255	1	346/93	15°
Pampa Castillo	62	252	1	346/94	15°
Pampa Castillo	62	254	1	346/95	15°
Pampa Castillo	62	237	1	346/96	15°
Pampa Castillo	62	240	1	346/97	15°
Pampa Castillo	62	247	1	346/98	15°
Pampa Castillo	62	185	5	346/99	15°
Pampa Castillo	62	176	5	346/100	15°
Pampa Castillo	62	178	5	346/101	15°
Pampa Castillo	62	179	5	346/102	15°
Pampa Castillo	62	203	4	346/103	15°
Pampa Castillo	62	205	4	346/104	15°
Pampa Castillo	62	197	4	346/105	15°
Pampa Castillo	62	193	4	346/106	15°
Pampa Castillo	62	199	4	346/107	15°
Pampa Castillo	62	263	3	346/108	15°
Pampa Castillo	62	267	3	346/109	15°
Pampa Castillo	62	198	3	346/110	15°
Pampa Castillo	62	201	3	346/111	15°
Pampa Castillo	62	195	3	346/112	15°
Pampa Castillo	62	193	3	346/113	15°
Pampa Castillo	62	192	3	346/114	15°
Pampa Castillo	62	243	1	346/115	15°
Pampa Castillo	62	231	1	346/116	15°
Pampa Castillo	62	235	1	346/117	15°
Pampa Castillo	62	214	1	346/118	15°
Pampa Castillo	62	210	1	346/119	15°
Pampa Castillo	62	195	1	346/120	15°
Pampa Castillo	62	193	1	346/121	15°
Pampa Castillo	62	196	2	346/122	15°
Pampa Castillo	62	191	2	346/123	15°
Pampa Castillo	62	200	2	346/124	15°
Pampa Castillo	62	206	2	346/125	15°
Pampa Castillo	62	205	2	346/126	15°
Pampa Castillo	62	211	2	346/127	15°
Pampa Castillo	62	10	2	346/128	15°
Pampa Castillo	62	193	2	346/129	15°
Pampa Castillo	62	203	2	346/130	15°
Pampa Castillo	62	195	2	346/131	15°
Pampa Castillo	62	195	2	346/132	15°
Pampa Castillo	62	201	2	346/133	15°
Pampa Castillo	62	193	2	346/134	15°
Pampa Castillo	62	197	2	346/135	15°
Pampa Castillo	100	193	1	346/136	15°
Pampa Castillo	100	184	1	346/137	15°

Pampa Castillo	100	185	1	346/138	15°
Pampa Castillo	100	193	1	346/139	15°
Pampa Castillo	100	83	2	346/140	15°
Pampa Castillo	100	101	2	346/141	15°
Pampa Castillo	100	106	2	346/142	15°
Pampa Castillo	100	104	2	346/143	15°
Pampa Castillo	100	103	2	346/144	15°
Pampa Castillo	100	106	2	346/145	15°
Pampa Castillo	100	86	2	346/146	15°
Pampa Castillo	100	70	2	346/147	15°
Pampa Castillo	100	87	2	346/148	15°
Pampa Castillo	100	85	2	346/149	15°
Pampa Castillo	100	74	2	346/150	15°
Pampa Castillo	100	73	2	346/151	15°
Pampa Castillo	100	106	2	346/152	15°
Pampa Castillo	100	84	2	346/153	15°
Pampa Castillo	100	90	2	346/154	15°
Pampa Castillo	100	106	2	346/155	15°
Pampa Castillo	96	94	1	346/156	15°
Pampa Castillo	96	93	1	346/157	15°
Pampa Castillo	96	95	1	346/158	15°
Pampa Castillo	96	122	2	346/159	15°
Pampa Castillo	96	117	2	346/160	15°
Pampa Castillo	96	100	2	346/161	15°
Pampa Castillo	96	100	2	346/162	15°
Pampa Castillo	96	62	2	346/163	15°
Pampa Castillo	96	73	2	346/164	15°
Pampa Castillo	96	88	2	346/165	15°
Pampa Castillo	96	102	2	346/166	15°
Pampa Castillo	96	169	2	346/167	15°
Pampa Castillo	96	168	2	346/168	15°
Pampa Castillo	96	86	2	346/169	15°
Pampa Castillo	96	119	3	346/170	15°
Pampa Castillo	96	120	3	346/171	15°
Pampa Castillo	96	129	3	346/172	15°
Pampa Castillo	96	211	3	346/173	15°
Pampa Castillo	96	208	3	346/174	15°
Pampa Castillo	96	92	3	346/175	15°
Pampa Castillo	96	75	3	346/176	15°
Pampa Castillo	96	168	3	346/177	15°
Pampa Castillo	10	236	5	346/178	15°
Pampa Castillo	10	222	9	346/179	15°
Pampa Castillo	10	230	5	346/180	15°
Pampa Castillo	63	252	2	346/181	15°
Pampa Castillo	63	255	2	346/182	15°
Pampa Castillo	63	249	4	346/183	15°
Pampa Castillo	63	259	3	346/184	15°
Pampa Castillo	63	248	2	346/185	15°
Pampa Castillo	63	243	2	346/186	15°
Pampa Castillo	64	255	2	346/187	15°
Pampa Castillo	64	259	2	346/188	15°
Pampa Castillo	64	251	2	346/189	15°
Pampa Castillo	64	196	2	346/190	15°
Pampa Castillo	64	236	2	346/191	15°
Pampa Castillo	64	195	2	346/192	15°