



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



ESTRATIGRAFÍA Y CONDICIONES DE SEDIMENTACIÓN DE LAS SUCESIONES OLIGO- MIOCENAS DE LA ALTA CORDILLERA DE ANTOFAGASTA (24°22'S-25°00'S)

Memoria para optar al Título de Geóloga

Valentina Andrea Novoa Guerrero

Profesora patrocinante: Dra. María Verónica Pineda Mascayano.

Profesional guía: Sr. Diego Alonso Montecino Jara.

Profesores Comisión: Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra.
Dr. Alfonso Encinas Martín.

Concepción, 2019

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Presentación del problema	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. Ubicación y accesos	3
1.4. Metodología de trabajo	5
1.4.1. Recopilación y estudio bibliográfico	5
1.4.2. Levantamiento de secciones estratigráficas	5
1.4.3. Trabajo de gabinete	6
1.5. Trabajos anteriores	6
1.6. Agradecimientos	9
2. MARCO TECTÓNICO	10
3. MARCO GEOLÓGICO	15
3.1. Paleozoico	16
3.1.1. Formación Zorritas	16
3.1.2. Formación Agua Escondida	16
3.1.3. Complejo intrusivo Imilac	17
3.2. Cenozoico	17
3.2.1. Formación Pampa de Mulas	17
3.2.2. Ignimbritas Tocomar	18
3.2.3. Ignimbritas Río Frío	18
3.2.4. Ignimbritas Zorritas	18
3.2.5. Volcanes del Mioceno-Plioceno	19
3.2.6. Depósitos aluviales y coluviales del Mioceno-Pleistoceno	19
3.2.7. Unidades pleistocenas-holocenas	20
4. ESTRATIGRAFÍA DE LAS SUCESIONES CENOZOICAS	21
4.1. Secciones estratigráficas	21
4.1.1. Columna C1: Escarpe Barrancas Blancas	21
4.1.2. Columna C2: Quebrada El Boldo	26
4.1.3. Columna C3: Quebrada El Boldo, parte baja	31
4.1.4. Columna C4: Quebrada Tocomar, parte baja	32
4.1.5. Columna C5: Quebrada Tocomar, parte baja-media	36
4.1.6. Columna C6: Quebrada Tocomar, parte media	40
4.1.7. Columna C7: Quebrada Tocomar, parte media-alta	43
4.1.8. Columna C8: Quebrada Tocomar, parte alta	45
4.1.9. Columna C9: Quebrada Lullaillaco, parte baja	49
4.1.10. Columna C10: Quebrada Lullaillaco, parte alta	51
4.1.11. Columna C11: Quebrada Las Zorritas, parte baja	56
4.1.12. Columna C12: Quebrada Las Zorritas, parte media-alta	57

4.1.13. Columna C13: Quebrada Guanqueros, parte media-alta	60
4.1.14. Columna C14: Quebrada Guanaqueros, parte alta	64
4.1.15. Columna C15: Quebrada Pajonales	67
4.2. Revisión y nueva propuesta estratigráfica	70
5. FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES	74
5.1. Litofacies	74
5.1.1. Brechas matriz soportadas (F1)	74
5.1.2. Areniscas de grano medio o grueso masivas (F2)	77
5.1.3. Conglomerados matriz soportados (F3)	77
5.1.4. Conglomerados clasto soportados (F4)	78
5.1.5. Areniscas de grano medio o grueso con laminación paralela o estratificación paralela (F5)	82
5.1.6. Areniscas de grano grueso con estratificación cruzada en artesa y laminación paralela (F6)	84
5.1.7. Areniscas medias o gruesas con estratificación cruzada planar (F7)	85
5.1.8. Limolitas con grietas de desecación (F8)	86
5.1.9. Limolita masiva (F9)	86
5.1.10. Areniscas de grano medio o grueso con estratificación cruzada planar y en artesa (F10)	87
5.1.11. Areniscas de grano fino con marcas de raíces (F11)	89
5.1.12. Limolita con laminación paralela (F12)	90
5.1.13. Brechas clasto soportadas (F13)	91
5.1.14. Ignimbritas de ceniza de grano fino a grueso de vidrio, cristales y líticos (F14)	91
5.1.15. Ignimbritas con niveles “pómez soportado” (F15)	92
5.2. Asociaciones de facies	92
5.2.1. Asociaciones de facies aluviales	93
5.2.1.1. Depósitos de flujos de detritos (A1)	93
5.2.1.2. Depósitos canalizados (A2)	95
5.2.1.3. Depósitos de llanura aluvial (A3)	96
5.2.1.4. Depósitos de flujos en manto (A4)	96
5.3. Condiciones de sedimentación	97
5.4. Proveniencia sedimentaria	99
6. DISCUSIÓN	103
6.1. Nueva propuesta estratigráfica para las sucesiones oligo- miocenas	103
6.2. Consideraciones paleoambientales	104
6.2.1. Ambiente sedimentario	104
6.2.2. Evolución oligo-miocena de la cuenca preandina	107
6.3. Volcanismo y sedimentación	109
6.4. Tectónica y sedimentación	110
7. CONCLUSIONES	113
8. REFERENCIAS	114

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio	4
2. 1. Etapas del ciclo tectónico Andino	10
2. 2. Morfoestructuras del área de la carta Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo	13
3. 1. Mapa geológico del área de estudio	15
4. 1. Distribución de columnas estratigráficas en el área de estudio	22
4. 2. Simbología usada en las distintas columnas estratigráficas	23
4. 3. Sección estratigráfica ubicada en el escarpe Barrancas Blancas	24
4. 4. Brechas matriz soportadas con clastos angulosos a subangulosos en matriz de arena media	25
4. 5. Sección estratigráfica realizada en la quebrada El Boldo	27
4. 6. Canales en conglomerados clasto soportados	28
4. 7. Niveles “pómez soportado”	29
4. 8. Sección estratigráfica realizada en la parte baja de quebrada El Boldo	31
4. 9. Matriz de ignimbrita	32
4.10. Sección estratigráfica levantada en la parte baja de quebrada Tocomar	33
4.11. Capa centimétrica de limolita	35
4.12. Sección estratigráfica realizada en la parte baja-media de quebrada Tocomar	37
4.13. Arenisca con laminación paralela y grietas de desecación	38
4.14. Canal de conglomerado cortando capas infrayacentes	38
4.15. Depósito de ignimbrita laminado	39
4.16. Sección estratigráfica realizada en la parte media de quebrada Tocomar	41
4.17. Ignimbrita de color blanco con matriz cinerítica	42
4.18. Sección estratigráfica levantada en la parte media-alta de quebrada Tocomar	43
4.19. Formas acanaladas en conglomerados clasto soportados polimícticos	44
4.20. Capas tabulares de areniscas infrayacentes a conglomerados	44
4.21. Canales de conglomerados clasto soportados cortándose entre sí	45
4.22. Nivel “pómez soportado”	46
4.23. Sección estratigráfica realizada en la parte alta de quebrada Tocomar	46
4.24. Brechas clasto soportadas	48
4.25. Contacto entre ignimbrita y brechas sobreyacentes	48
4.26. Sección estratigráfica levantada en la parte baja de quebrada Lullaillaco	50
4.27. Contacto erosivo de brechas sobre Fm. Agua Escondida	51
4.28. Sección estratigráfica levantada en la parte alta de quebrada Lullaillaco	53
4.29. Canales en conglomerados y capas tabulares de areniscas	54
4.30. Brechas matriz soportadas con gradación inversa	55
4.31. Contacto irregular entre dos flujos de ignimbritas	55
4.32. Sección estratigráfica levantada en la parte baja de quebrada Las Zorritas	57
4.33. Sección estratigráfica realizada en parte media-alta de quebrada Las Zorritas	58
4.34. Alternancia de capas tabulares de brechas matriz soportadas y areniscas	60
4.35. Sección estratigráfica observada en la parte media-alta de quebrada Guanaqueros	61
4.36. Ignimbrita con matriz cinerítica y clastos polimícticos	64

4.37.	Sección estratigráfica identificada en la parte alta de quebrada Guanaqueros	65
4.38.	Brechas clasto soportadas	66
4.39.	Gradación inversa en brechas clasto soportadas	67
4.40.	Sección estratigráfica realizada en quebrada Pajonales	68
4.41.	Alternancia de capas tabulares de brechas clasto y matriz soportadas	69
4.42.	Columna generalizada de la Formación Quebrada Tocomar	73
5. 1.	Brechas con gradación inversa	75
5. 2.	Litofacies F1	75
5. 3.	Canales en brechas en el escarpe Barrancas Blancas	76
5. 4.	Conglomerados clasto soportados con gradación normal	79
5. 5.	Conglomerado acanalado gradando a arenisca de grano medio	80
5. 6.	Gradación inversa en conglomerados clasto soportados	80
5. 7.	Imbricación en clastos de conglomerados clasto soportados	81
5. 8.	Estratificación cruzada en artesa en conglomerados tamaño gravilla	81
5. 9.	Canal de conglomerado clasto soportado en quebrada El Boldo	82
5.10.	Estratificación paralela en areniscas de litofacies F5	83
5.11.	Areniscas tabulares con estratificación paralela de litofacies F5	83
5.12.	Litofacies F6	84
5.13.	Litofacies F7	85
5.14.	Grietas de desecación en capas de limolita en quebrada El Boldo	86
5.15.	Litofacies F9	87
5.16.	Litofacies F10	88
5.17.	Estratificación cruzada planar en areniscas de litofacies F10	88
5.18.	Litofacies F11	89
5.19.	Muestra D120318-4t de limolita con laminación paralela	90
5.20.	Representación esquemática del ambiente aluvial	98
6. 1.	Propuesta de cuadro cronoestratigráfico de las unidades oligo-miocenas	109

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
5. 1. Asociaciones de facies	93
5. 2. Presencia de componentes en los distintos tramos de las columnas estratigráficas	100

RESUMEN

En la vertiente oeste de la cordillera occidental se exponen sucesiones clásticas oligo-miocenas intercaladas con flujos de ignimbritas. Estas sucesiones han sido asignadas a la Formación Pampa de Mulas del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Sin embargo, no hay estudios detallados de la proveniencia y condiciones de sedimentación de estos depósitos cenozoicos.

En este trabajo, se muestran los resultados del estudio estratigráfico y sedimentológico realizado en estas sucesiones sedimentarias en la depresión preandina, al oeste de la cordillera Occidental de la región de Antofagasta, entre los 24°22'-25°00'S. Con el fin de caracterizar estos depósitos, se confeccionan 15 secciones estratigráficas, a partir de las cuales se definen 15 litofacies, las cuales son agrupadas en 4 asociaciones de facies. Lo anterior, permite interpretar un ambiente aluvial, con desarrollo de abanicos aluviales, ya que se reconocen depósitos de flujos de detritos, flujos en manto, depósitos canalizados y depósitos de llanura aluvial.

A partir del criterio litológico, se sugiere tratar estas sucesiones cenozoicas como una unidad diferente a la Formación Pampa de Mulas y se propone el nombre de Formación Quebrada Tocomar para referirse a ellas. Por otra parte, debido a que se encuentran intercaladas con potentes depósitos de ignimbritas, se sugiere una fuerte influencia de la actividad volcánica explosiva en la dinámica de la cuenca durante la sedimentación de estas sucesiones clástica. Lo anterior, contribuye a una mayor tasa de sedimentación, debido al gran aporte de material piroclástico. En tanto, la relación de los Formación Quebrada Tocomar con la tectónica también es motivo de estudio, ya que las unidades equivalentes (Formación Pampa de Mulas y Gravas de Atacama) han sido previamente vinculadas con el alzamiento de la cordillera de los Andes.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Presentación del problema

La evolución de los cordones montañosos es el resultado de la interacción de los procesos tectónicos y climáticos imperantes. El actual relieve andino, es consecuencia del engrosamiento de la corteza continental y alzamiento relativo de la superficie, producto de la subducción de la placa oceánica Farallón-Nazca bajo la placa Sudamericana. A los *ca.* 25 Ma, debido a un cambio en el ángulo de convergencia de las placas a casi ortogonal (N75°E) y un aumento en la tasa de subducción (Cande y Leslie, 1986), ocurre un importante alzamiento de los Andes. Esto se traduce, al interior del área de estudio, ubicada entre los 24°22' y 25°00' de latitud sur y los 68°30' y 68°55' longitud oeste, en la migración y establecimiento del arco volcánico en la actual cordillera Occidental y en un rejuvenecimiento del paisaje, con lo que se terminan de configurar las unidades morfoestructurales del sector correspondientes a la cordillera de Domeyko, depresión preandina y cordillera Occidental (Charrier *et al.*, 2007; Astudillo *et al.*, 2017; Solari *et al.*, 2017; Bahamondes, 2017; Villa *et al.*, en prep.).

El rejuvenecimiento del paisaje provoca la erosión de los bloques de basamento expuestos, lo que ocasiona la sedimentación de sucesiones sedimentarias clásticas durante el Oligoceno-Mioceno, en ambos flancos de la cordillera de Domeyko y en la vertiente oeste de la cordillera Occidental. Estos depósitos han sido asignados a la Formación Pampa de Mulas (Gardeweg *et al.*, 1993; Venegas *et al.*, 2013; González *et al.*, 2015; Solari *et al.*, 2017; Astudillo *et al.*, 2017) y a las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973; Naranjo y Paskoff, 1980; Naranjo *et al.*, 1994; Riquelme *et al.* (2003; 2007); Charrier *et al.*, 2007; Nalpas *et al.*, 2008; Naranjo *et al.*, 2013). Dichos autores, describen tanto a la Formación Pampa de Mulas, como las Gravas de Atacama, como gravas, paraconglomerados y areniscas pobremente consolidadas, con mala estratificación y mal seleccionadas. En general, han sido interpretadas como el producto de la erosión del relieve generado por el alzamiento andino, acumuladas por flujos de detritos en los sectores proximales de un ambiente aluvial, bajo condiciones semiáridas (definidas por una precipitación media anual menor a 50 mm/año; Garreaud *et al.*, 2010), con suficiente disponibilidad de humedad para generar avenidas torrenciales (Chong, 1973; Mortimer, 1973; Naranjo y Paskoff, 1980; Gardeweg *et al.*,

1993; Naranjo *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 2007; Nalpas *et al.*, 2008; Venegas *et al.*, 2013; Alpers y Brimhall, 1998 en Naranjo *et al.*, 2013; González *et al.*, 2015; Solari *et al.*, 2017; Astudillo *et al.*, 2017).

En particular, en la zona de este trabajo, estas condiciones se habrían mantenido hasta *ca.* 11 Ma (Quade *et al.*, 2017), momento en que comienza las condiciones de hiperaridez (definida por una precipitación media anual menor a 5 mm/ año; Garreaud *et al.*, 2010).

El estilo estructural dominante, responsable del alzamiento andino y de la consiguiente sedimentación de las sucesiones clásticas del Oligoceno -Mioceno (Formación Pampa de Mulas y las Gravas de Atacama), ha sido ampliamente discutido (Mpodozis *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2009; Tapia *et al.*, 2012; Naranjo *et al.*, 2013; Villar *et al.*, 2015; Centellas *et al.*, 2015; Bahamondes, 2017; Solari *et al.*, 2017). Los trabajos más recientes y que tratan sobre el área del presente trabajo son Martínez *et al.* (2017), Silva *et al.* (2018) y Naranjo *et al.* (2018). Por un lado, Martínez *et al.* (2017) postulan un estilo de deformación compresivo desde el Cretácico Superior, mientras que Silva *et al.* (2018), proponen un episodio extensional asociado con las secuencias sedimentarias del Oligoceno-Mioceno temprano y una inversión tectónica en el Neógeno-Cuaternario. Por otra parte, Naranjo *et al.* (2018) sugieren dos sistemas de empuje principales con orientación NE-SW y N-S, asociados a condiciones tectónicas que generan acortamiento y extensiones conjugadas, los cuales provocan la coexistencia de la sedimentación con un volcanismo efusivo, principalmente constructivo y explosivo, desde los *ca.* 25 Ma, evidenciado por edificios volcánicos y potentes depósitos de ignimbritas. Diversos trabajos (Martina *et al.*, 2006; Sohn *et al.*, 2013) en contextos geológicos similares, sugieren que las erupciones volcánicas explosivas generan un mayor volumen de sedimentos, aumentando las tasas de sedimentación, el espacio de acomodación y favoreciendo la preservación de los depósitos.

Lo anterior, justifica la necesidad de realizar una caracterización tanto sedimentológica como estratigráfica de estas sucesiones cenozoicas, mediante la confección de columnas estratigráficas y descripción, análisis y asociación de litofacies. Esto entregará valiosa información sobre la fuente de estos sedimentos, sobre cómo afecta el volcanismo, la tectónica y el clima a las condiciones de

sedimentación y si es correcto su asignación a la Formación Pampa de Mulas y/o Gravas de Atacama.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Analizar la sedimentología y estratigrafía de los distintos depósitos clásticos cenozoicos que puedan entregar antecedentes de los factores tectónicos y climáticos en la cordillera occidental de la región de Antofagasta, con el fin de reconstruir espacial y temporalmente la evolución de la cuenca cenozoica y entender la influencia de los procesos tectónicos, climáticos y volcánicos en la paleogeografía y en la formación del paisaje actual.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Caracterizar la litología de los depósitos clásticos cenozoicos de la zona de estudio.
2. Inferir las condiciones y ambientes de sedimentación imperantes durante la sedimentación de estas sucesiones cenozoicas.
3. Comprender la relación entre la tectónica y la sedimentación de estas sucesiones sedimentarias.
4. Entender la relación entre el volcanismo y el depósito de estas sucesiones sedimentarias.

1.3. Ubicación y accesos

El área de estudio está ubicada entre los 24°22' y 25°00' de latitud sur y los 68°30' y 68°55' longitud oeste (Figura 1.1.), abarcando un área aproximada de 1.600 km².

Se accede desde la ciudad de Antofagasta, por la ruta B-55, la cual pasa por Minera Escondida hasta Estación Imilac. Luego, aproximadamente a 2 km al este, se toma el camino hacia el salar de

Punta Negra y se continúa por la bifurcación que conecta con un camino ubicado entre las quebradas Zorras y Zorritas hasta el Parque Nacional Llullaillaco, que se encuentra dentro del sector de trabajo.

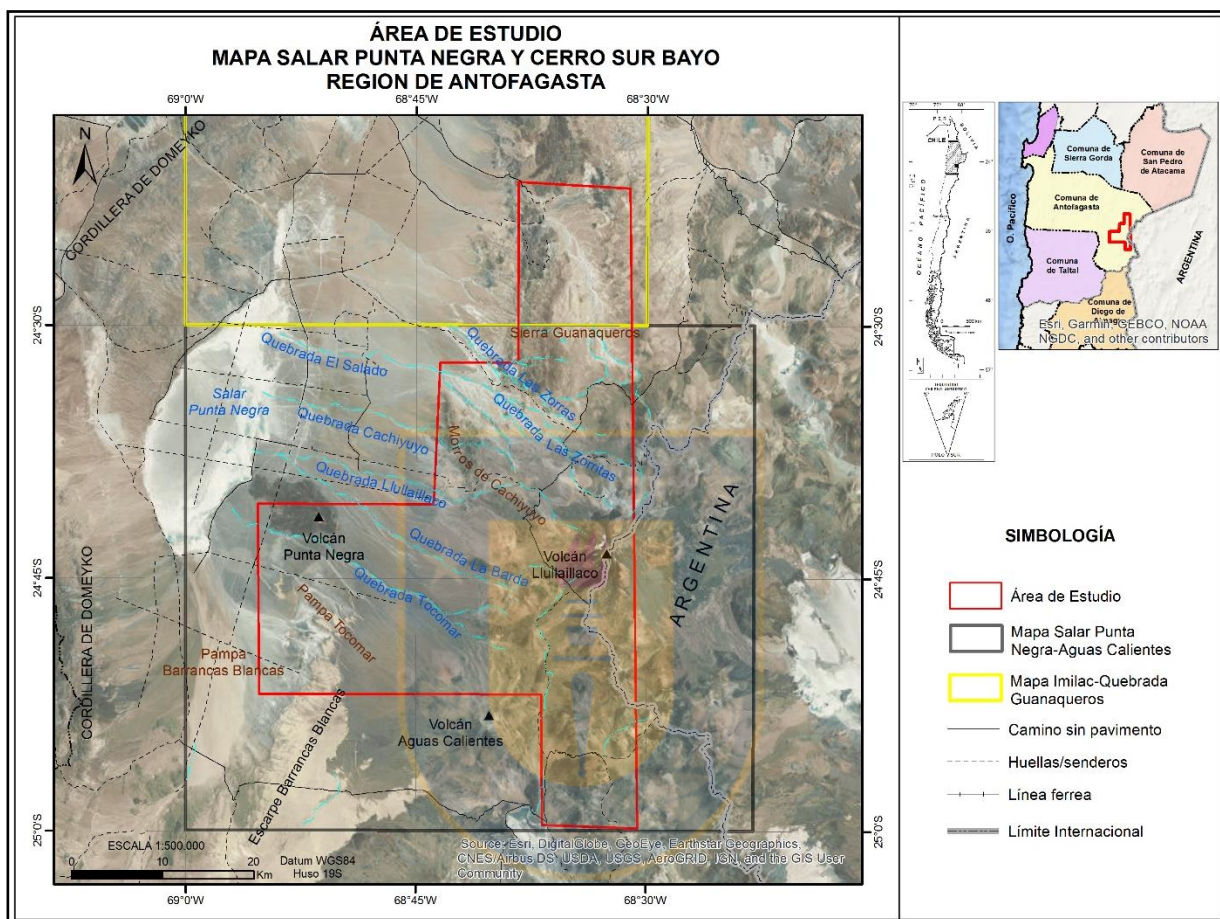


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio. El polígono rojo corresponde al área donde se desarrolla el presente trabajo.

La zona de trabajo abarca parte de la cordillera de Domeyko, el salar Punta Negra que forma parte de la depresión preandina y la vertiente oeste de la cordillera Occidental. Las alturas fluctúan entre los *ca.* 3.150 m s.n.m. (depresión preandina) y los *ca.* 6.739 m s.n.m. (cima del volcán Llullaillaco). Se observan tres tipos de clima (Minera UTAH de Chile, 1984; CONAF, 1999; Schroder y Schmidt, 2000; Cruz y Calderón, 2008; DGA, 2017 en Villa *et al.*, en prep.) correspondientes a un clima desértico marginal de altura (*ca.* 2.000 y 3.700 m s.n.m.) con una temperatura media de 12°C y precipitaciones anuales entre 20 y 65,6 mm; un clima de estepa de altura entre los *ca.* 3.700 y

5.200 m s.n.m. con precipitaciones anuales de hasta 350 mm y un clima de tundra sobre los *ca.* 5.200 m s.n.m.

1.4. Metodología de trabajo

1.4.1. Recopilación y estudio bibliográfico

Consiste en la recopilación de información bibliográfica de la zona de estudio o de áreas cercanas, que trate sobre los depósitos clásticos estudiados, previamente asignados a la Formación Pampa de Mulas y unidades equivalente como lo son las Gravas de Atacama. Trabajos que relacionen la sedimentación con las condiciones tectónicas y climáticas imperantes, además de estudios del volcanismo cenozoico existente. A su vez, se realiza la planificación de las campañas de terreno, con la identificación de puntos de interés donde haya una mejor exposición de las sucesiones estudiadas y las respectivas vías de acceso.

1.4.2. Levantamiento de secciones estratigráficas

Se efectúan dos campañas de terreno durante los meses de enero y marzo del 2018, las cuales tienen como objetivo identificar y describir los distintos afloramientos a estudiar. En las quebradas se encuentran las mejores exposiciones de las sucesiones estudiadas, por lo que en ellas se confeccionan las columnas estratigráficas, con la descripción de la arquitectura del depósito, estructuras sedimentarias y litología. Además, de la extracción de muestras para cortes transparentes. Las descripciones texturales y granulométricas de las rocas sedimentarias clásticas se realizan según Wentworth (1922, en Nichols, 2009), a su vez se describen composicionalmente, según su contenido de minerales, composición de los clastos y matriz. Este trabajo estratigráfico y sedimentológico permite ir comprendiendo la evolución temporal de la sedimentación y los ambientes sedimentarios dominantes durante la sedimentación de las unidades.

1.4.3. Trabajo de gabinete

Las columnas estratigráficas levantadas en las campañas de terreno son integradas y luego digitalizadas con el programa *Adobe Illustrator* CC 2015. Posteriormente, se realiza una definición y caracterización de las distintas litofacies reconocidas, se proponen asociaciones de facies y se interpreta el ambiente sedimentario. Para esto, es necesario un exhaustivo trabajo de revisión bibliográfica, con énfasis en los modelos depositacionales de ambientes aluviales y fluviales, como los planteados por Einsele (1992), Boogs (2006), Miall (2006), Nichols (2009) y Reading (2008). Luego, estos resultados se discuten con la ayuda y asesoría de los geólogos que han trabajado en el área de estudio. Adicionalmente, en esta etapa de trabajo se describen 31 cortes transparentes, con el objetivo de mejorar y enriquecer las descripciones macroscópicas efectuadas en terreno, con el fin de lograr una caracterización litológica más detallada y compararla con lo revisado en bibliografía.

1.5. Trabajos anteriores

Los antecedentes de la geología y de las unidades litoestratigráficas del Oligoceno – Mioceno del área de estudio y de sus cercanías se presentan en los siguientes trabajos.

Chong (1973), en el marco de su tesis de pregrado, define la Formación Pampa de Mulas y describe la geología del área de Catalina y sierra de Varas.

Mortimer (1973), define las Gravas de Atacama como parte de la historia cenozoica del sur del desierto de Atacama.

Cecioni y Frutos (1973), estudian las rocas marinas paleozoicas (Formación Zorritas) en la sierra de Almeida.

Naranjo y Paskoff (1980), estudian la evolución geomorfológica del desierto de Atacama entre las latitudes 26°S y 33°S.

Urzúa (1989), en el desarrollo de su memoria de pregrado, estudia la estratigrafía y sedimentología de la Formación Zorritas en la sierra Guanaqueros.

Gardeweg *et al.* (1993), realizan el mapa geológico a escala 1:100.000 del área del salar de Punta Negra y del Volcán Llullaillaco.

Gardeweg *et al.* (1994), efectúan el levantamiento geológico a escala 1:100.000 del área de Imilac y sierra de Almeida.

Naranjo *et al.* (1994), estudian la evolución morfoestratigráfica del margen noroccidental del salar de Atacama a los 23°S.

Niemeyer *et al.* (1997), entregan nuevos antecedentes de la estratigrafía y sedimentología de la Formación Zorritas en la sierra de Almeida.

Riquelme *et al.* (2003), estudian la deformación tectónica del Neógeno en la cordillera de la Costa en el norte de Chile (Atacama).

Riquelme *et al.* (2007), realizan un estudio de la deformación del antearco de los Andes asociado con el alzamiento y los cambios climáticos en la parte sur del desierto de Atacama.

Nalpas *et al.* (2008), estudian el control climático o tectónico en la sedimentación y preservación de las Gravas de Atacama en el área de Pedernales-Chañaral.

Naranjo *et al.* (2013), confeccionan la carta geológica a escala 1:100.000 de las áreas del salar de Pajonales y cerro Moño.

Centellas *et al.* (2015), hacen una descripción de las unidades sedimentarias eocenas-miocenas en sierra de Varas y su relación con la tectónica imperante en el momento de la sedimentación.

González *et al.* (2015), realizan un levantamiento geológico a escala 1:100.000 del área de sierra de Varas.

Villar *et al.* (2015), estudian la deformación y sedimentación sintectónica de las formaciones Aguada de Zorro y Pampa de Mulas en la vertiente occidental de sierra de Varas.

Astudillo *et al.* (2017), realizan el levantamiento geológico a escala 1:100.000 del área Augusta Victoria.

Bahamondes (2017), en su tesis de magíster, estudia la evolución sedimentaria del Cretácico Superior al Paleógeno de la cuenca preandina en el salar de Imilac y sierra de Almeida (24°-24°30'S).

Martínez *et al.* (2017), realizan un estudio, mediante perfiles sísmicos, de los estilos estructurales del salar de Punta Negra en la depresión preandina.

Quade *et al.* (2017), estudian las condiciones paleoclimáticas en el sector de Barrancas Blancas por medio de una caracterización isotópica de los depósitos de travertino de edad Neógena.

Solari *et al.* (2017), efectúan la carta geológica a escala 1:100.000 del área de Imilac y quebrada Guanaqueros.

Hevia (2018), en el desarrollo de su tesis de magíster, describe las ignimbritas cenozoicas de los Andes Centrales Sur.

Jaldin *et al.* (2018), realizan un trabajo sobre la actividad neógena de la falla Barrancas Blancas en la vertiente occidental del altiplano.

Martínez *et al.* (2018), analizan las estructuras extensionales y compresivas en la depresión preandina entre el Mesozoico y el Cenozoico.

Naranjo *et al.* (2018), investigan la relación del volcanismo con el tectonismo en el sur de los Andes Centrales.

Silva *et al.* (2018), analizan la arquitectura estructural del salar de Punta Negra-Imilac en la depresión preandina meso-cenozoica.

1.6. Agradecimientos

A mi mamá, a mi papá y a mi lilla, por confiar en mi decisión de estudiar geología y por su esfuerzo y apoyo constante en estos años. Al Gabi, que se ha transformado en el tremendo apañe en esta etapa, entregándome los ánimos y la energía necesaria en los momentos complicados. A Dieguito y a Caro por todos esos favores ñoños y de amistad. A Diego Montecino, por otorgarme la posibilidad de realizar la memoria de título en SERNAGEOMIN, por compartir su conocimiento y ayudarme en mis momentos de bloqueo geológico. A Cristian Ramírez, Víctor Villa, Carlos Venegas y Rodolfo Ferrando por todo el apoyo tanto en terreno como en la etapa de gabinete, a Marcos Lienlaf por su buena disposición cuando necesitaba algún mapa, a Christian Creixell por su entrega de conocimiento y en general a todos los funcionarios del octavo piso que me ayudaron en lo que necesitaba. A la profesora Verónica Pineda por su ayuda y comprensión en este proceso, a los profesores de la comisión y a Carolina Rojas por facilitarme su ayuda en los procesos burocráticos de la titulación.

2. MARCO TECTÓNICO

El ciclo tectónico Andino comienza en el Jurásico temprano (Figura 2.1.) con la reactivación de la subducción en el margen occidental de Gondwana (Charrier *et al.*, 2007). Sin embargo, trabajos recientes, basados en geoquímica y petrogénesis, han postulado que el ciclo Andino se inicia en el Triásico (Oliveros *et al.*, 2018)

A lo largo del Margen oeste de Gondwana, entre el Triásico y el Cretácico temprano tardío, la subducción se caracterizó por ser de alto ángulo, con bajas tasas de convergencia (un ángulo de convergencia aproximado de 60° en dirección NW-SE; Scheuber *et al.*, 1994), lo que permite el desarrollo de condiciones extensionales durante el crecimiento del arco y de la cuenca de trasarco (Charrier *et al.*, 2007; Oliveros *et al.*, 2018). Este arco magmático muestra una orientación general NS y sus remanentes, en la región de Antofagasta, se localizan en la actual cordillera de la Costa y parte de la Depresión Central, correspondientes a los afloramientos de la Formación La Negra y a plutones de edad Jurásico-Cretácico temprano. Hacia el este del arco, se forma una extensa cuenca de trasarco que registra dos sub-etapas de transgresión y regresión marina (Charrier *et al.*, 2007), cuyos depósitos se reconocen en la actual depresión central, cordillera de Domeyko (precordillera) y parte de la cuenca pre-andina.

Ciclo Tectónico Andino	
Etapas	Edad
Tercera Etapa →	Paleógeno tardío al Presente
Segunda Etapa →	Cretácico temprano tardío a Paleógeno temprano
Primera Etapa →	Jurásico temprano tardío a Albiano

Figura 2.1. Etapas del ciclo tectónico Andino. Modificado de Charrier *et al.* (2007).

Entre el Cretácico temprano tardío al Paleógeno temprano (Paleoceno-Eoceno), se produce una disminución del ángulo de subducción, a menos de 45° (Pardo-Casas y Molnar, 1987), pasando a una subducción de tipo chilena, lo que provoca una intensa deformación compresiva, con el alzamiento y erosión de las unidades pre-existentes. Este evento se conoce como fase tectónica Subhercínica o Peruana (Charrier *et al.*, 2007). Además, se detectan *peaks* de la tasa de convergencia en la subducción de la placa de Nazca (equivalente a la placa Farallón), a los 50-40 Ma y desde los 26 Ma, cuando ocurre otro reajuste de placas y la placa oceánica adopta un movimiento más ortogonal en relación al margen continental, aumentando la tasa de convergencia hasta los 12 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Luego de este episodio, la configuración paleogeográfica cambia: migración del arco magmático hacia el este, desarrollo de una amplia región de antearco y se forma una cuenca de antepaís continental al este del arco, en lugar de una cuenca de trasarco. Esta etapa del ciclo Andino se caracteriza por episodios extensionales, asociados a una intensa actividad magmática con el desarrollo de grandes calderas. Además, las sucesiones depositadas en este periodo muestran dos discontinuidades, ambas relacionadas a eventos tectónicos. Una de las discontinuidades separa las rocas del Cretácico y Paleoceno, indicando la existencia de un evento compresivo mayor, denominado evento tectónico K-T (Cornejo *et al.*, 2003) o fase Incaica I. Luego de esta deformación compresiva, se reanudan las condiciones extensionales, aunque con menor intensidad. En tanto, la segunda discontinuidad corresponde a un nuevo evento compresivo que ocurre en el Eoceno, conocido como fase Incaica Principal o fase Incaica II que pone fin a la segunda etapa de la evolución Andina (Charrier *et al.*, 2007). Esta fase Incaica (Maksaev, 1978; Arriagada, 1999; 2000; Mpodozis *et al.*, 1999; 2005) es identificada entre el Eoceno medio-Oligoceno temprano (50-30 Ma) (Maksaev y Zentilli, 1999) y coincide con un aumento de la tasa de convergencia, asociado a que la subducción se hace menos oblicua a los 45 Ma (Pilger, 1984; Reutter, 2001 en Charrier *et al.*, 2007).

Luego, durante el Paleógeno tardío al Reciente, se produce un importante alzamiento de los Andes, se terminan de configurar las unidades morfoestructurales actuales, el arco volcánico alcanza su posición presente y se emplazan los depósitos de pórfidos cupríferos post-incaicos (Charrier *et al.*, 2007).

La migración del arco durante el Cenozoico tardío (*ca.* 25 Ma) refleja un cambio en el ángulo de convergencia a casi ortogonal (N80°E; Yáñez *et al.*, 2002) y un aumento en la tasa de subducción (de 90 a 120 km/Ma.) (Cande y Leslie, 1986). Esta variación en la cinemática de las placas conlleva al comienzo del alzamiento Andino y al depósito de los sedimentos de piedemonte, entre los *ca.* 24°00' y *ca.* 27° 00' de latitud Sur, de las Gravas de Atacama y Formación Pampa de Mulas, en particular al oeste del arco entre los 25 y 10 Ma (Mortimer, 1973; Naranjo y Paskoff, 1980; Nalpas *et al.*, 2008 en Naranjo *et al.*, 2018). Posteriormente, desde los 10 Ma, la cordillera Occidental ha sufrido un rápido alzamiento que se ha mantenido continuo hasta la actualidad, con el desarrollo de un arco que incluye abundantes volcanes activos cuaternarios y gigantescas calderas ubicadas a lo largo de las crestas de las montañas (Charrier *et al.*, 2007).

Es importante mencionar que, durante el Paleógeno tardío al Reciente, en el segmento de los Andes entre los 20°00'S a 26°00'S, se terminan de configurar las morfoestructuras correspondientes a la península de Mejillones, cordillera de la costa, depresión central, cordillera de Domeyko o precordillera de antearco, depresión preandina o salares, cordillera Occidental, plateau Altiplano-Puna y cordillera Oriental (Charrier *et al.*, 2007). La zona del presente estudio (24°22' y 25°00' latitud sur y 68°30' y 68°55' longitud oeste), abarca parte de la cordillera de Domeyko, la depresión preandina y parte de la cordillera Occidental (Figura 2.2.).

La cordillera de Domeyko consiste en sierras de basamento de 30 a >100 km de largo y 10 km de ancho, formando una estructura regional conocida como “*pop-up*” (Charrier *et al.*, 2007). Este patrón estructural y la formación del sistema de fallas de Domeyko con tendencia N-S a lo largo del eje de la cordillera de Domeyko, se forman durante la fase Incaica en el Eoceno (Charrier *et al.*, 2007). En el flanco oriental, depósitos sintectónicos asociados con esta actividad tectónica corresponden a gruesos detritos oligo-miocenos definidos como Formación Tambores y Formación Pampa de Mulas (Gardeweg *et al.*, 1994). Además, Bahamondes (2017), mediante circones detríticos, asocia al alzamiento de la cordillera de Domeyko a la sedimentación de las formaciones Quebrada Pajonales, Naranja, Loma Amarilla, Tambores y Pampa de Mulas.

Por su parte, la depresión preandina es una cuenca tectónica elongada ubicada entre la cordillera de Domeyko y cordillera Occidental. Contiene de norte a sur los siguientes salares: Carcote,

Ascotan, Atacama, Imilac, Punta Negra, Pajonales, Pedernales, Maricunga y Negro Francisco (Charrier *et al.*, 2007), junto a las pampas del Chino, Barrancas Blancas, Punta Negra, San Elogio, Tocomar y El Salado (Villa *et al.*, en prep.). En la zona de estudio, al este del salar de Punta Negra, se identifica el sistema de fallas Barrancas Blancas-volcán Punta Negra (SFBBVPN) con tendencia NNE-SSW correspondiente a fallas inversas con vergencia hacia el oeste, responsables de la formación del escarpe Barrancas Blancas y de un alzamiento (de *ca.* 600 m) de la Ignimbrita Río Frío. Este sistema de fallas registraría actividad neotectónica, con la formación de escarpes de hasta 1 m en depósitos del Pleistoceno-Holoceno (Villa *et al.*, en prep.).

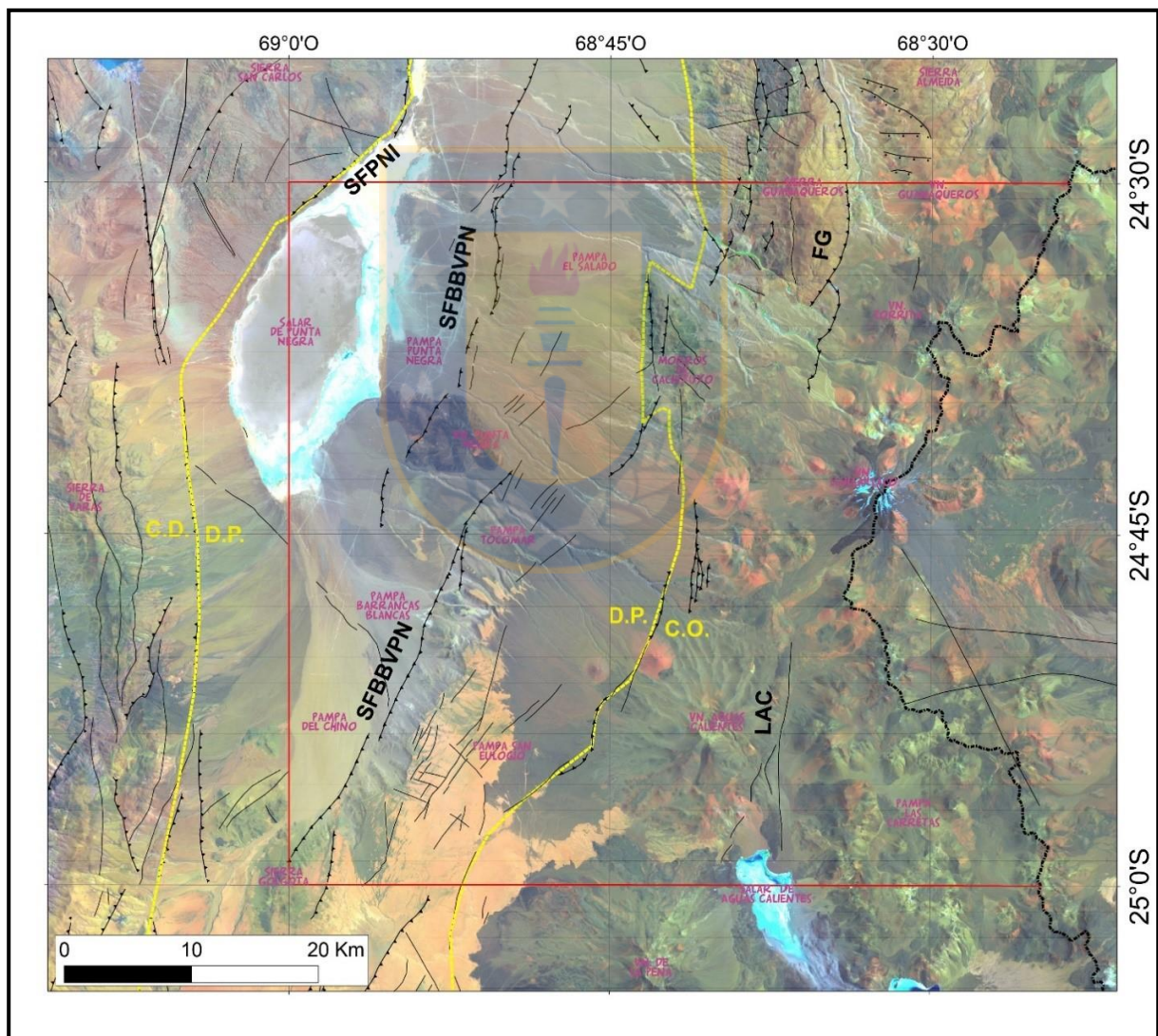


Figura 2.2. Morfoestructuras del área de la carta Salar de Punta Negra y Cerro Sur Bayo. C.D.: cordillera de Domeyko, D.P.: depresión preandina, C.O.: cordillera Occidental. Tomado de Villa *et al.* (en prep.).

Martínez *et al.* (2017; 2018), mediante perfiles sísmicos de orientación NW-SE a lo largo de la cuenca del salar de Punta Negra, interpretan un estilo estructural compresivo de doble vergencia, compuesto por fallas invertidas que involucran basamento. Proponen que las fallas normales antiguas del Paleozoico superior y Mesozoico son reactivadas como inversas desde el Cretácico Superior, y junto con anticlinales de inversión con vergencia al oeste, se ubicarían al centro y este de la cuenca. En cambio, las estructuras del oeste de la cuenca consistirían en fallas inversas con vergencia al este, asociadas a la cordillera de Domeyko. En tanto, Silva *et al.* (2018) entregan nuevas interpretaciones del estilo estructural del salar de Punta Negra, mediante la integración de perfiles de reflexión sísmica 2D, gravimetría y datos de superficie. Estos autores, a través de secciones sísmicas no consideradas en trabajos previos, postulan un segundo episodio extensional y de inversión tectónica durante el Cenozoico. Con estos nuevos antecedentes, Silva *et al.* (2018) concluyen que la evolución de la cuenca del salar de Punta Negra habría consistido en una primera etapa extensional, con el desarrollo de cuencas extensionales en el Triásico-Cretácico temprano, seguida de una etapa de inversión tectónica durante el Cretácico Superior. Luego, en el Paleoceno-Eoceno se habría desarrollado una tectónica compresiva/transpresiva junto a sedimentación sintectónica, la cual pasaría a un nuevo episodio extensional/transtensional, relacionado con el depósito de secuencias sedimentarias durante el Oligoceno-Mioceno temprano. Terminando en una etapa de nueva inversión tectónica y acumulación de sedimentos durante el Neógeno-Cuaternario.

Por otro lado, la tercera morfoestructura que involucra el área de estudio correspondiente a la cordillera Occidental, se localiza en el borde occidental del Altiplano-Puna y consiste en el actual arco volcánico (Charrier *et al.*, 2007). En el área de estudio, la cordillera Occidental incluye bloques de basamentos del Devónico-Pérmico de la sierra de Guanaqueros y los morros de Cachiyuyo, además de los volcanes del Mioceno al Holoceno, como el cordón volcánico de Aguas Calientes, volcán Lullailaco, volcán Zorrita y volcán Guanaqueros, entre otros (Villa *et al.*, en prep.).

3. MARCO GEOLÓGICO

Se describen las litologías y características de las unidades geológicas que afloran en el área de estudio. La Figura 3.1. muestra la distribución de estas unidades. Para efectos del mapa se agrupan los volcanes desde el Mioceno al Holoceno, al igual que los depósitos aluviales y coluviales, en tanto, en el texto se describen en forma independiente como “Volcanes del Mioceno-Plioceno”, “Depósitos aluviales y coluviales del Mioceno-Pleistoceno” y “Unidades pleistocenas-holocenas”.

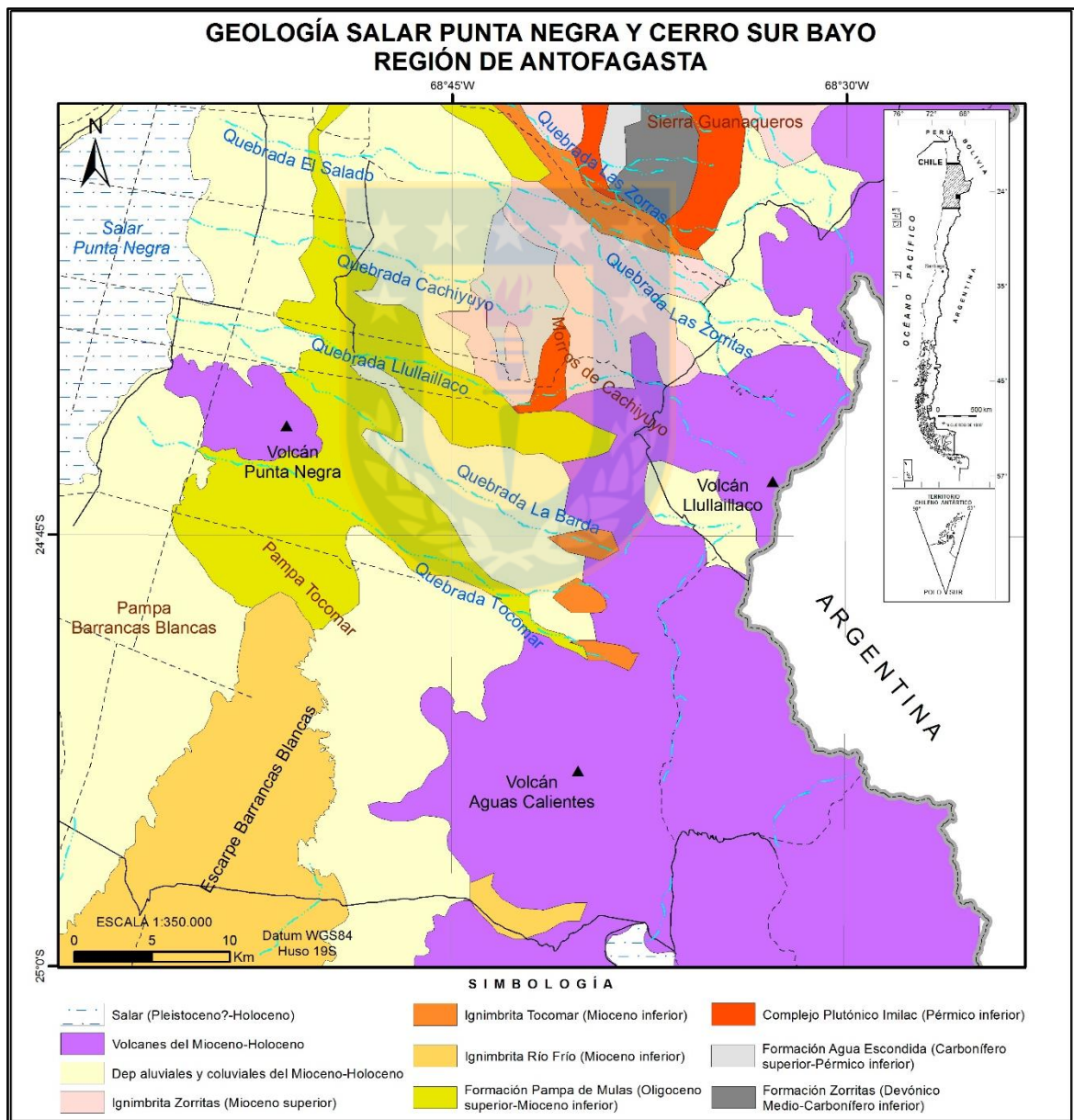


Figura 3.1. Mapa geológico del área de estudio.

3.1. Paleozoico

3.1.1. Formación Zorritas (Devónico Medio-Carbonífero inferior)

Es definida por Cecioni y Frutos (1973) como una secuencia de cuarcitas, areniscas cuarzo feldespáticas y limolitas, bien estratificadas y fosilíferas. Isaacson *et al.* (1985) la formalizan. Urzúa (1989) incorpora un tercer miembro a la formación, lo que es validado por Niemeyer *et al.* (1997). Esta unidad aflora en los flancos occidental y oriental de la sierra Almeida. Se observa a lo largo del flanco oriental de la sierra Guanaqueros (Figura 3.1) e infrayace, en disconformidad, a la Formación Agua Escondida. Se acumuló en un ambiente marino dominado por procesos mareales que evolucionó en un régimen de plataforma externa, que culminó en una plataforma interna (*shoreface* interior; Urzúa, 1989; Niemeyer *et al.*, 1997; Solari *et al.* 2017). A partir del contenido fósil presente en las rocas de esta unidad, se acota su edad de depósito al Devónico Medio-Carbonífero inferior (Niemeyer *et al.*, 1985; Isaacson *et al.*, 1985; Bahlburg *et al.*, 1986; Dutro y Isaacson, 1990; Boucot *et al.*, 1995; Rubinstein *et al.*, 1996 y Rubinstein *et al.*, 2017).

3.1.2. Formación Agua Escondida (Carbonífero superior-Pérmico inferior)

Definida por Solari *et al.* (2017) como una sucesión de rocas volcánicas y sedimentarias clásticas que Gardeweg *et al.* (1994) interpretan como parte de la Formación La Tabla, pero los primeros autores, consideran que, en base a las litologías y relaciones de contacto, es necesario distinguirlas.

Aflora al norte y sur de quebrada Guanaqueros, al borde suroccidental de sierra Almeida, en quebrada Zamolana y en los morros de Cachiyuyo, además de un afloramiento de menores dimensiones en el sector de Barrancas Blancas (Figura 3.1). La localidad tipo de esta unidad se encuentra en el extremo norte de sierra Almeida, fuera de la zona de estudio, donde sobreyace en disconformidad a la Formación Zorritas e infrayace, en discordancia angular, a los Estratos de Cerros de Puquios. Se reconocen dos miembros: Miembro Quebrada La Yegua y Miembro Quebrada Los Testigos. El primero, consiste en tobas de ceniza cristalinas y vítreas, dacitas y andesitas porfídicas y glomeroporfídicas y areniscas líticas epiclásticas de grano medio a grueso. Mientras que el Miembro Quebrada Los Testigos, corresponde a una sucesión sedimentaria y

volcánica de brechas sedimentarias de bolones finos oligomícticas, seguida por una alternancia rítmica de estratos tabulares de areniscas líticas y conglomerados volcanolíticos. Sugiere un ambiente de depósito cercano a centros eruptivos en combinación con procesos de origen aluvial. Su edad se acota a partir de sus relaciones estratigráficas y análisis radiométricos. Su edad máxima de depositación corresponde a una edad U-Pb en circones obtenida en una toba que arrojó un valor de $313,3 \pm 4,5$ Ma. Su edad mínima de depósito se acota al Pérmico Medio, ya que infrayace a los Estratos de Cerros de Puquios, con una edad de $259,7 \pm 2,6$ Ma, (U-Pb en circón) en la base de esta unidad (Solari *et al.*, 2017).

3.1.3. Complejo Plutónico Imilac (Pérmico inferior)

Es definido por Urzúa (2009) y redefinido por Solari *et al.* (2017). Consiste en dioritas, monzogranitos, granodioritas de biotita, anfíbol y piroxeno, granodioritas de anfíbol y biotita, granitos de biotita, metatonalitas, metadioritas, dioritas y andesitas. Aflora en sierra Guanaqueros, cordón Zamolana, morros de Cachiyuyo y en el sector de Barrancas Blancas (Figura 3.1). Intruyen a la Formación Zorritas y a la Formación Agua Escondida. Está cubierto, en inconformidad, por unidades volcánicas y sedimentarias del Oligoceno-Pleistoceno. Villa *et al.* (en prep.) obtienen una edad U-Pb en circones de $291,1 \pm 1,9$ Ma.

3.2. Cenozoico

3.2.1. Formación Pampa de Mulas (Oligoceno superior-Mioceno inferior)

Chong (1973) define esta formación como “brechas y conglomerados depositados en avenidas torrenciales”. Se distribuye en abanicos aluviales que son parte del relleno de la depresión preandina y las cuencas intramontanas de las sierras de Imilac y Almeida (Figura 3.1). Sobreyace en discordancia angular y de erosión a las rocas paleozoicas, cretácicas y paleógenas y subyacen en discordancia angular y de erosión a los depósitos aluviales y salinos de edad Mioceno superior-Holoceno (Solari *et al.*, 2017). Su litología corresponde a conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas dispuestas en capas subhorizontales. Desarrolla estructuras sedimentarias como estratificación cruzada e imbricación. Son rocas polimícticas, mal

seleccionadas, inmaduras textural y composicionalmente, clasto a matriz soportadas (Solari *et al.*, 2017). Se interpreta un ambiente aluvial y su edad es obtenida a partir de los depósitos de ignimbritas intercalados. Las edades reportadas en estos depósitos van del Oligoceno superior al Mioceno medio (Solari *et al.*, 2017).

3.2.2. Ignimbritas Tocomar (Mioceno inferior)

Definida informalmente por Gardeweg *et al.* (1993) y redefinida por Villa *et al.* (en prep.). Aflora en las quebradas Tocomar, La Barda, Llullaillaco, Zorritas, Las Zorras y Guanaqueros (Figura 3.1). Sobreyace en discordancia angular a las formaciones Zorritas y Agua Escondida y en concordancia a los Estratos de Barrancas Blancas. En forma local, se intercala con la Formación Pampa de Mulas y subyace a las Ignimbritas Zorritas. Consiste en depósitos de flujo piroclástico con niveles cineríticos y brechas de arrastre macizas. Representan procesos de colapso de calderas. Villa *et al.* (en prep.) obtienen edades con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $21,68\pm 0,13$ Ma, $20,1\pm 1,1$ Ma y $18,7\pm 0,6$ Ma, asignando una edad de Mioceno inferior.

3.2.3. Ignimbritas Río Frío (Mioceno inferior)

Definida por Naranjo y Puig (1984) en el llano Río Frío. Se identifica en el escarpe Barrancas Blancas y en la pampa Tocomar (figura 3.1). Sobreyace en discordancia a las formaciones Agua Escondida y Profeta, se intercala en la Formación Pampa de Mulas y subyace a las Ignimbritas Pajonales. Consiste en una serie de unidades de flujo piroclástico, correspondientes a tobas cristalinas de color rosado a gris rosáceo con alto grado de soldamiento (Villa *et al.*, en prep.). Gardeweg *et al.* (1993) obtienen una edad de 17,3 Ma con K-Ar en plagioclasas y Villa *et al.* (en prep.) realizan dos dataciones mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbolos, con edades de $17,3\pm 0,4$ Ma y $16,8\pm 0,4$ Ma. Por lo que se le atribuye una edad Mioceno inferior.

3.2.4. Ignimbritas Zorritas (Mioceno superior)

Definidas informalmente por Gardeweg *et al.* (1993), quienes incorporan esta unidad en las “Ignimbritas de las quebradas de Las Zorras y Tocomar” del Mioceno inferior y en las “Ignimbritas

de Quebrada Guanaqueros” del Mioceno superior. En tanto, Villa *et al.* (en prep.), mediante nuevos datos radiométricos y análisis de litofacies, redefinen estas ignimbritas como una nueva unidad. Se reconoce en la quebrada Zorritas, al sur de sierra Guanaqueros, al sur de los morros de Cachiyuyo, entre las quebradas Lullailaco y El Salado y en la quebrada Guanaqueros (Figura 3.1). Sobreyace en discordancia angular a las formaciones Zorritas, Agua Escondida, Pampa de Mulas y a las Ignimbritas Tocomar. Infrayace a los depósitos aluviales y coluviales neógenos y cuaternarios. Corresponde a depósitos de flujo piroclásticos, con facies cineríticas, brechas de arrastre macizas y niveles ricos en pómez (Villa *et al.*, en prep.). Evidencian un colapso de caldera. Villa *et al.* (en prep.) obtienen edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $10,56\pm 0,04$ Ma y entre $11,4\pm 0,8$ Ma y $9,1\pm 0,5$ Ma, por lo que, considerando errores analíticos y relaciones de contacto, estos autores restringen la edad al Mioceno superior.

3.2.5. Volcanes del Mioceno-Plioceno (Mioceno-Plioceno)

Consisten en estratovolcanes con formas cónicas preservadas, domos exógenos, coladas de lava, depósitos piroclásticos y de avalancha volcánica. Se encuentran en el frente occidental del arco volcánico y se incluyen los volcanes Guanaqueros, Iris, Silla, Cerro del León, Punta Negra, Sur Bayo, Oriente Guanaqueros, Inca, Zorritas, Esperanto, Los Asperos, Provenir, Pedregal, Corrida de Cori Norte y complejo volcánico Cordón de Aguas Calientes (Figura 3.1). Sobreyacen a las formaciones Agua Escondida, Pampa de Mulas, Ignimbritas Tocomar, Río Frío y Zorritas. Están cubiertos por los depósitos aluviales y coluviales antiguos y recientes. Villa *et al.* (en prep.) obtienen edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en lavas, tanto en masa fundamental como en anfíbolos, resultando edades del Mioceno al Plioceno.

3.2.6. Depósitos aluviales y coluviales del Mioceno-Pleistoceno (Mioceno-Pleistoceno?)

Unidad informal propuesta por Villa *et al.* (en prep.). Se observa en las pampas al este y sureste del salar de Punta Negra (Figura 3.1). Sobreyacen a las formaciones Zorritas, Agua Escondida, Complejo Intrusivo Imilac y Formación Pampa de Mulas y se encuentran cubiertos por depósitos Pleistocenos-Holocenos. Comprenden gravas mal seleccionadas y polimícticas y localmente, se identifican travertinos intercalados. Representan abanicos aluviales y taludes coluviales. A partir

de sus relaciones de contacto y por medio de dataciones U-Pb en carbonatos, con edades entre 2,5 y 11,5 Ma para los depósitos de travertinos (Quade *et al.*, 2017), se asigna una edad de Mioceno inferior-Pleistoceno? (Villa *et al.*, en prep.).

3.2.7. Unidades pleistocenas-holocenas (Pleistoceno-Holoceno)

Villa *et al.* (en prep.) incorporan a estas unidades las litofacies del volcán Llullaillaco y los Depósitos Aluviales y Coluviales del Pleistoceno y Holoceno. El Volcán Llullaillaco es una unidad informal definida por Villa *et al.* (en prep.) correspondiente a un estratovolcán formado por al menos dos conos superpuestos. Se emplaza en la frontera con Argentina (Figura 3.1). Comprende coladas de lava, depósitos piroclásticos, de avalanchas volcánicas, de remoción en masa y de flujos piroclásticos en bloques. Cubre a los volcanes más antiguos, a las ignimbritas Tocomar y Zorritas y se intercala con los depósitos aluviales y coluviales cuaternarios. La edad se obtiene por dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita (930 ± 30 ka; 853 ± 31 ka; 851 ± 88 ka) y anfíbol (417 ± 78 ka). En tanto, los Depósitos Aluviales y Coluviales del Pleistoceno y Holoceno, también son una unidad informal definida por Villa *et al.* (en prep.). Se reconocen en el fondo de las quebradas activas, alrededores del salar Punta Negra y del volcán Llullaillaco (Figura 3.1). Consiste en arenas, limos y gravas de guijarros y bolones. Se asocian con fases pluviales puntuales en un clima árido. La edad es acotada por dataciones de C^{14} en restos orgánicos intercalados en estos depósitos, con resultados de 9,5 y 13,8 Ka (Quade *et al.*, 2008) y por su intercalación con el volcán Llullaillaco (Villa *et al.*, en prep.).

4. ESTRATIGRAFÍA DE LAS SUCESIONES CENOZOICAS

Con el fin de caracterizar la sedimentología y estratigrafía de los depósitos sedimentarios cenozoicos, se elaboran 15 columnas estratigráficas que muestran la distribución de estas secuencias en el área de estudio y su intercalación con depósitos de ignimbritas. Además, se realiza una descripción litológica de las secuencias, con especial atención en la composición de los constituyentes. A su vez, las asignaciones a unidades formales para los flujos ignimbríticos se sugieren sobre la base de criterios estratigráficos y topográficos, considerando que hay una homogeneidad a microescala y no se puede reconocer con certeza la correspondencia de la unidad.

4.1. Secciones estratigráficas

Se construyen 15 columnas estratigráficas en la zona de estudio (Figura 4.1.), las cuales son presentadas de sur a norte, considerando la edad de los depósitos de ignimbrita intercalados en las sucesiones sedimentarias.

Las secciones estratigráficas se identifican por el nombre de la localidad donde han sido elaboradas y la descripción de los distintos tramos incluye tanto las observaciones petrográficas efectuadas en terreno, como las realizadas bajo el microscopio óptico por medio de cortes transparentes. En todas las columnas, la disposición de las capas es subhorizontal. La simbología utilizada en las columnas estratigráficas se muestra en la Figura 4.2.

4.1.1. Columna C1: Escarpe Barrancas Blancas

Secuencia de sedimentos continentales intercalados con material piroclástico (Figura 4.3.) expuestos en el escarpe Barrancas Blancas, en el SW del área de estudio (UTM 515.711 m E-7.256.776 m N). La base de la columna se encuentra en el fondo del escarpe y el techo corresponde a una unidad de ignimbrita.

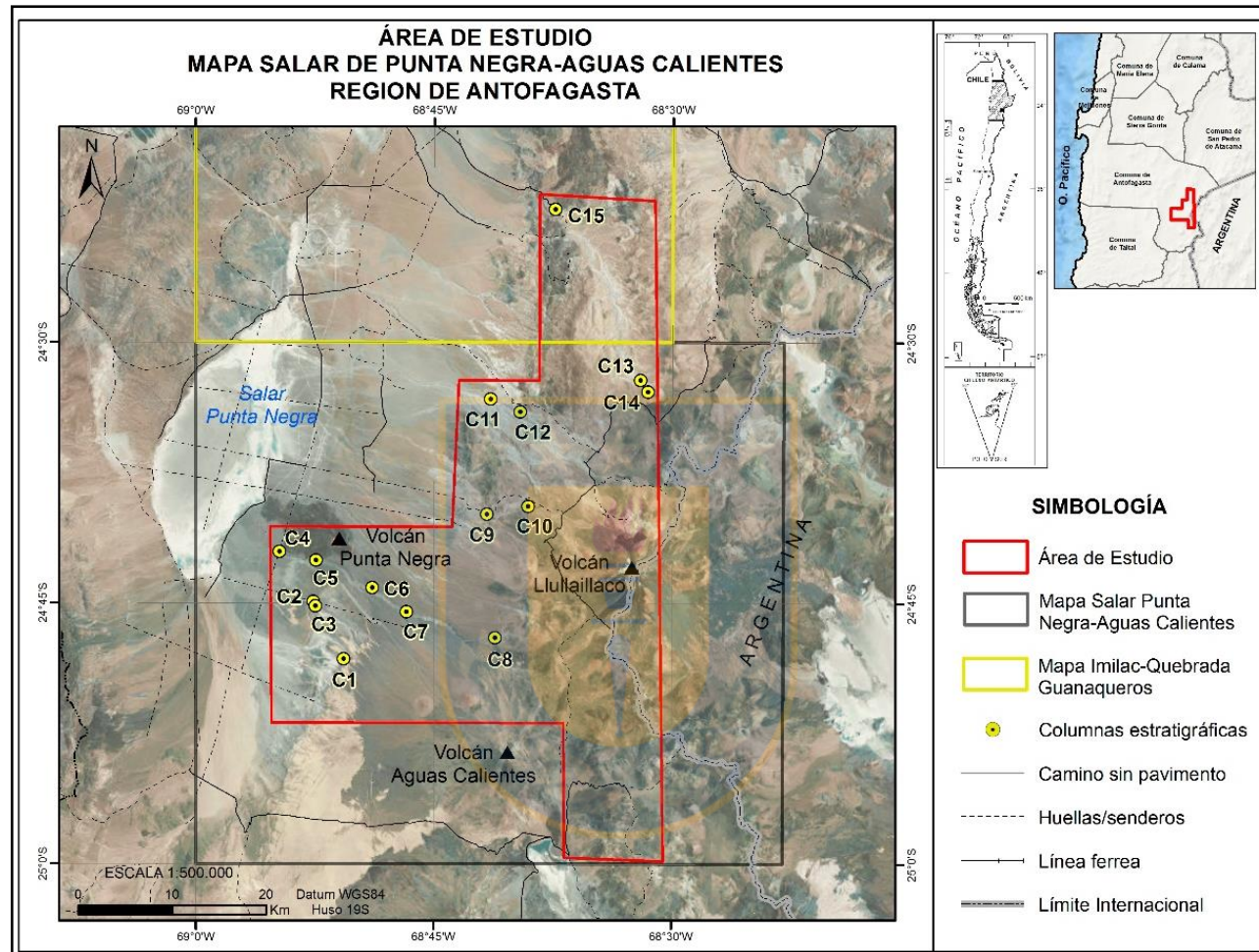


Figura 4.1. Distribución de columnas estratigráficas en el área de estudio.

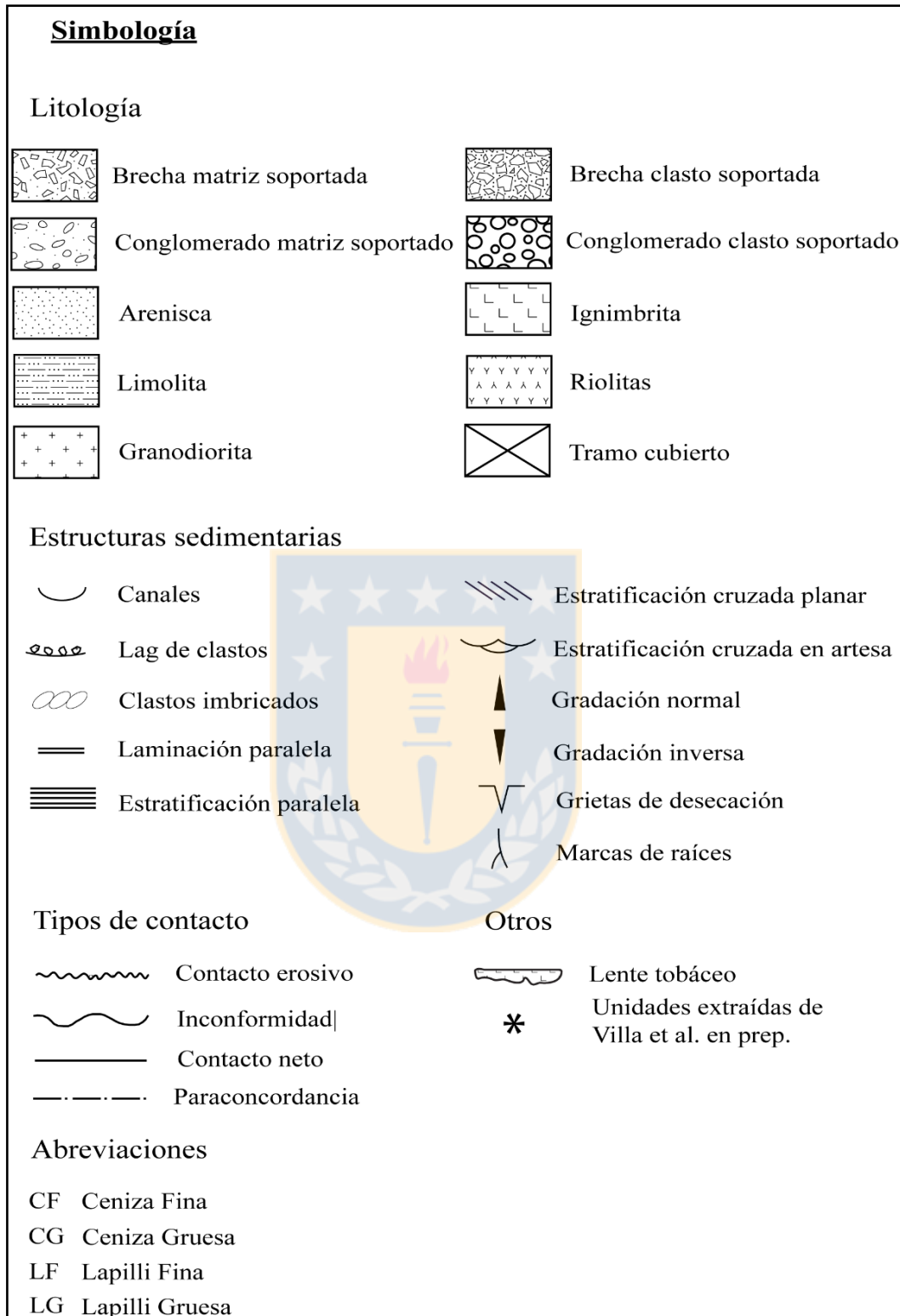


Figura 4.2. Simbología usada en las distintas columnas estratigráficas.

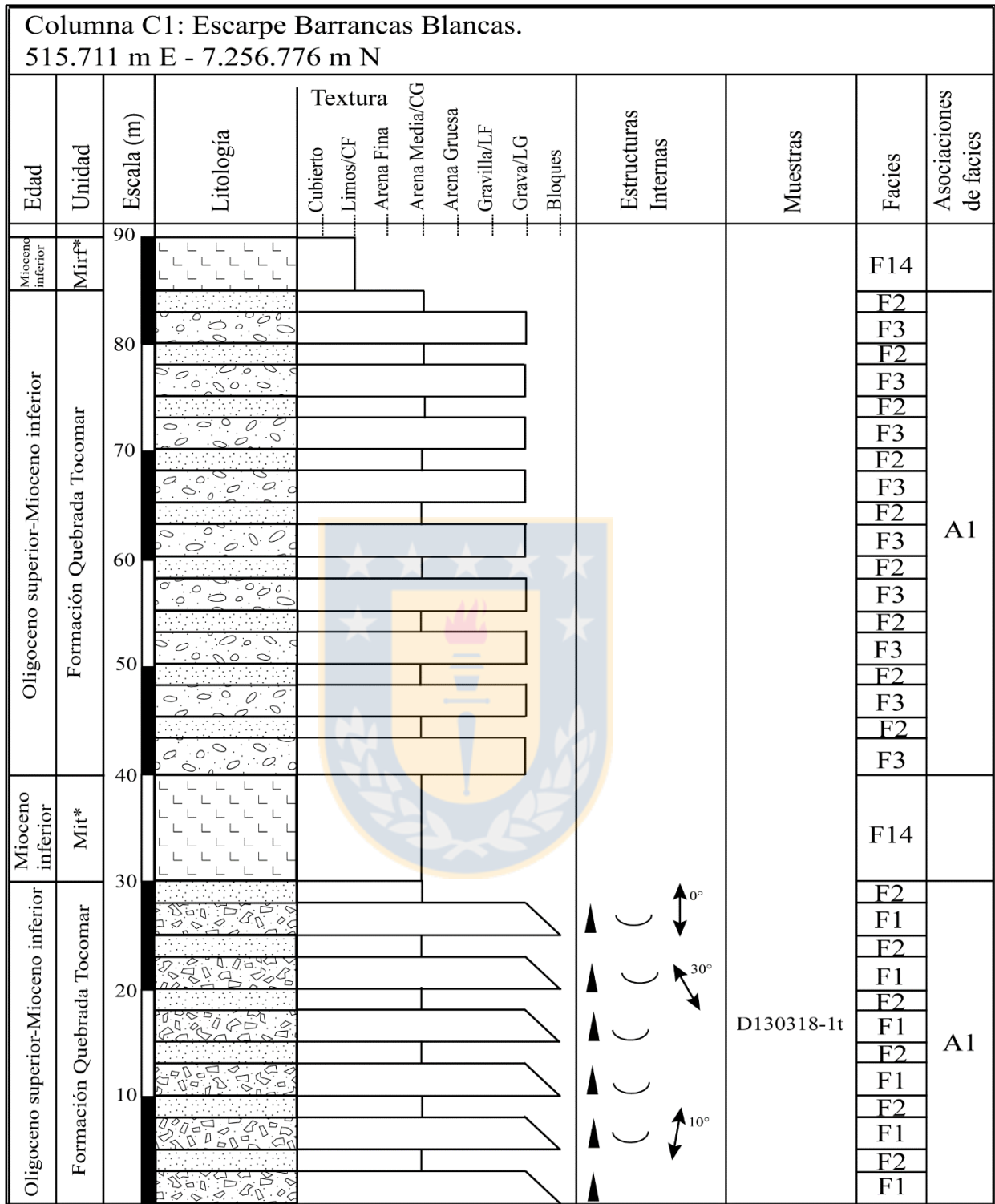


Figura 4.3. Sección estratigráfica ubicada en el escarpe Barrancas Blancas.

De base a techo se observan:

- 30 m de alternancia rítmica de capas métricas de brechas y areniscas. Las capas de brechas son de *ca.* 3 m de potencia, de fábrica matriz soportada y polimícticas. En la base, muestran una arquitectura tabular y hacia techo formas acanaladas de hasta 1,5 m de ancho, las cuales presentan *lag* de clastos y en general indican direcciones de flujos variables entre N10°E a N30°W. Se observa gradación normal, desde líticos tamaño bloque (40 cm) a tamaño grava (5 cm). Los clastos son angulosos a subangulosos, se identifican clastos de riolitas bandeadas, de areniscas cuarcíferas, de granitoides, sienogranitos y pómez (Figura 4.4). En tanto, la matriz (muestra D130318-1t) es tamaño arena media con cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita y un porcentaje menor al 5% de microclina y clorita. Algunos cristales de plagioclasa están alterados a arcillas y sericita y se observan anfíboles alterados a clorita. Por su parte, las capas de areniscas son de *ca.* 2 m de potencia con arquitectura tabular y de color pardo. Son masivas y se identifica que están siendo erosionadas por los canales con *lag* de clastos suprayacentes. Corresponden a areniscas de grano medio, con una selección moderada y granos subredondeados, siendo texturalmente submaduras. Contienen cuarzo, líticos de distintas composiciones, máficos como anfíboles y biotitas y plagioclasas, por lo que son inmaduras composicionalmente.



Figura 4.4. Brechas matriz soportadas con clastos angulosos a subangulosos en matriz de arena media. Predominan los clastos de riolitas, areniscas cuarcíferas e intrusivos.

- 10 m de ignimbrita de tamaño de grano ceniza gruesa, con abundantes líticos de hasta 10 cm de diámetro de sienogranitos, volcánicos porfíricos de color gris oscuro, rojizo y violáceo, riolitas bandeadas y pómez. Las pómez contienen abundantes biotitas dispuestas en cúmulos verticales siguiendo el plano (001) y cristales de cuarzo bien desarrollados. La matriz es cinerítica, vítrea y con abundantes cristales de biotitas. Se sugiere que pertenece a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 45 m de alternancia rítmica de conglomerados y areniscas. Las capas de conglomerados son de *ca.* 3 m de potencia, matriz soportados y polimícticos, con forma tabular. Contiene clastos subredondeados de hasta 6 cm de diámetro, de sienogranitos, pómez y tobas rojizas. La matriz es tamaño arena gruesa con granos de cuarzo redondeados, plagioclasas, biotitas y líticos de distintas composiciones. En cuanto a las capas de areniscas, son de *ca.* 2 m de potencia, tabulares y de color pardo claro. Son masivas, con tamaño de grano arena media, selección moderada y granos subredondeados, siendo submaduras texturalmente. Están constituidas por cuarzo, líticos oscuros y feldespatos.

- 5 m de ignimbrita de color rosado y tamaño de grano ceniza fina. Contiene un porcentaje menor a un 10% de líticos con diámetros menores a 3 cm y escasas pómez. Se identifican cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Correspondería a la unidad Ignimbritas Río Frío (Mirf) (Villa *et al.*, en prep.).

4.1.2. Columna C2: Quebrada El Boldo

Sucesión clástica con aporte de material piroclástico en menor cantidad (Figura 4.5.), observada en la ladera NE de la quebrada El Boldo (UTM 512.487 m E-7.262.845 m N/512.135 m E-7.263.068 m N). Esta quebrada se ubica al sur de la quebrada Tocomar. La base de la columna está en el fondo de la quebrada y el techo corresponde a una unidad de ignimbrita.

- 14 m de alternancia de capas métricas de conglomerados y areniscas. Las capas de conglomerados son de *ca.* 3 m de potencia, de fábrica clasto soportada, polimícticas y con formas acanaladas. Los canales son de 3-4 m de ancho, los cuales, en algunos sectores, se cortan entre sí (Figura 4.6.) y

sugieren flujos NNE-SSW. Se observa una gradación normal, gradando de clastos tamaño bloques a clastos tamaño gravas. Los clastos son subredondeados de hasta 30 cm de diámetro, volcánicos porfíricos de color gris y violáceo, además de líticos de ignimbrita. La matriz es tamaño arena con granos subredondeados de cuarzo, plagioclasas y líticos.

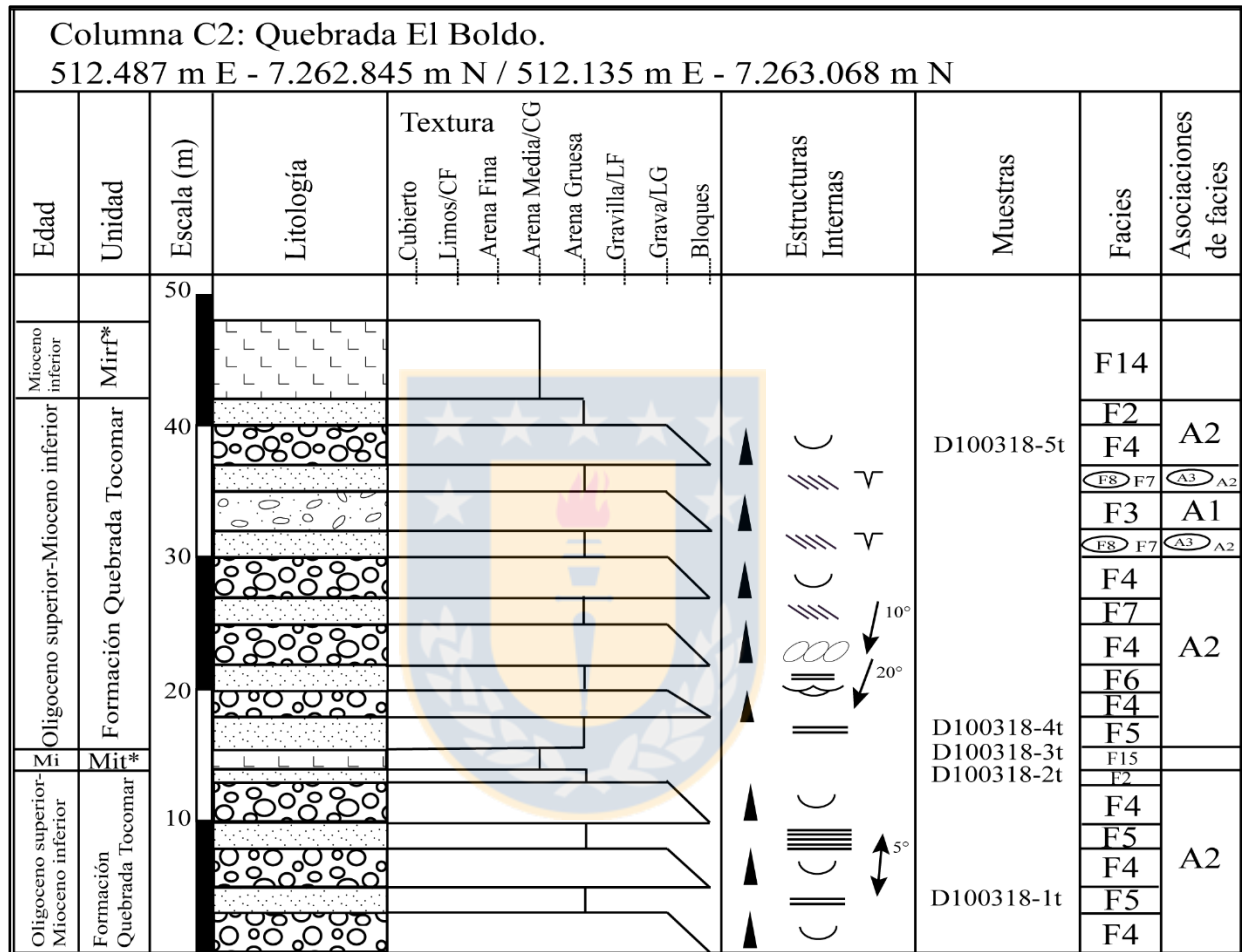


Figura 4.5. Sección estratigráfica realizada en la quebrada El Boldo. Mi: Mioceno inferior.

Las capas de areniscas tienen *ca.* 1-2 m de potencia, son irregulares o tabulares y de color pardo. Algunas de estas capas muestran laminación o estratificación paralela. El tamaño de grano es arena gruesa, con moderada selección y granos subredondeados, siendo submaduras texturalmente. Se componen de cristales de cuarzo, plagioclasa, líticos, biotita y anfíbol en menor proporción. La matriz es tamaño arcilla de color pardo grisáceo. En corte transparente (muestra D100318-1t), se identifican líticos volcánicos porfíricos con fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una masa

fundamental afanítica o desvitrificada y clastos de areniscas cuarcíferas. Son inmaduras composicionalmente.

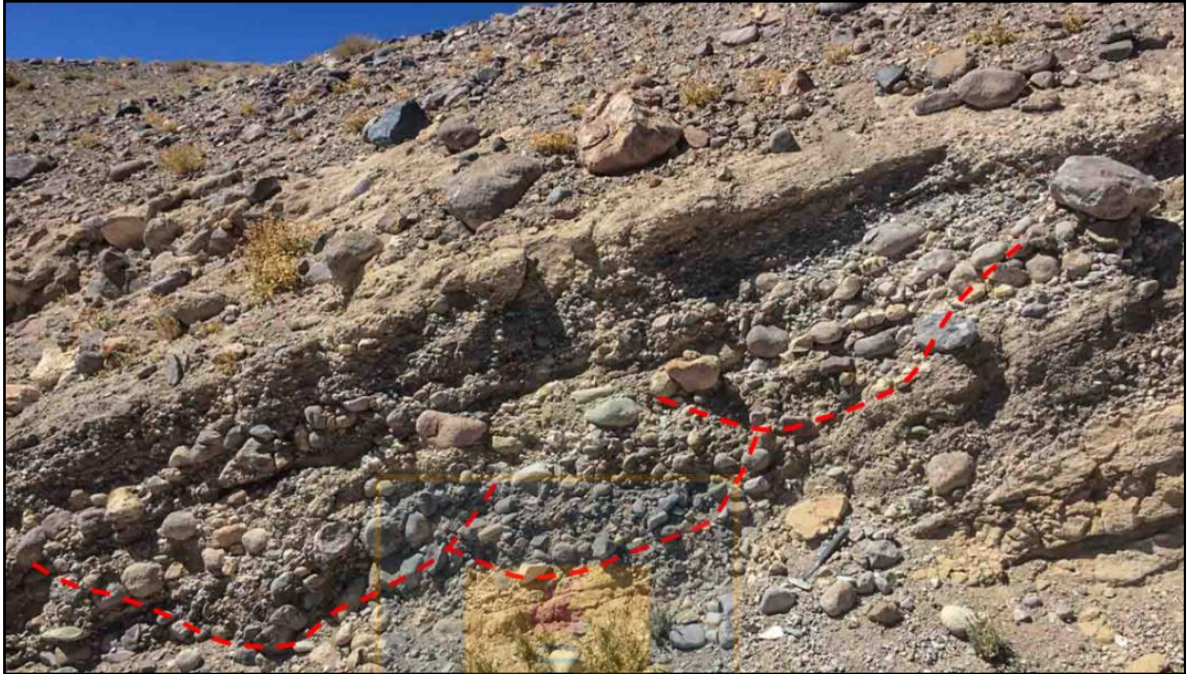


Figura 4.6. Canales en conglomerados clasto soportados. Se observa que se cortan entre sí. Las líneas segmentadas rojas indican las formas acanaladas.

- 1,5 m de ignimbrita de color blanco con granos tamaño ceniza gruesa. Está compuesta por cristales fragmentados de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. La matriz es de color pardo grisáceo y contiene vidrio. Bajo el microscopio (muestra D100318-2t), se observan clastos volcánicos porfíricos con fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental afanítica o desvitrificada, líticos de pómez con textura masiva y algunos con textura fibrosa. Se identifican esquirlas. Hacia techo, se observan 7 niveles “pómez soportados” (Figura 4.7.) de espesores de 5-20 cm. Estos niveles contienen cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita, además de abundantes clastos volcánicos porfíricos que se logran identificar en corte transparente (muestra D100318-3t). Esta ignimbrita correspondería a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 2,5 m de areniscas con arquitectura irregular y de color pardo claro. Se observa laminación paralela. Son areniscas de grano grueso, con una selección moderada a mala y bajo redondeamiento de granos, siendo inmaduras texturalmente. Contienen abundantes cristales de plagioclasa, cuarzo,

biotita, anfíbol y líticos de diferentes composiciones. La matriz es tamaño limo-arcilla color pardo grisáceo. En corte transparente (muestra D100318-4t), se identifican esquirlas, clastos volcánicos con fenocristales de plagioclasa y masa fundamental desvitrificada, líticos de grano fino alterados a sericita y abundantes clastos de pómez. Las pómez muestran una textura fibrosa con cuarzo, plagioclasa y biotita. Composicionalmente inmaduras.

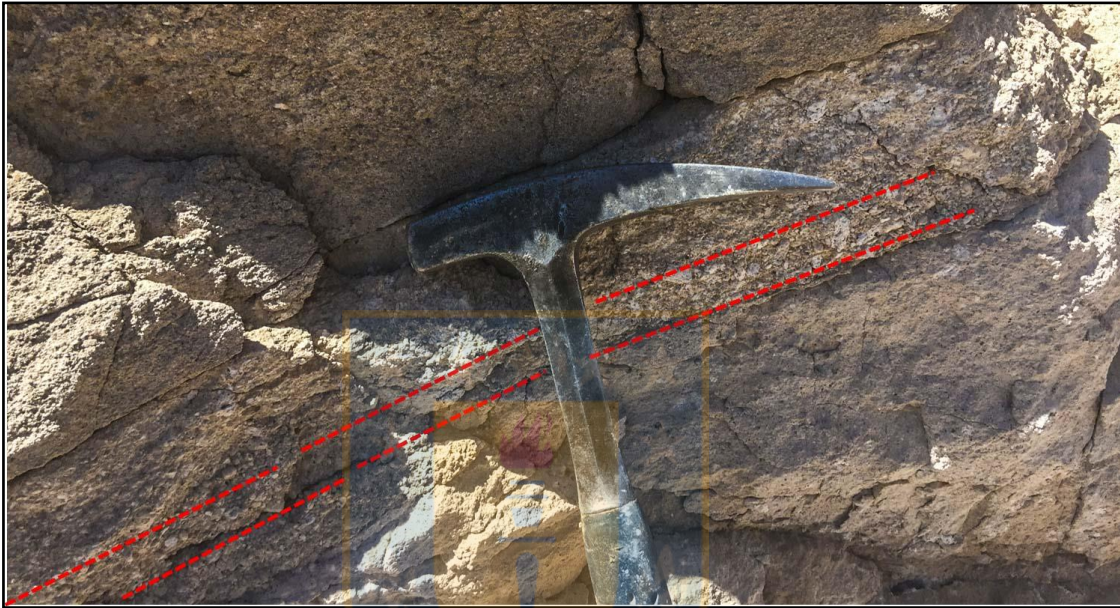


Figura 4.7. Niveles “pómez soportados”. Se observan hacia techo de ignimbrita. Las rectas segmentadas rojas indican este nivel.

- 2 m de conglomerados clasto soportados polimícticos, con arquitectura irregular. Se identifica gradación normal, desde clastos tamaño bloques a clastos tamaño grava. Los clastos son redondeados de hasta 30 cm de diámetro. Se observan líticos volcánicos porfíricos y líticos de ignimbrita. La matriz es tamaño arena con granos subredondeados de cuarzo, plagioclasa y líticos.
- 2 m de arenisca con una arquitectura que varía de tabular a irregular. Se observa desarrollo de estratificación cruzada en artesa que sugiere un flujo N20°E con sentido hacia el SW y laminación paralela hacia techo. La arenisca es de grano grueso, con moderada selección y granos subredondeados, siendo texturalmente submadura. Contiene cuarzo, plagioclasas y líticos volcánicos porfíricos indeterminados. Composicionalmente inmadura.

- 10 m de alternancia de capas métricas de conglomerados y areniscas. Las capas de conglomerados son de 3 m de potencia, de fábrica clasto soportada, polimícticos y con formas acanaladas. Los canales son de 4-5 m de ancho que cortan a las areniscas infrayacentes. Se observa gradación de clastos tamaño bloques a clastos tamaño gravas y desarrollo de clastos imbricados que indican un posible flujo N10°E con sentido hacia el SW. Los clastos son redondeados de hasta 30 cm de diámetro, volcánicos porfíricos de color gris, rojizo y violáceo, líticos de lavas afaníticas, de sienogranitos y de ignimbritas. Por su parte, las areniscas son de 2 m de potencia y con una arquitectura tabular o irregular. Son de color pardo y desarrollan estratificación cruzada planar. Estas areniscas son de grano grueso, con selección moderada y texturalmente inmaduras. Contienen un alto porcentaje de líticos (*ca.* 30%) de ignimbritas y volcánicos porfíricos, siendo composicionalmente inmaduras. En algunas de estas capas, se describen capas de limos de *ca.* 30 cm de potencia, color pardo claro con muy buena selección y grietas de desecación.

- 3 m de conglomerado de fábrica matriz soportada y polimíctico, con arquitectura irregular. Se observa gradación normal, con clastos desde tamaño bloques a tamaño gravas. Los clastos son subredondeados de hasta 30 cm de diámetro, volcánicos porfíricos, líticos de sienogranitos y de ignimbrita. La matriz es tamaño arena media con granos de cuarzo, feldespatos y líticos.

- Alternancia de 7 m de capas métricas de conglomerado y areniscas. Los conglomerados tienen 3 m de potencia, fábrica clasto soportada, polimícticos y con formas acanaladas de *ca.* 4 m de ancho. Muestra gradación normal, gradando de clastos tamaño bloques a tamaño grava. Los clastos son redondeados a subredondeados, volcánicos porfíricos grises y rojizos, líticos de ignimbritas y de sienogranitos. La matriz es tamaño arena media a gruesa, compuesta por cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y abundantes clastos de distintas composiciones y tamaños. Bajo el microscopio (muestra D100318-5t), se identifican clastos volcánicos porfíricos con plagioclasas en una masa fundamental desvitrificada, clastos completamente desvitrificado, líticos volcánicos con textura traquítica y clastos indeterminados alterados a arcillas. Además, se observa abundante cemento carbonático, con desarrollo de pequeños cristales de calcita. En tanto, las capas de areniscas son de 2 m de potencia con una arquitectura que varía de tabular a irregular. Algunas de estas capas muestran estratificación cruzada planar. Las areniscas son de grano grueso, con selección moderada y buen redondeamiento, texturalmente submaduras. Se componen de cuarzo, plagioclasa y alto

contenido (ca. 35%) de ignimbritas y volcánicos porfíricos, siendo inmaduras composicionalmente. Además, se reconocen capas de limos de 30 cm de potencia, color pardo claro, con muy buena selección y grietas de desecación.

- 6 m de ignimbrita de color rosado, con tamaño de grano ceniza gruesa y escasas pómez. Se propone que corresponde a la unidad Ignimbritas Río Frío (Mirf) (Villa *et al.*, en prep.).

4.1.3. Columna C3: Quebrada El Boldo, parte baja

Consiste en un tramo de ignimbrita (Figura 4.8.) que se encuentra dislocada por falla y estratigráficamente subyace a la ignimbrita de color blanco descrita en la columna anterior. Se expone al fondo de la quebrada El Boldo (UTM 512.709 m E-7.262.370 m N).

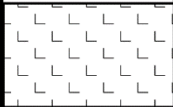
Columna C3: Quebrada El Boldo, parte baja. 512.709 m E - 7.262.370 m N														
Edad	Unidad	Escala (m)	Litología	Textura						Estructuras Internas	Muestras	Facies	Asociaciones de facies	
				Cubierto	Limos/CF	Arena Fina	Arena Media/CG	Arena Gruesa	Gravilla/LF					Grava/LG
Mioceno inferior	Mit*	10										D100318-6t	F14	

Figura 4.8. Sección estratigráfica realizada en la parte baja de quebrada El Boldo.

- 8 m de ignimbritas con pómez de hasta 30 cm de diámetro con biotitas en cúmulos verticales según el plano (001) y cristales bien desarrollados de cuarzo. Contiene cristales de plagioclasa y anfíbol, además de líticos volcánicos porfíricos de distintas composiciones. La matriz (Figura 4.9.) es tamaño ceniza fina color pardo grisáceo. Microscópicamente (muestra D100318-6t), se reconocen esquirlas. Podría pertenecer a Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).



Figura 4.9. Matriz de ignimbrita.

4.1.4. Columna C4: Quebrada Tocomar, parte baja

Sucesión clástica con poco aporte de material piroclástico (Figura 4.10.) expuesta en la ladera norte del extremo occidental de la quebrada Tocomar (UTM 508. 901 m E-7.268.171 m N/509.609 m E-7.267.805 m N). La base de la columna se encuentra en el fondo de la quebrada y el techo corresponde a la superficie de erosión actual.

- 3 m de conglomerado clasto soportado polimítico, con formas acanaladas cortándose entre sí, las cuales indican un flujo N10°E. Se reconoce gradación normal, desde líticos tamaño bloques a tamaño grava, clastos imbricados *ca.* 5° hacia el W y desarrollo de estratificación paralela. Los clastos son subredondeados volcánicos porfíricos de color rojizo, gris oscuro y violáceo, líticos de ignimbritas color anaranjado y clastos microcristalinos indiferenciados con abundantes cristales de anfíbol. La matriz es tamaño arena media con cristales de plagioclasas, cuarzo y anfíbol. Bajo el microscopio (muestra D110118-1t), se identifican clastos con alto contenido de cuarzo con textura granoblástica. Cabe mencionar, la presencia de lentes de areniscas de potencia centimétrica, los que, por motivo de escala, no son representados en la columna estratigráfica. Estos lentes son de color pardo claro y de grano medio a grueso.

- 15 m de tramo cubierto

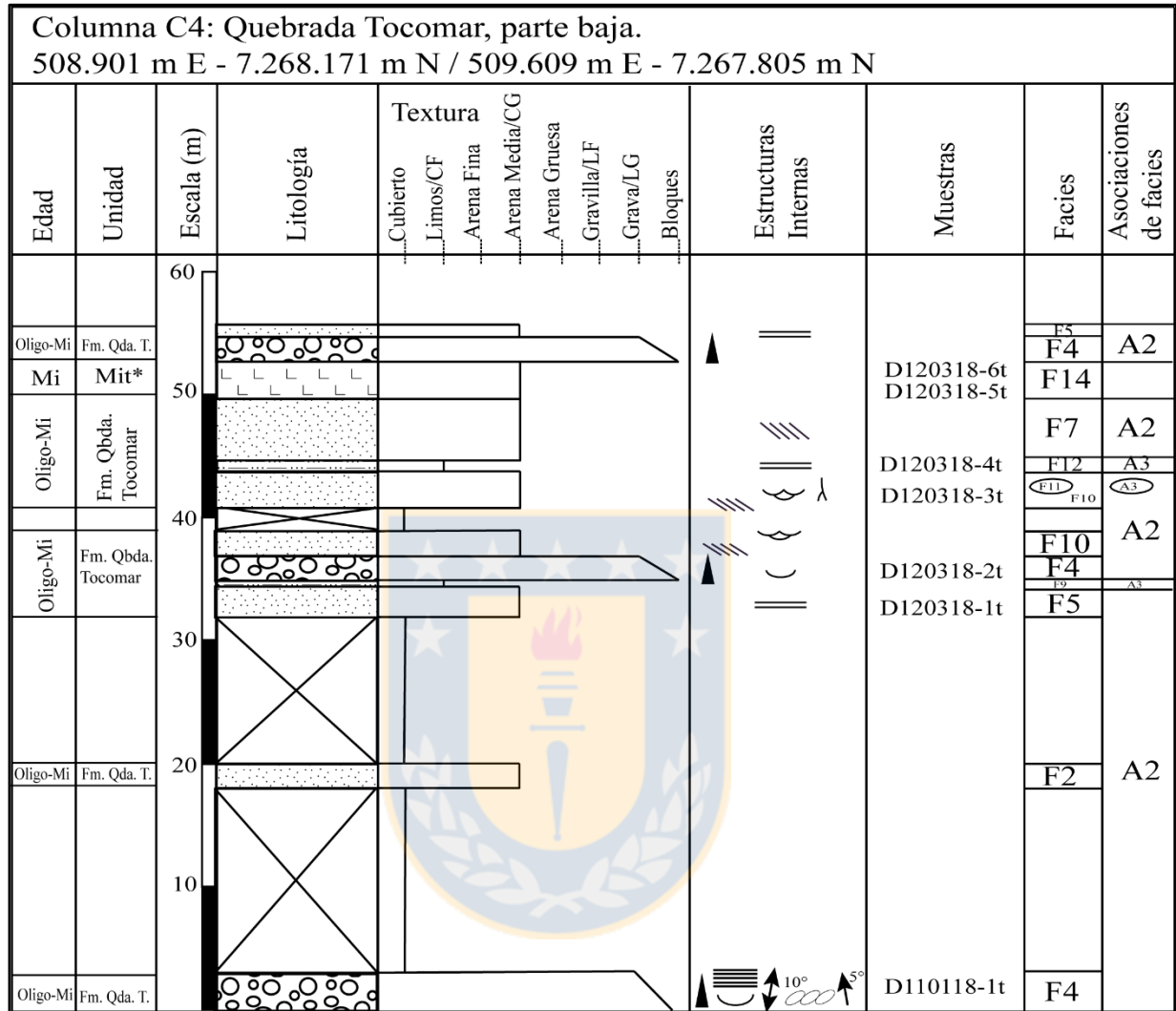


Figura 4.10. Sección estratigráfica levantada en la parte baja de quebrada Tocomar. Oligo: Oligoceno; Mi: Mioceno inferior; Fm.: Formación; Qda.: quebrada; T.: Tocomar.

- 2 m de arenisca con arquitectura tabular de color pardo claro. Son masivas, de grano medio, con selección moderada y granos subredondeados, siendo texturalmente submaduras. Contienen cuarzo, plagioclasa y abundantes líticos volcánicos porfíricos de color gris oscuro, pardo anaranjado y violáceo. Son inmaduras composicionalmente.

- 12 m de tramo cubierto.

- 2,5 m de arenisca con arquitectura irregular. Se reconoce desarrollo de laminación paralela. Son areniscas de grano medio con una selección buena a moderada, siendo texturalmente submaduras. Se compone de plagioclasas, anfíboles, cuarzo, opacos y líticos. Bajo el microscopio (muestra D120318-1t), se logran identificar clastos volcánicos porfíricos con fenocristales bien desarrollados de plagioclasa y hornblenda en una masa fundamental afanítica, además de clastos con granos de cuarzo con textura granoblástica.

- 0,5 m de limolita con forma irregular de color rosado claro. No muestra desarrollo de estructuras sedimentarias.

- 2 m de conglomerados clasto soportados polimícticos con formas acanaladas. Se reconoce gradación normal. Los clastos son subredondeados de hasta 1 m de diámetro, de rocas volcánicas porfíricas de distintas composiciones y en menor proporción, líticos de areniscas cuarcíferas. La matriz es tamaño arena media a gruesa con plagioclasas, cuarzo, anfíbol y líticos. Microscópicamente (muestra D120318-2t), se identifican líticos de areniscas cuarcíferas, arcillas y cemento carbonático poikilotópico.

- 2 m de areniscas con arquitectura variable entre tabular a irregular y de color pardo claro. Se observa desarrollo de estratificación cruzada planar en la base y hacia techo se identifica estratificación cruzada en artesa. Las areniscas son de grano medio, con selección moderada y granos subredondeados, siendo submaduras texturalmente. Está constituida por cuarzo, feldespatos y líticos de distintas composiciones. Son composicionalmente inmaduras.

- 2 m de tramo cubierto.

- 3 m de areniscas con arquitectura que varía entre tabular a irregular de color pardo claro. En la base, muestra desarrollo de estratificación cruzada planar, mientras que hacia techo, se identifica estratificación cruzada en artesa. En algunos sectores, se ven estructuras con forma de tubos, que son posiblemente marcas de raíces. Además, en la base de este depósito, se reconocen canales de conglomerados de espesores decimétricos (*ca.* 40 cm) tamaño gravilla que gradan a arenas y capas centimétricas de limolitas con posibles estructuras de deformación (Figura 4.11.). Las areniscas

son de grano medio con una selección moderada, siendo submaduras texturalmente. Están compuestas de cuarzos, plagioclasas y líticos volcánicos de diferentes composiciones. Son inmaduras composicionalmente. Los conglomerados con clastos tamaño gravilla, contienen líticos redondeados volcánicos porfíricos y clastos de cuarcitas en menor proporción. Se extrae una muestra de la matriz de estos conglomerados (muestra D120318-3t), en la cual, bajo el microscopio, es posible identificar cristales de plagioclasa, cuarzo, microlina, opacos, anfíbol, biotita y líticos de limolita. Se reconocen arcillas y cemento carbonático poikilotópico.

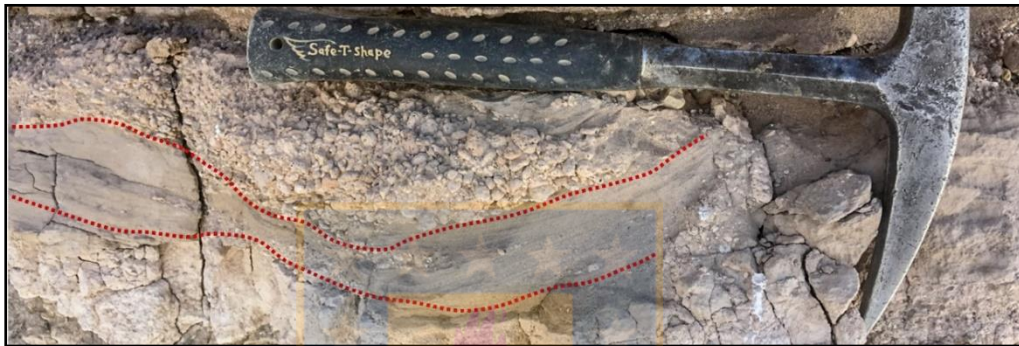


Figura 4.11. Capa centimétrica de limolita. Se observan posibles estructuras de deformación. Líneas punteadas rojas indican esta capa de limolita.

- 1 m de limolita fisible con arquitectura irregular, de color rosado claro. Se observa desarrollo de laminación paralela. Bajo el microscopio (muestra D120318-4t), se identifica cuarzo, opacos y arcillas. En algunos sectores del corte transparente, se reconoce una laminación ondulada (*wavy-lamination*).

- 5 m de areniscas. Se observan capas de esta litología con potencia decimétrica (*ca.* 20 cm) agrupadas en *coset* de *ca.* 5 m. En algunos sectores, se reconocen formas acanaladas. El depósito tiene un color pardo claro, contiene alternancias de capas centimétricas de limolitas que por motivo de escala no son representadas en la columna estratigráfica y se identifica desarrollo de estratificación cruzada planar. Estas areniscas son de grano medio con una selección moderada, siendo submaduras texturalmente. Se componen de cuarzo, feldespatos y líticos de diferentes composiciones, composicionalmente inmaduras.

- 3 m de ignimbrita de color rosado parduzco. Contiene líticos de intrusivos y de rocas volcánicas porfíricas de hasta 15 cm de diámetro y abundantes pómez. Las pómez tienen una textura fibrosa. Contienen plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotitas en cúmulos verticales siguiendo el plano (001) y en corte transparente (muestra D120318-6t) se reconoce vidrio y cristales de calcita. La matriz de la ignimbrita es cinerítica con cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y bajo el microscopio (muestra D120318-5t), se identifica ortoclasa, microclina, cristales de plagioclasa fragmentados, esquirlas y cemento carbonático. Se sugiere que corresponde a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 2 m de conglomerado clasto soportado polimíctico, con arquitectura irregular y gradación normal desde clastos tamaño bloques a tamaño grava. Los clastos son subredondeados volcánicos porfíricos de color rojizo, gris oscuro y violáceos y líticos de ignimbritas. La matriz es tamaño arena media con cristales de plagioclasa, cuarzo y líticos de distintas composiciones.

- 1 m de arenisca con arquitectura irregular, de color pardo claro y con desarrollo de laminación paralela. La arenisca es de grano medio con selección moderada, siendo texturalmente submadura. Se componen de cuarzos, plagioclasas y líticos volcánicos porfíricos de diferentes composiciones. Es inmadura composicionalmente.

4.1.5. Columna C5: Quebrada Tocomar, parte baja-media

Secuencia clásica con bajo aporte de material piroclástico (Figura 4.12.) identificada en la ladera norte de la parte media occidental de la quebrada Tocomar (UTM 512.783 m E-7.267.269 m N). La base de la columna consiste en una unidad de ignimbrita en el fondo de la quebrada y el techo corresponde a la superficie de erosión actual.

- 2 m de ignimbrita cinerítica. Contiene clastos de intrusivos de hasta 10 cm de diámetro, líticos volcánicos porfíricos de distintas composiciones y pómez. Las pómez contienen cristales de cuarzo, anfíbol, biotita y plagioclasas. La matriz es tamaño ceniza fina. Se sugiere que pertenece a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 5 m de tramo cubierto.

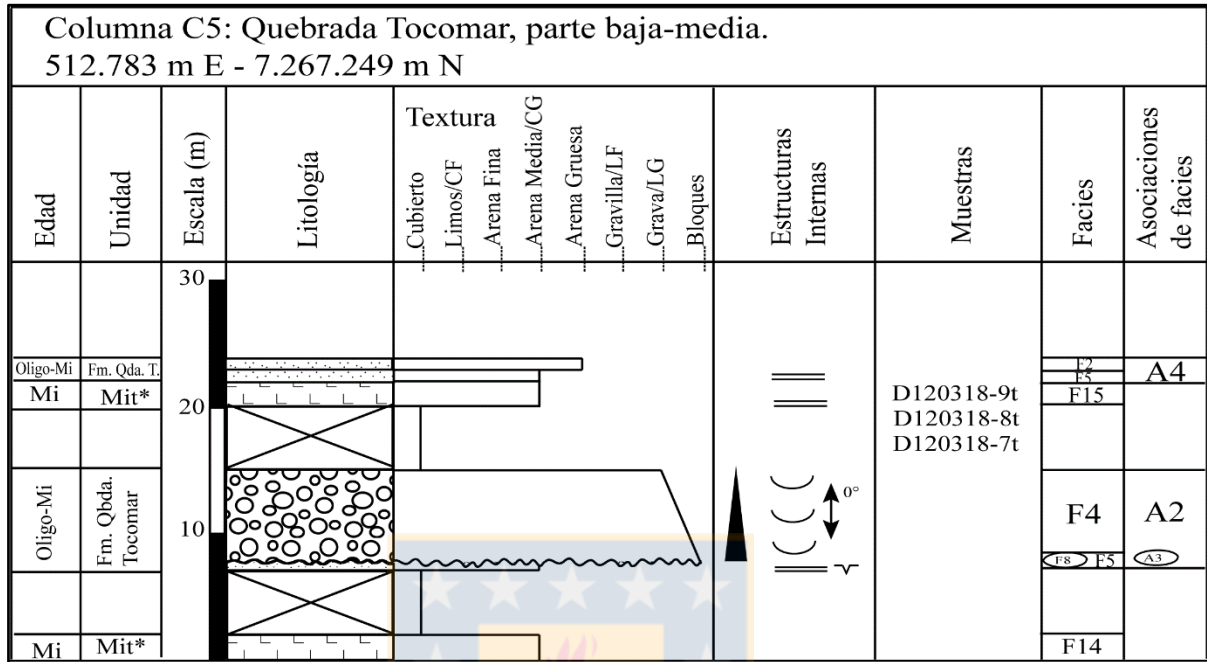


Figura 4.12. Sección estratigráfica realizada en la parte baja-media de quebrada Tocomar. Oligo: Oligoceno; Mi: Mioceno inferior; Fm.: Formación; Qda.: quebrada; T.: Tocomar.

- 1 m de arenisca con arquitectura irregular de color pardo claro. Se observa desarrollo de laminación paralela (Figura 4.13.) y capas de limos irregulares de *ca.* 30 cm de potencia de color pardo claro con grietas de desecación (Figura 4.13.). La arenisca es de grano medio con una selección buena a moderada, siendo texturalmente submadura. Se compone de cuarzo, feldespatos y líticos de rocas volcánicas porfíricas. Es inmadura composicionalmente.

- 7 m de conglomerado clasto soportado polimíctico, con intercalaciones de capas de *ca.* 30 cm de potencia de areniscas de grano fino. Se observan formas canalizadas de *ca.* de 1 a 4 m de ancho, las cuales cortan las capas de areniscas infrayacentes en contacto erosivo (Figura 4.14.) y sugieren un flujo NS. Además, se reconoce gradación normal, gradando de clastos tamaño bloques a clastos tamaño grava. Los clastos son subredondeados de hasta 60 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas grises, violáceos y anaranjados, además de líticos de brecha hidrotermal. La matriz es tamaño arena gruesa con granos redondeados de cuarzo, feldespatos y líticos de distintas composiciones.

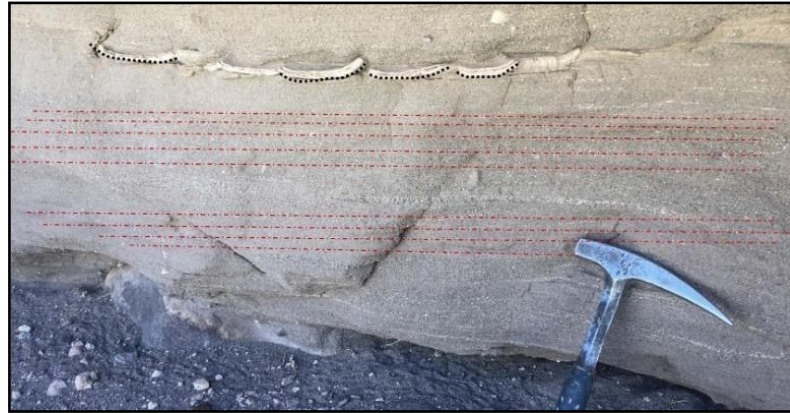


Figura 4.13. Arenisca con laminación paralela y grietas de desecación. Las rectas segmentadas rojas indican la laminación y las líneas punteadas negras muestran las grietas de desecación en capas de limos.



Figura 4.14. Canal de conglomerado cortando capas de areniscas infrayacentes. La línea segmentada roja indica la forma canalizada.

- 5 m de tramo cubierto.

- 2 m de ignimbrita de color rosado claro con niveles ricos en pómez y desarrollo de niveles laminados (Figura 4.15.). En la base se encuentran 25 cm de nivel “pómez soportado” y hacia techo aparecen 40 cm de alternancia de niveles cineríticos y niveles ricos en pómez de hasta 10 cm de

potencia. Además, a 50 cm de la base de la ignimbrita, se observa una capa de 20 cm de arenisca epiclástica de grano medio a grueso, de la cual se extrae la muestra D120318-9t y bajo microscopio se identifica la presencia de ceniza, cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol, epidota, líticos volcánicos desvitrificados y esquirlas. Por su parte, las pómez tienen una textura masiva, contienen cristales de biotita bien desarrollados, plagioclasas, cuarzo y microscópicamente (muestra D120318-8t), se reconoce vidrio. En tanto, la matriz de la ignimbrita se compone de plagioclasas, cuarzo, anfíbol, biotitas y líticos de distintas composiciones. Bajo el microscopio, en una muestra de la matriz (muestra D120318-7t), se identifican cristales fragmentados de plagioclasa y vidrio. Esta ignimbrita podría corresponder a un flujo de la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

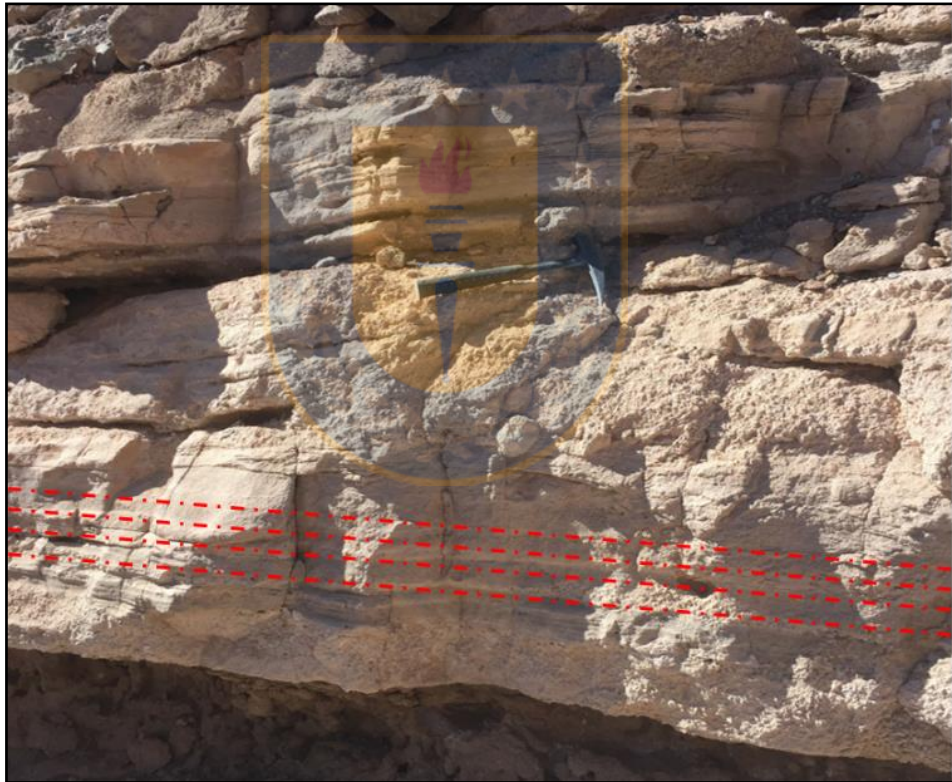


Figura 4.15. Depósito de ignimbrita laminado. Podría corresponder a un flujo de la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit).

- 2 m de alternancia de capas de areniscas con una arquitectura irregular. Se reconocen capas de areniscas de color pardo claro y pardo rosado claro, con desarrollo de laminación paralela. La capa infrayacente es una arenisca de grano medio, mientras que hacia techo, se identifica una arenisca

de grano grueso. Ambas areniscas tienen una selección moderada y los granos son subredondeados, siendo texturalmente submaduras. Tienen composiciones muy similares, con cuarzo, feldespatos, biotitas, anfíboles y líticos volcánicos porfíricos, siendo inmaduras composicionalmente.

4.1.6. Columna C6: Quebrada Tocomar, parte media

Consiste en una sucesión clástica con intercalación de material piroclástico (Figura 4.16.) observada en la ladera norte de la parte media de la quebrada Tocomar (UTM 518.736 m E-7.264.320 m N). La base de la columna se encuentra en el fondo de la quebrada y el techo corresponde a la superficie de erosión actual.

- 7 m de conglomerado clasto soportado polimíctico con formas canalizadas. Se reconoce gradación normal desde líticos tamaño bloque a tamaño grava y desarrollo de clastos imbricados que indican un flujo hacia el W. Los clastos son subredondeados de hasta 1 m de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color gris y violáceo, además de líticos de sienogranitos. La matriz es tamaño arena media con granos de cuarzo, feldespatos y líticos de variadas composiciones.

- 2 m de conglomerado matriz soportado con arquitectura tabular y gradación normal, gradando desde clastos tamaño bloques a clastos tamaño grava. Contiene clastos subredondeados de hasta 20 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de diferentes composiciones, líticos de sienogranitos y de ignimbritas en menor proporción.

- 1 m de arenisca con arquitectura irregular y de color pardo claro. No muestra desarrollo de estructuras sedimentarias y corresponde a una arenisca de grano medio. Tiene una selección moderada, siendo submadura texturalmente y se compone de cuarzo, feldespatos y líticos volcánicos porfíricos, siendo composicionalmente inmadura.

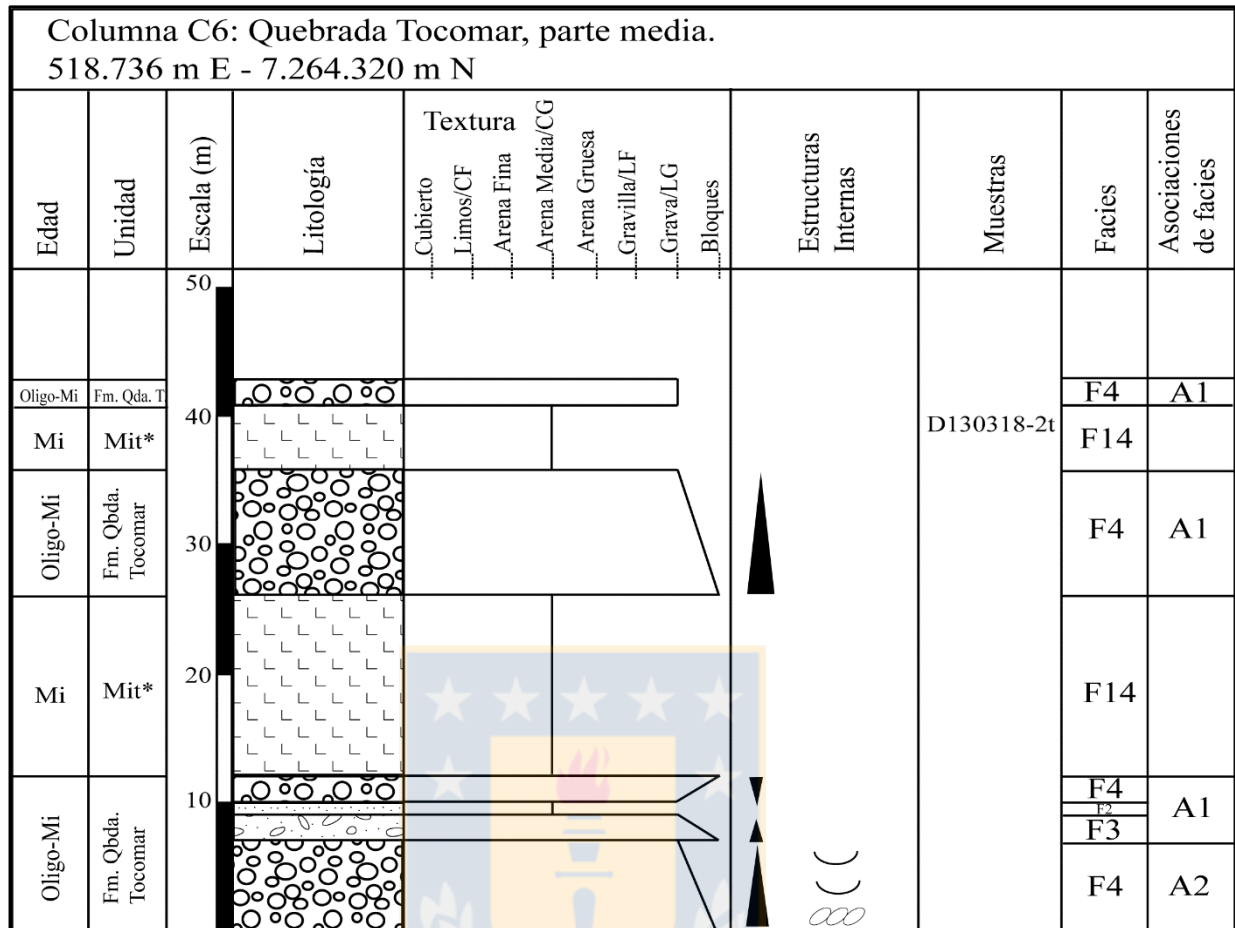


Figura 4.16. Sección estratigráfica realizada en la parte media de quebrada Tocomar. Oligo: Oligoceno; Mi: Mioceno inferior; Fm.: Formación; Qda.: quebrada; T.: Tocomar.

- 2 m de conglomerado clasto soportado polimórfico. El depósito tiene una forma irregular y se identifica gradación inversa, gradando desde clastos tamaño grava a clastos tamaño bloques. Los clastos son subredondeados volcánicos porfíricos de color gris, violáceo y rojizo. La matriz es de tamaño arena media con granos redondeados de cuarzo, plagioclasas y líticos indiferenciados.
- 14 m de ignimbrita de color rosado blanquecino. Contiene líticos de hasta 45 cm de diámetro de diferentes composiciones. Se identifican clastos volcánicos porfíricos grises, violáceos y pómez. Las pómez tienen abundantes cristales de biotitas dispuestos en cúmulos verticales según el plano (001) y cristales bien desarrollados de cuarzo. Correspondería a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 10 m de conglomerado clasto soportado polimíctico con arquitectura irregular y gradación normal, desde clastos tamaño bloques a clastos tamaño grava. Los clastos son subredondeados de hasta 30 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color gris, violáceos y gris azulado. La matriz es tamaño arena media con granos de cuarzo, feldespatos y líticos variados.

- 5 m de ignimbrita de color blanco polimíctica (Figura 4.17.). Se compone por clastos de hasta 5 cm de diámetro, de sienogranitos, rocas volcánicas porfíricas de color gris, violáceo y pardas, además de pómez. Las pómez muestran una textura masiva y contienen escasa biotita. La matriz de esta ignimbrita es cinerítica y se constituye por cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. Microscópicamente (muestra D130318-2t) se identifican cristales de plagioclasa fragmentados, líticos volcánicos desvitrificados, clastos de areniscas cuarcíferas, vidrio y posibles esquirlas. Se sugiere que pertenece a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).



Figura 4.17. Ignimbrita de color blanco con matriz cinerítica. Se sugiere que pertenece a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit)

- 2 m de conglomerado clasto soportado polimíctico con arquitectura irregular y sin desarrollo de estructuras sedimentarias. Los clastos son subredondeados de hasta *ca.* 80 cm de diámetro, de rocas volcánicas porfíricas de diferentes composiciones, líticos de escoria y de lavas afaníticas. La matriz es escasa (*ca.* <10%) de arena fina.

4.1.7. Columna C7: Quebrada Tocomar, parte media-alta

Secuencia clásica sellada por material piroclástico (Figura 4.18.) identificada en la ladera norte de la parte media oriental de la quebrada Tocomar (UTM 522.355 m E-7.261.757 m N). La base de la columna se encuentra en el fondo de la quebrada y el techo consiste en una unidad de ignimbrita.

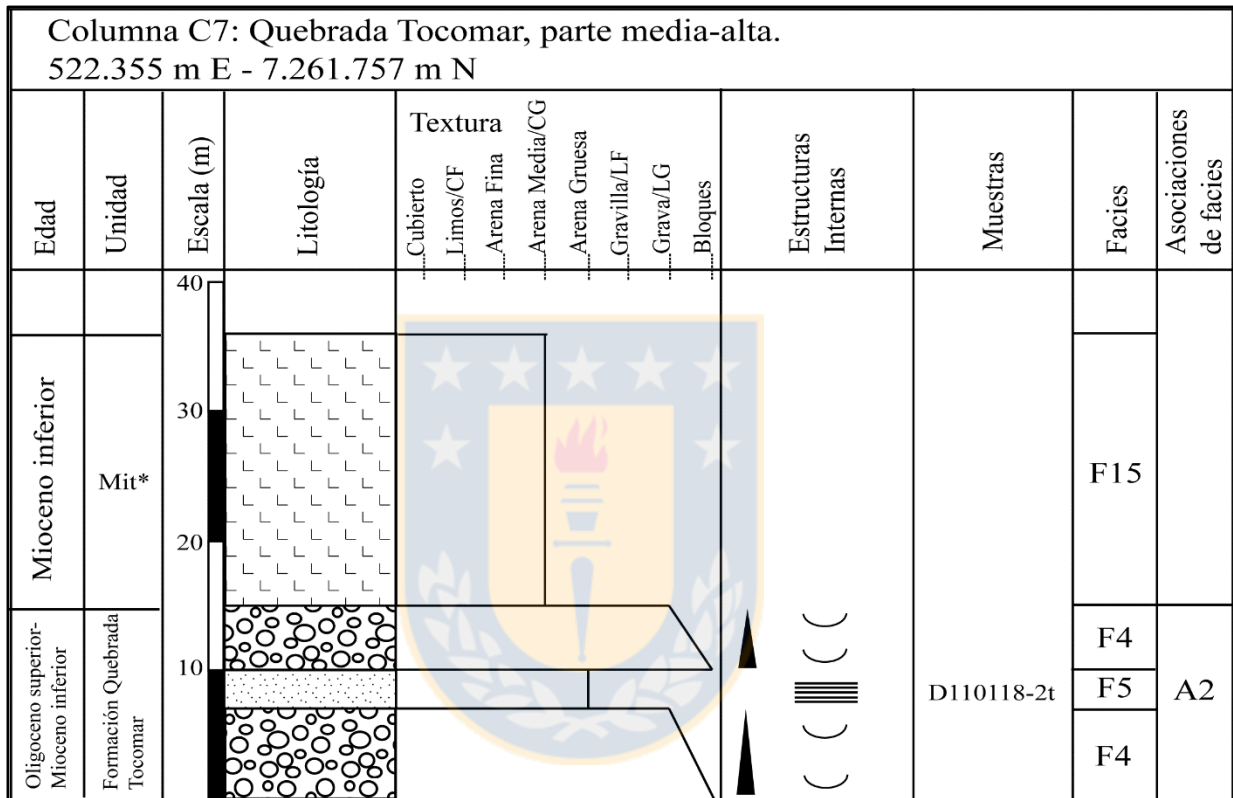


Figura 4.18. Sección estratigráfica levantada en la parte media-alta de quebrada Tocomar.

- 7 m de conglomerado clasto soportado polimíctico con formas acanaladas (Figura 4.19.) de ca. 5 m de ancho y gradación normal, desde clastos tamaño bloques a clastos tamaño grava. Los clastos son subredondeados, ovalados y prismáticos, de hasta 60 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color pardo, gris claro, gris oscuro y violáceo. La matriz es tamaño arena media con granos de cuarzo, plagioclasas y líticas de distintas composiciones.

- 3 m de areniscas dispuestas en capas tabulares de 50 cm de potencia (Figura 4.20.), con desarrollo de estratificación paralela. Las areniscas son de grano grueso, con selección moderada y granos subredondeados, siendo texturalmente submaduras. Se componen de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y

líticos de rocas volcánicas porfíricas. Microscópicamente (muestra D110118-2t), se distinguen cemento de arcilla (*ca.* <5%). Son composicionalmente inmaduras.



Figura 4.19. Formas acanaladas en conglomerados clasto soportados polimícticos. La línea segmentada roja indica uno de los canales en el depósito.



Figura 4.20. Capas tabulares de areniscas infrayacentes a conglomerados. Las rectas segmentadas rojas indican la estratificación paralela.

- 5 m de conglomerados clasto soportados polimícticos con desarrollo de canales de *ca.* 3 m de ancho cortándose entre sí (Figura 4.21.) y gradación normal, gradando desde clastos tamaño bloques a tamaño grava. Los clastos son subredondeados a redondeados de hasta 1 m de diámetro, de rocas volcánicas porfíricas de color gris, rojizo y violáceo. La matriz es tamaño arena media color pardo claro con granos redondeados de cuarzo, feldespatos y líticos variados.



Figura 4.21. Canales de conglomerados clasto soportados cortándose entre ellos.

- 21 m de ignimbrita de color blanco anaranjado con una base de 10-15 cm de potencia “pómez soportada” (Figura 4.22.). Hacia techo, aumenta el tamaño y el contenido de pómez, llegando hasta los 40 cm de diámetro, mientras ocurre lo contrario con los líticos volcánicos. Los líticos son de hasta 3 cm de diámetro, volcánicos porfíricos de color rojo y gris oscuro. La matriz es tamaño ceniza y está compuesta por vidrio, cristales de cuarzo y biotitas. Correspondería a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

4.1.8. Columna C8: Quebrada Tocomar, parte alta

Sucesión continental clástica intercalada con depósitos de material piroclástico (Figura 4.23.) reconocida en la ladera sur del extremo oriental de la quebrada Tocomar (UTM 531.780 m E-

7.258.974 m N). La base de la columna se encuentra en el fondo de la quebrada y el techo corresponde a una unidad de ignimbrita.



Figura 4.22. Nivel “pómez soportado”. Se encuentra en la base de la ignimbrita.

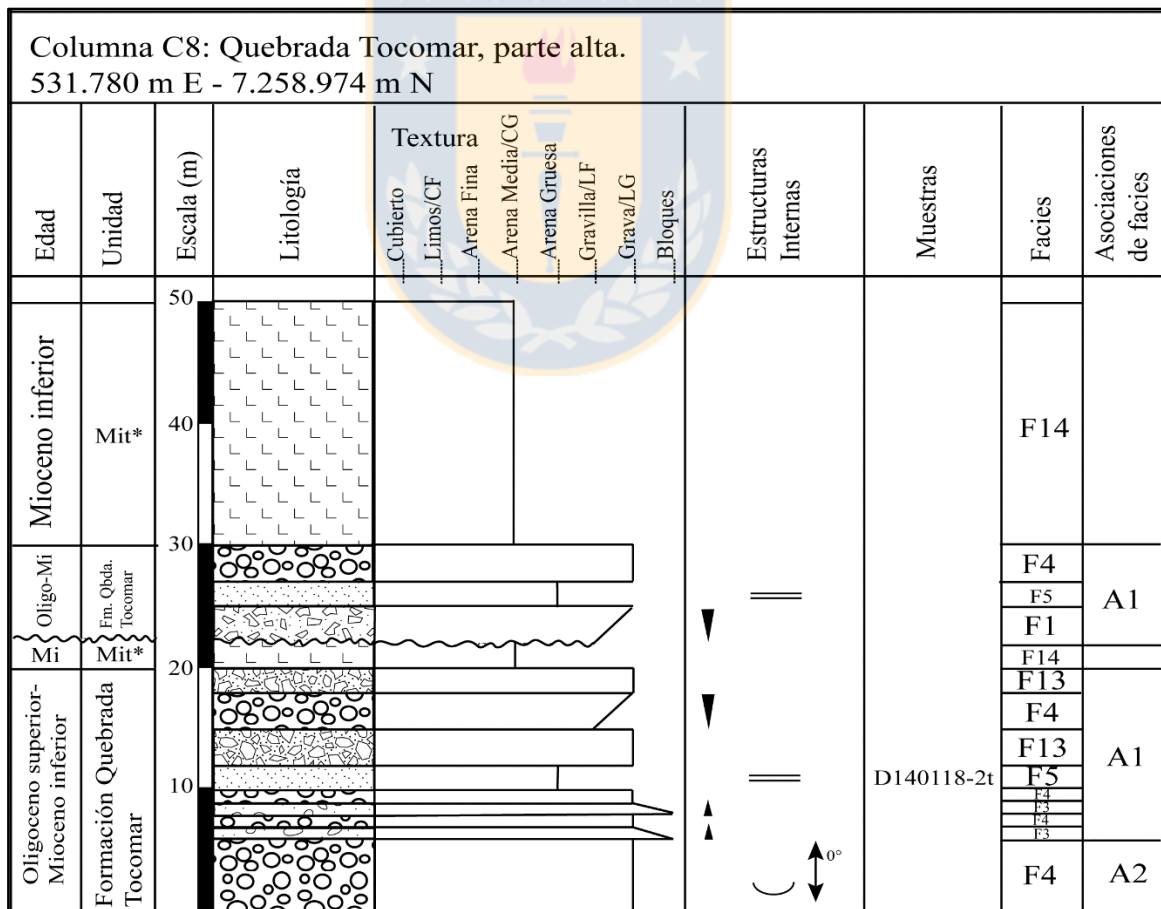


Figura 4.23. Sección estratigráfica realizada en la parte alta de quebrada Tocomar. Oligo: Oligoceno; Mi: Mioceno inferior; Fm.: Formación; Qda.: quebrada.

- 6 m de conglomerado clasto soportado polimítico. Se identifican canales de *ca.* 5 m de ancho que sugieren un flujo NS y se reconocen capas de areniscas de grano grueso de *ca.* 40 cm de potencia. Los clastos son subredondeados de diámetro decimétrico, principalmente de rocas volcánicas porfíricas de color gris, rojizo y violáceo, además de líticos de escoria.

- 4 m de alternancia rítmica de capas métricas de conglomerados matriz soportados y conglomerados clasto soportados. La arquitectura de las capas varía de tabular a irregular. Los conglomerados matriz soportados muestran gradación normal, desde tamaño bloques a tamaño gravas. En tanto los conglomerados clasto soportados son masivos. Los clastos son de hasta 30 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color gris, violáceo y rojizo.

- 2 m de areniscas con arquitectura tabular y de color gris parduzco. Se observa desarrollo de laminación paralela. Las areniscas son de grano grueso, con una selección buena a moderada, siendo texturalmente submadura. Están constituidas por abundantes cristales de plagioclasa, cuarzo y anfíbol. En corte transparente (muestra D140118-2t), se reconocen clastos volcánicos porfíricos monomíticos con fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una masa fundamental afanítica, algunos clastos muestran textura traquítica y otros tienen una textura glomeroporfírica con plagioclasa y anfíbol. En la matriz, se identifican arcillas y cemento de opacos alrededor de granos y rellenando poros. Son composicionalmente inmaduras.

- 3 m de brechas clasto soportadas (Figura 4.24.) polimíticas. La arquitectura del depósito varía de tabular a irregular. Se observa una mala selección. Los clastos son angulosos de hasta 80 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color gris oscuro, rojizo y violáceo.

- 3 m conglomerados clasto soportados polimíticos con arquitectura irregular. Se observa gradación inversa, gradando desde líticos tamaño gravilla a clastos tamaño grava. Los clastos son subredondeados volcánicos porfíricos indiferenciados. La matriz es tamaño arena media con granos redondeados de cuarzo, líticos de distintas composiciones y plagioclasas.



Figura 4.24. Brechas clasto soportadas.

- Se identifican 2 m de brechas clasto soportadas polimícticas. La arquitectura es irregular y se identifica una mala selección. Los clastos son angulosos de hasta *ca.* 20 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas indiferenciadas, líticos de pómez y de escoria.

- 2 m de ignimbrita de color rosado anaranjado (Figura 4.25.). Contiene líticos de rocas volcánicas porfíricas y pómez. Las pómez se componen de cuarzo, vidrio y cristales de biotitas. Se sugiere que corresponde a una facies de la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).



Figura 4.25. Contacto entre ignimbrita y brechas.

- 3 m de brechas matriz soportadas polimícticas en contacto erosivo con ignimbrita inferior. El depósito muestra una arquitectura irregular y gradación inversa, desde clastos tamaño gravilla a líticos tamaño grava. Los clastos son angulosos a subangulosos de hasta *ca.* 25 cm de diámetro, principalmente de rocas volcánicas porfíricas de color gris, pardo oscuro y violáceo, pero también contiene líticos de ignimbrita.

- 2 m de arenisca con arquitectura irregular y desarrollo de laminación paralela. La arenisca es de grano grueso con una selección buena a moderada, siendo texturalmente submadura. Se compone de cuarzo, feldespatos y líticos oscuros indiferenciados. Composicionalmente inmadura.

- 3 m de conglomerados clasto soportados polimícticos. La arquitectura es irregular y son masivos. Los clastos son subredondeados de rocas volcánicas porfíricas de distintas composiciones. La matriz es tamaño arena gruesa con cristales de cuarzo, plagioclasa y líticos indiferenciados.

- 20 m de ignimbrita color pardo claro. Contiene líticos volcánicos porfíricos y pómez. Las pómez se muestran orientadas y se componen de biotita, cuarzo y vidrio. La matriz es vítrea con cristales de cuarzo, biotitas y líticos indiferenciados. Se propone que corresponde a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

4.1.9. Columna C9: Quebrada Lullaillaco, parte baja

Sucesión clásica intercalada con depósitos de material piroclástico (Figura 4.26.), identificada en la ladera norte del extremo occidental de la quebrada Lullaillaco (UTM 530.914 m E-7.272.088 m N). La base de la columna corresponde al contacto con la Formación Agua Escondida y el techo a una unidad de ignimbrita.

- Potencia indeterminada de basamento correspondiente a tobas de la Formación Agua Escondida.

- 7 m de brechas matriz soportadas en contacto erosivo sobre Formación Agua Escondida (Figura 4.27.). El depósito tiene una arquitectura irregular y se observa una mala selección. Contiene clastos angulosos a subangulosos de hasta 25 cm de diámetro, de rocas volcánicas porfíricas de

distintas composiciones y clastos de robas rojizas. La matriz es tamaño arena media con granos de cuarzo, feldspatos y líticos.

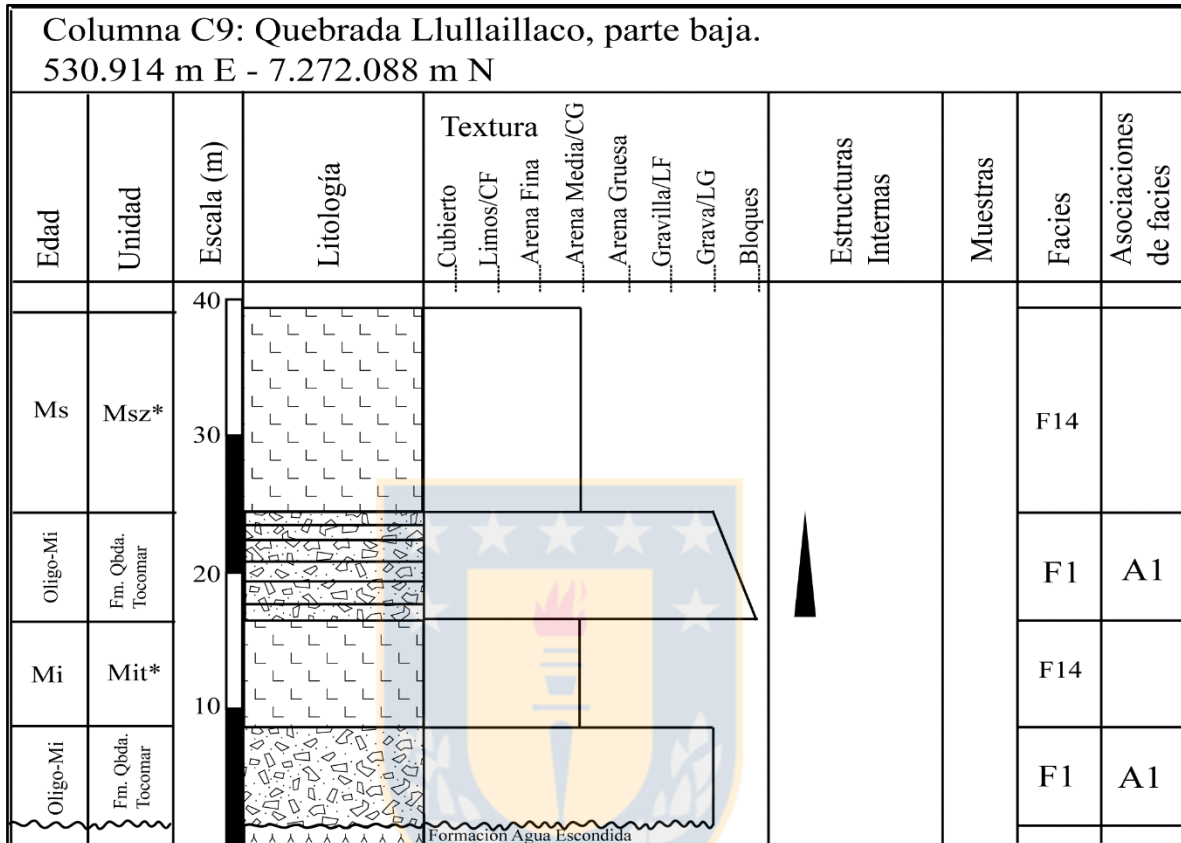


Figura 4.26. Sección estratigráfica levantada en la parte baja de quebrada Llullaillaco. Oligo: Oligoceno; Mi: Mioceno inferior; Fm.: Formación; Qda.: quebrada.

- 8 m de ignimbrita. Contiene clastos volcánicos porfíricos, de tobas y pómez. La matriz es cinerítica. Las pómez se componen de cristales de cuarzo, plagioclasas, anfíbol y biotitas. Correspondería a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 8 m de brechas matriz soportadas polimícticas en capas tabulares. Se identifica gradación normal, gradando desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño gravas. Los clastos son subangulosos, volcánicos porfíricos indiferenciados y de tobas rojizas. La matriz es tamaño arena media con granos de cuarzo redondeados, plagioclasas y líticos de distintas composiciones.

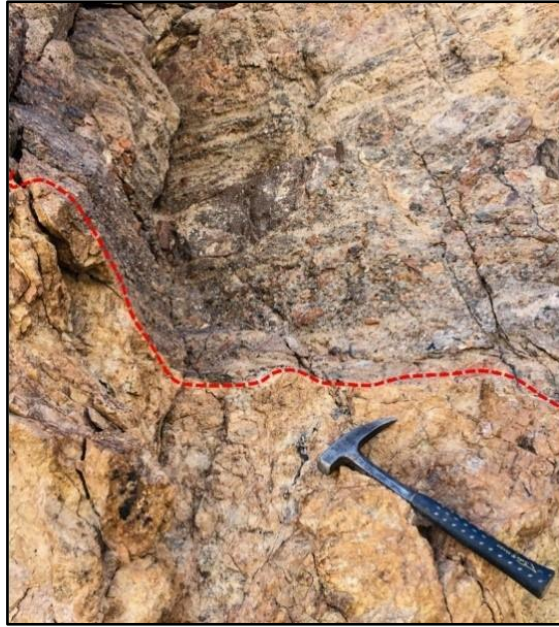


Figura 4.27. Contacto erosivo de brechas sobre Fm. Agua Escondida

- 15 m de ignimbritas. Contiene líticos volcánicos porfíricos de diferentes composiciones indiferenciados y pómez. La matriz es cinerítica. Las pómez contienen cristales de cuarzo, plagioclasa y escaso anfíbol. Se sugiere que pertenece a la unidad Ignimbritas Zorritas (Msz) (Villa *et al.*, en prep.).

4.1.10. Columna C10: Quebrada Llullaillaco, parte alta

Secuencia clástica intercalada con depósitos de material piroclástico (Figura 4.28.), reconocida en la ladera norte de la parte oriental de la quebrada Llullaillaco (UTM 535.295 m E-7.272.932 m N). La base y el techo de la columna corresponde a una unidad de ignimbrita.

- 2 m de ignimbrita de color rosado, la potencia real es desconocida. Contiene líticos volcánicos porfíricos indiferenciados y abundantes pómez de hasta 4 cm de diámetro. La matriz es cinerítica. Las pómez se componen de cristales de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotitas. Se propone que corresponde al flujo basal de la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 10 m de alternancia rítmica de conglomerados clasto soportados y areniscas (Figura 4.29.). Los conglomerados muestran formas acanaladas que sugieren flujos N10°W, N20°W y NS, sin embargo, algunos canales muestran flujos EW. Estos canales tienen hasta 5 m de ancho. Estos conglomerados son polimícticos con clastos subredondeados de hasta 10 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color gris, rojo y violáceo. Por su parte, las capas de areniscas son tabulares y desarrollan estratificación paralela. Corresponden a areniscas de grano grueso con una selección moderada y buen redondeamiento de los granos, siendo texturalmente submaduras. Se componen de cuarzo, feldespatos, máficos (biotita y anfíbol) y líticos indiferenciados. Son inmaduras composicionalmente.

- Sobre lo anterior, se identifican 5 m de ignimbrita. Contiene abundantes líticos volcánicos de hasta 15 cm de diámetro y pómez de hasta 20 cm de diámetro. La matriz es cinerítica con biotita, cuarzo y algunos feldespatos. Las pómez se componen de cristales de anfíboles frescos y en menor medida de biotitas oxidadas y cuarzo. Podría pertenecer a un flujo de la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 2 m de alternancia rítmica de conglomerados clasto soportados y areniscas, similares a las descritas anteriormente. Los conglomerados muestran formas acanaladas. Contienen clastos redondeados de hasta 10 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color rojizo, gris y violáceo. La matriz es tamaño arena media con granos de cuarzo, plagioclasas y líticos variados. En tanto, las capas de areniscas son tabulares y desarrollan laminación paralela. Estas areniscas son de grano grueso y se constituyen de cuarzo, plagioclasas y líticos indiferenciados.

- 2 m de ignimbrita. Contiene líticos volcánicos porfíricos indiferenciados y pómez de hasta 20 cm de diámetro. La matriz es cinerítica con cristales de cuarzo y plagioclasa. Las pómez se componen de cristales de cuarzo, plagioclasas, anfíbol y biotitas. Correspondería a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

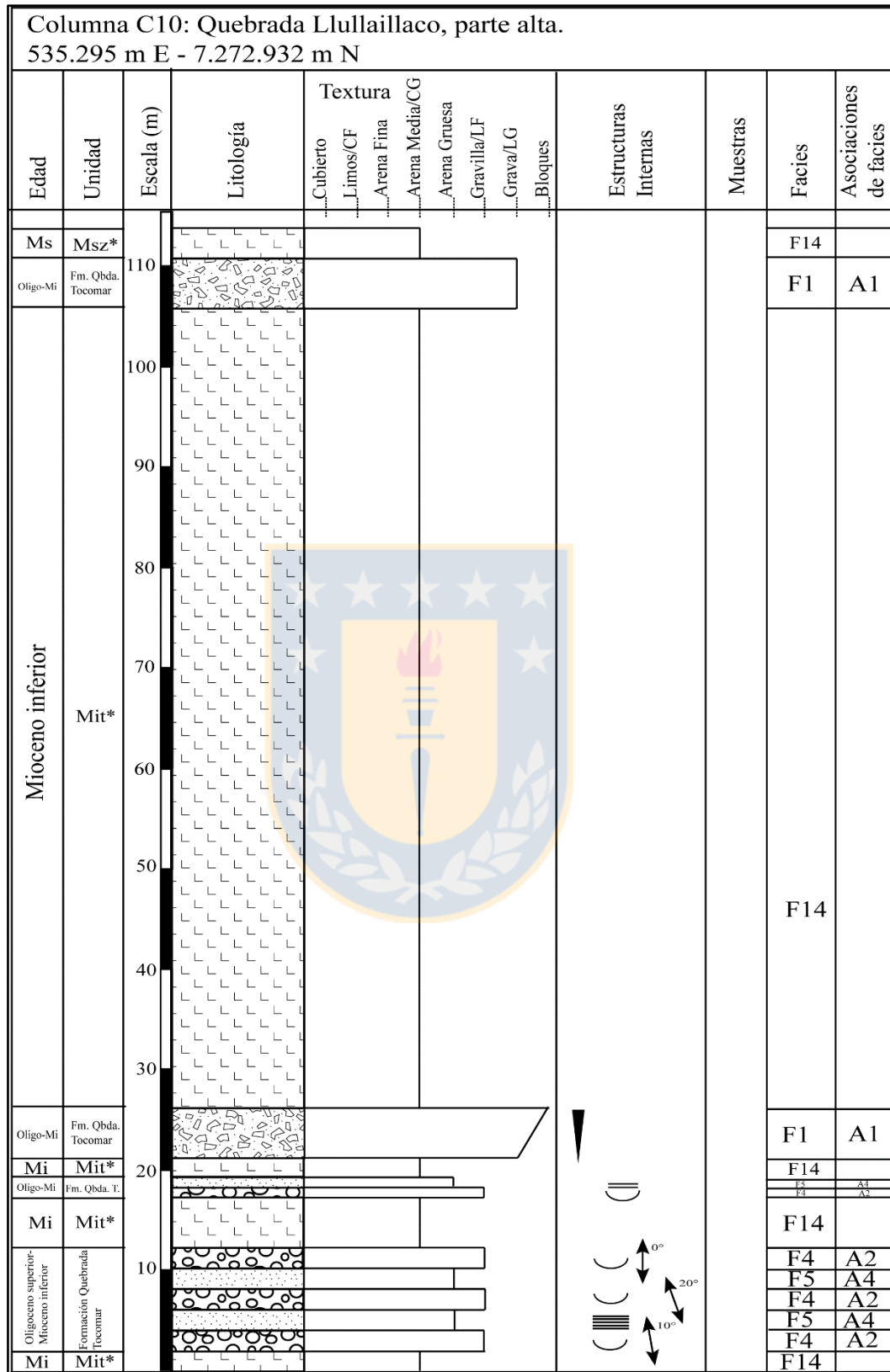


Figura 4.28. Sección estratigráfica levantada en la parte alta de quebrada Llullaillaco. Oligo: Oligoceno; Mi: Mioceno inferior; Fm.: Formación; Qda.: quebrada; T.: Tocomar.

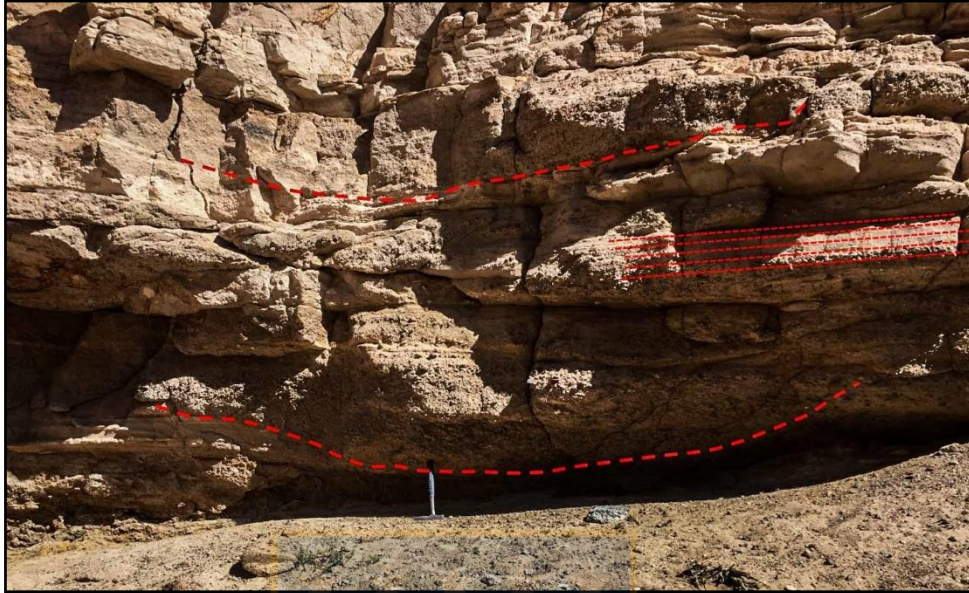


Figura 4.29. Canales en conglomerados y capas tabulares de areniscas. Las líneas segmentadas rojas indican las formas acanaladas, mientras que las rectas punteadas muestran la estratificación.

- 5 m de brechas matriz soportadas (Figura 4.30.) polimícticas. La arquitectura es irregular y desarrolla gradación inversa, gradando desde líticos tamaño grava a clastos tamaño bloques. Los clastos son angulosos a subangulosos, dispuestos en forma caótica, alcanzando diámetros de hasta 1,6 m. Corresponden a clastos de rocas volcánicas porfíricas de color gris y rojizo, líticos de dacita y algunos clastos de pómez. La matriz es de tamaño arena fina con granos de cuarzo, feldespatos y líticos indiferenciados.

- 80 m de ignimbrita. Se reconocen dos flujos en contacto irregular, donde el flujo superior incorpora fragmentos del inferior (Figura 4.31.). El flujo inferior es de color rosado, mientras que el flujo superior es de color gris blanquecino. Se observan líticos de hasta 20 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas rojas y violáceas, además de líticos volcánicos afaníticos y pómez. Las pómez son de hasta 20 cm de diámetro y se componen de cristales de cuarzo, plagioclasa, vidrio y biotitas. Se sugiere que corresponde a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).



Figura 4.30. Brechas matriz soportadas con gradación inversa. Los clastos están dispuestos en forma caótica y alcanzan diámetros de hasta 1,6 m.



Figura 4.31. Contacto irregular entre dos flujos de ignimbritas.

- 5 m de brechas matriz soportadas polimícticas. El depósito tiene una arquitectura irregular y es masivo. Se observa una mala selección. Los clastos son angulosos a subangulosos de hasta 25 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color gris y violáceo. La matriz es tamaño arena media a fina con granos de cuarzo, feldespatos y líticos de distintas composiciones.

- 3 m de ignimbrita. Contiene líticos volcánicos porfíricos, pómez, cristales de cuarzo, plagioclasas y biotitas. La matriz es cinerítica. Las pómez son de color blanco y textura fibrosa. Se sugiere (Montecino, com. pers.) que pertenece a la unidad Ignimbritas Zorritas (Msz) (Villa *et al.*, en prep.).

4.1.11. Columna C11: Quebrada Las Zorritas, parte baja

Consiste en una sucesión clástica que yace, en inconformidad, sobre un intrusivo correspondiente a una granodiorita. Se encuentra sellada por depósitos piroclásticos (Figura 4.32.) y es identificada en la ladera norte de la parte occidental de la quebrada Las Zorritas (UTM 531.308 m E-7.284.325 m N). La base de la columna consiste en el contacto con el basamento ígneo y el techo corresponde a una unidad de ignimbrita.

- 20 m de alternancia de capas métricas de brechas matriz soportadas y areniscas. En la base de las brechas, se reconocen formas acanaladas que sugieren un flujo NS. Estas capas de brechas muestran gradación normal desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño grava y en algunos sectores, desarrollan estratificación paralela. Contienen clastos angulosos a subangulosos, prismáticos e irregulares de hasta 30 cm de diámetro, correspondientes principalmente a rocas volcánicas porfíricas de color gris oscuro y rojizo, además de tobas cristalinas y vítreas y areniscas cuarcíferas. La matriz es tamaño arena fina de color pardo claro con granos de cuarzo, feldespatos y líticos indiferenciados. En tanto, las capas de areniscas son tabulares y desarrollan laminación paralela y estratificación cruzada planar. Son areniscas de grano grueso con selección moderada, siendo submaduras texturalmente. Se constituyen de cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita y líticos de diferentes tamaños y composiciones. Bajo el microscopio (muestra D120118-1t), se identifica abundante cemento carbonático correspondiente a microesparita y a cristales de calcita más desarrollados. Composicionalmente inmaduras.

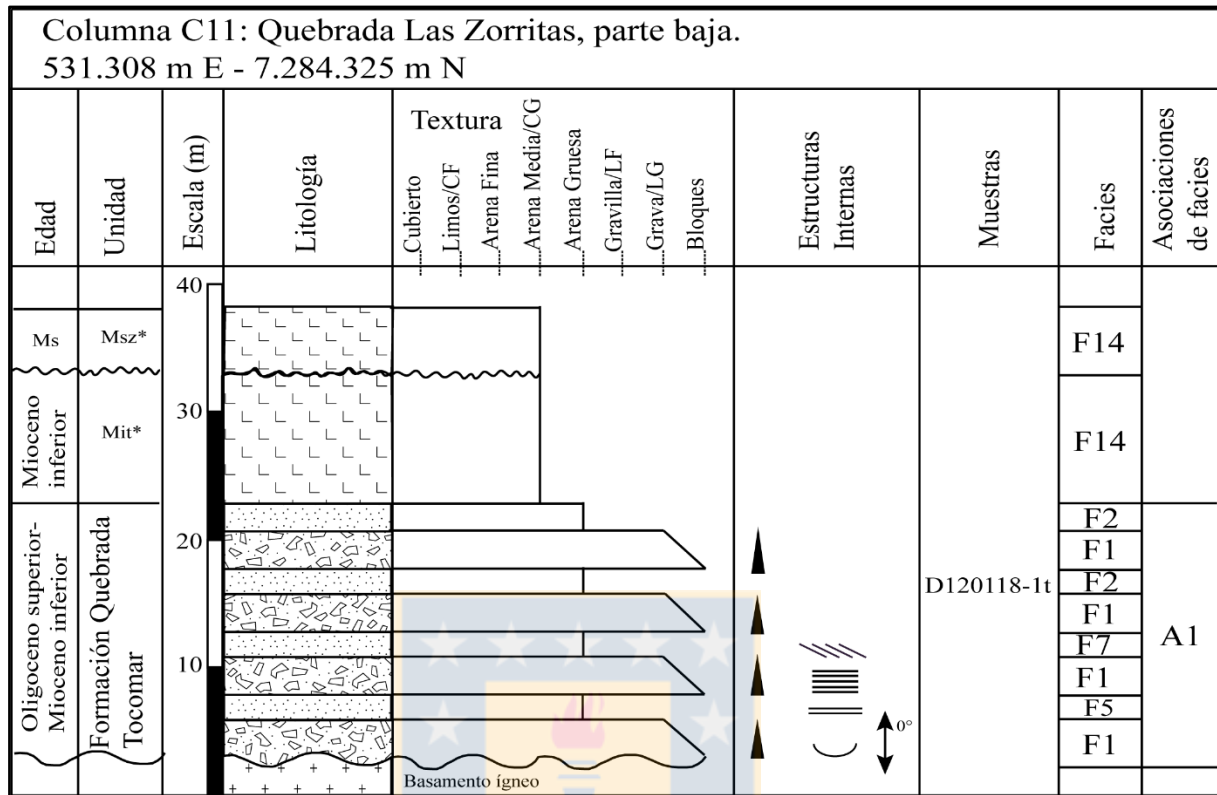


Figura 4.32. Sección estratigráfica levantada en la parte baja de quebrada Las Zorritas. Ms: Mioceno superior.

- 10 m de ignimbrita color blanco a gris blanquecino. Contiene clastos volcánicos porfíricos de distintas composiciones y pómez. La matriz es cinerítica. Las pómez están constituidas de cristales de cuarzo, plagioclasas, biotitas y anfíboles. Correspondería a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- Sobreyacen, en contacto erosivo, 5 m de ignimbrita de color blanco a rosado claro. Contiene líticos volcánicos porfíricos y pómez con textura fibrosa. La matriz es cinerítica. Las pómez se componen de cristales de cuarzo, plagioclasas, escaso anfíbol y biotitas. Podría corresponder a la unidad Ignimbritas Zorritas (Msz) (Villa *et al.*, en prep.).

4.1.12. Columna C12: Quebrada Las Zorritas, parte media-alta

Consiste en una secuencia clástica intercalada con material piroclástico (Figura 4.33.) reconocida en la ladera norte de la parte oriental de la quebrada Las Zorritas (UTM 534.452 m E-7.282.942 m

N). La base de la columna se encuentra en el fondo de la quebrada y el techo corresponde a una unidad de ignimbrita.

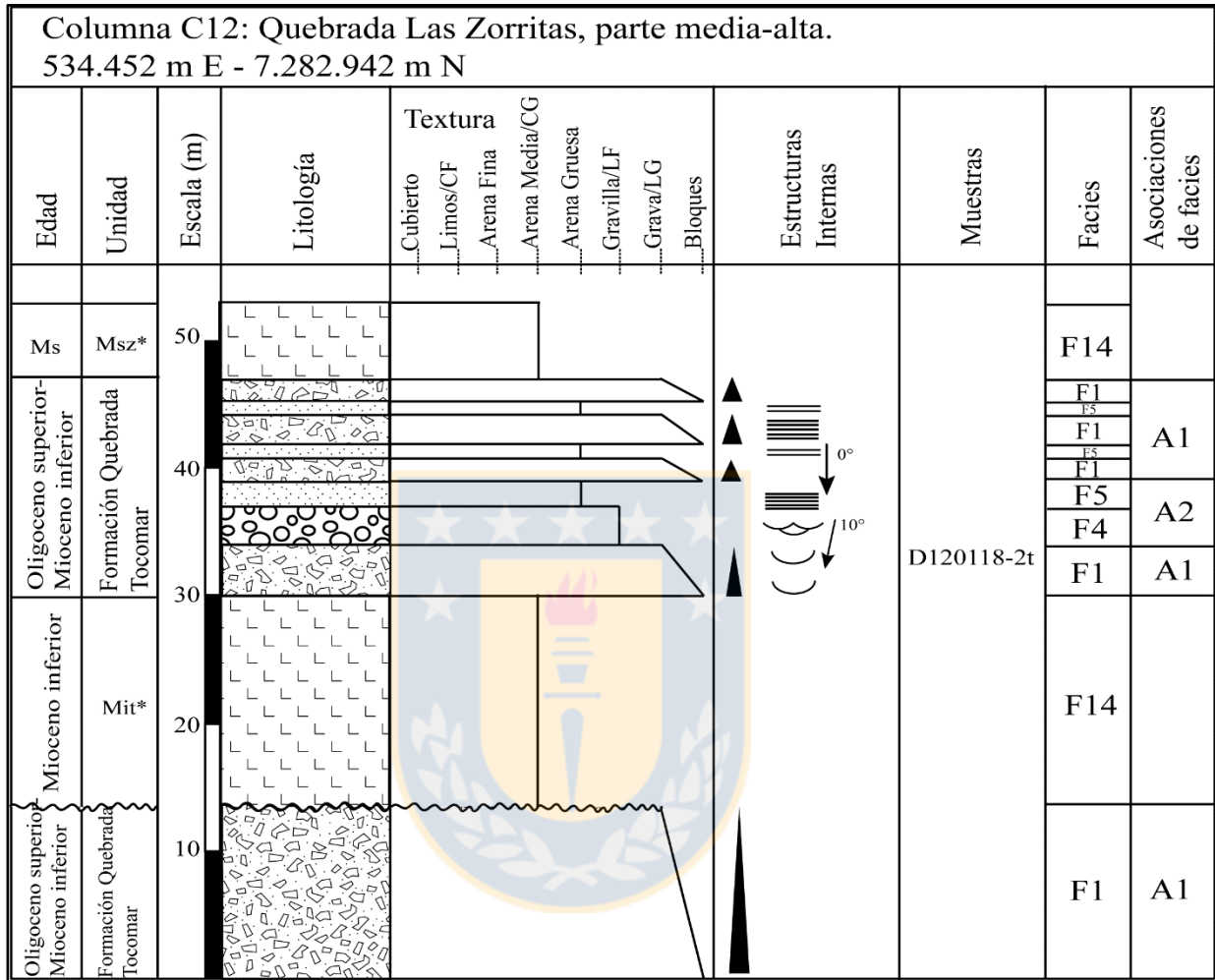


Figura 4.33. Sección estratigráfica realizada en la parte media-alta de quebrada Las Zorritas. Ms: Mioceno superior

- 14 m de brechas matriz soportadas color pardo oscuro polimícticas. La arquitectura del depósito es irregular y se identifica desarrollo de gradación normal, desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño grava. Los clastos son de hasta 30 cm de diámetro angulosos a subangulosos, correspondientes a rocas volcánicas porfíricas de color gris oscuro, violáceo y rojizo. La matriz es tamaño arena media con granos de cuarzo, feldespatos y líticos indiferenciados.

- Sobreyacen, en contacto erosivo, 16 m de ignimbrita de color gris rosado claro. Hacia techo se observan niveles con mayor concentración de pómez. Contiene pómez y líticos volcánicos porfíricos de color gris, negro y rojizo. La matriz es vítrea, tamaño ceniza, con cristales de biotita, cuarzo y plagioclasas. Las pómez son de hasta 20 cm de diámetro y se componen de cristales de cuarzo, plagioclasas y biotitas. Se sugiere que pertenece a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 4,5 m de brechas matriz soportadas con niveles decimétricos de areniscas de grano grueso. El depósito desarrolla formas acanaladas y gradación normal, gradando desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño grava. Las brechas son polimícticas con clastos de hasta 60 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color gris oscuro y rojizo, clastos de intrusivo, de areniscas cuarcíferas y de tobas. La matriz es tamaño arena media y se constituye de plagioclasa, cuarzo y anfíbol. Además, microscópicamente (muestra D120118-2t) se identifica microclina y abundante cemento carbonático con cristales de calcita bien desarrollados.

- 3 m de conglomerados clasto soportados polimícticos. La arquitectura es tabular y se identifica desarrollo de estratificación cruzada en artesa que sugiere flujo NE-SW. Contiene clastos tamaño gravilla de rocas volcánicas porfíricas de color rojizo y líticos de areniscas cuarcíferas.

- 2 m de areniscas con arquitectura tabular. Muestra desarrollo de laminación paralela. Estas areniscas son de grano grueso con moderada selección, siendo texturalmente submaduras. Se componen de cuarzo, feldespatos y líticos indiferenciados. Inmaduras composicionalmente.

- 8 m de alternancia de brechas matriz soportadas y areniscas (Figura 4.34.). Las brechas son polimícticas con una arquitectura tabular. Desarrollan gradación normal, desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño gravas y se observan estratificadas en algunos sectores. Contiene clastos subangulosos de hasta 50 cm de diámetro, de rocas volcánicas porfíricas de color gris y rojizo, líticos de intrusivos y clastos de areniscas cuarcíferas. La matriz es de tamaño arena media con granos de cuarzo, feldespatos y líticos de distintas composiciones. Por su parte, las capas de areniscas son de *ca.* 1 m de potencia, tabulares y con desarrollo de laminación paralela. Son areniscas de grano grueso con una selección moderada, siendo texturalmente submaduras. Están

constituidas por cuarzos, plagioclasas y líticos volcánicos porfíricos indiferenciados. Composicionalmente inmaduras.



Figura 4.34. Alternancia de capas tabulares de brechas matriz soportadas y areniscas.

- 5 m de ignimbrita de color gris claro. Contiene cristales de cuarzo, biotita, vidrio, pómez y líticos. La matriz es tamaño ceniza. Las pómez son de hasta 5 cm de diámetro de color blanco con igual mineralogía. Correspondería a la unidad Ignimbritas Zorritas (Msz) (Villa *et al.*, en prep.).

4.1.13. Columna C13: Quebrada Guanaqueros, parte media-alta

Sucesión continental clástica intercalada con depósitos de material piroclástico (Figura 4.35.) observada en la ladera sur de la parte oriental de la quebrada Guanaqueros (UTM 547.800 m E-7.286.211 m N/547.238 m E-7.286.305 m N). La base de la columna corresponde a una unidad de ignimbrita y el techo a la superficie de erosión actual.

- 1,5 m de ignimbrita de color verde. Contiene líticos volcánicos porfíricos de distintas composiciones, pómez, cristales de plagioclasas, cuarzo, biotitas y vidrio. La matriz es cinerítica. Las pómez son masivas con cristales de cuarzo bien desarrollados, plagioclasa y abundantes biotitas. Se sugiere que pertenece a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

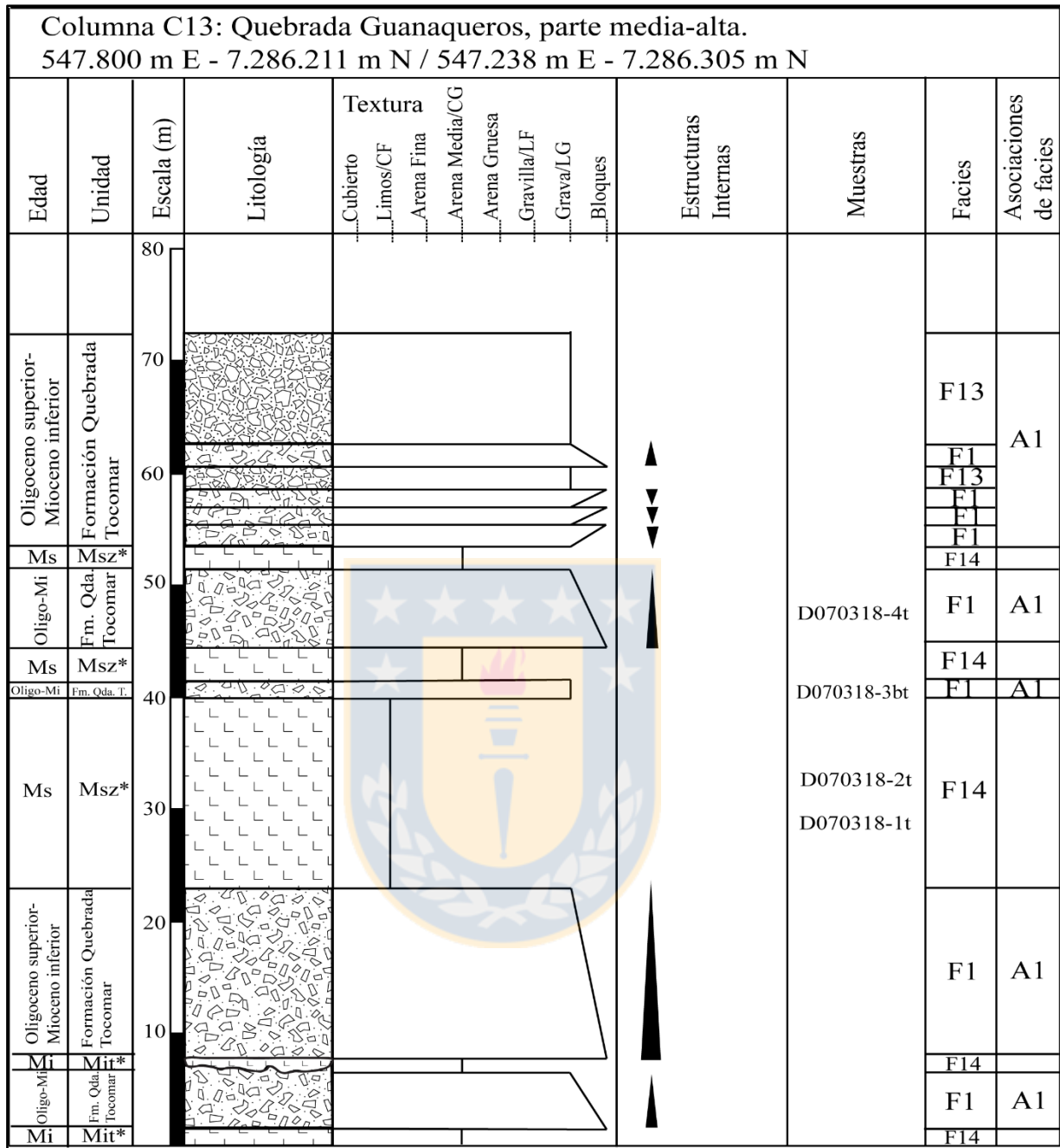


Figura 4.35. Sección estratigráfica observada en la parte media-alta de quebrada Guanaqueros. Oligo: Oligoceno; Mi: Mioceno inferior; Ms: Mioceno superior; Fm.: Formación; Qda.; quebrada; T.: Tocomar.

- 5 m de brechas matriz soportada polimíctica. La arquitectura del depósito es irregular y se observa gradación normal, desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño grava. Los clastos son subangulosos de hasta 4 m de diámetro. La matriz es tamaño arena con granos de cuarzo, feldspatos y líticos.

- Lente de 1 m de potencia de ignimbrita gruesa polimíctica. Contiene pómez, líticos volcánicos, cristales de plagioclasas, cuarzo y biotitas. Las pómez se componen de cuarzo, vidrio, biotitas y plagioclasas. Correspondería a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).
- 15 m de brecha matriz soportada polimíctica. El depósito tiene una arquitectura irregular y grada, en forma normal, desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño gravas. Los clastos son de hasta 4 m de diámetro y corresponden a rocas volcánicas porfíricas de color gris y rojizo. La matriz es de tamaño arena gruesa con cuarzo redondeado, feldespatos y líticos indiferenciados.
- 17 m de ignimbrita. Contiene clastos de hasta 20 cm de diámetro, correspondientes a rocas volcánicas porfíricas de color anaranjado y rojizo. La matriz es cinerítica, de tamaño ceniza fina y contiene escasos cristales de plagioclasa y cuarzo, vidrio y abundantes clastos monomícticos (>30%). En corte transparente (muestras D070318-1t y D070318-2t), se observa cemento carbonático, tanto en cristales finos como bien desarrollados tipo poikilotópico rellenando poros, cemento de arcillas y posibles zeolitas. Se sugiere que pertenece a la unidad Ignimbritas Zorritas (Msz) (Villa *et al.*, en prep.).
- 1,5 m de brechas matriz soportadas polimícticas. La arquitectura es irregular y se observa una mala selección. Contiene clastos subangulosos a angulosos de rocas volcánicas porfíricas de color gris, verde y rojizo. La matriz es tamaño arena con feldespatos, cuarzo y líticos indiferenciados. Bajo el microscopio (muestra D070318-3bt), se identifica cemento carbonático.
- 3 m de ignimbrita monomíctica con clastos de hasta 70 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas indiferenciadas. La matriz es cinerítica, tamaño ceniza fina, con cristales de cuarzo y anfíboles oxidados. Se propone que pertenece a la unidad Ignimbritas Zorritas (Msz) (Villa *et al.*, en prep.).
- 7 m de brechas matriz soportadas polimícticas. La arquitectura es irregular y se identifica gradación normal, desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño gravas. Los clastos son angulosos de hasta 40 cm de diámetro, correspondientes a rocas volcánicas porfíricas de color gris y

anaranjado. La matriz es tamaño arena con cuarzo, plagioclasa y anfíboles. Microscópicamente (muestra D070318-4t), se identifica cemento de arcilla.

- 2 m de ignimbrita de color pardo claro (Figura 4.36.). Contiene clastos volcánicos porfíricos de color gris y anaranjado. La matriz es cinerítica y se compone de cristales de cuarzo, anfíbol y vidrio. Correspondería a la unidad Ignimbritas Zorritas (Msz) (Villa *et al.*, en prep.).

- 5 m de brechas matriz soportadas polimícticas. La arquitectura es irregular y es posible identificar 3 ciclos de gradación inversa, gradando desde líticos tamaño gravas a clastos tamaño bloques. Los clastos son angulosos a subangulosos de hasta 1 m de diámetro, de rocas volcánicas porfíricas de color violáceo y gris. La matriz contiene granos de cuarzo, feldespatos y líticos indiferenciados.

- 2 m de brechas clasto soportadas polimícticas. Se observa una arquitectura irregular y mala selección. Los clastos son subangulosos de hasta 25 cm de diámetro, principalmente de rocas volcánicas porfíricas de color anaranjado. La matriz es de tamaño arena gruesa a media y contiene granos subredondeados de cuarzo, feldespatos y líticos indiferenciados.

- 2 m de brechas matriz soportadas polimícticas. El depósito tiene una arquitectura irregular y muestra una gradación normal desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño gravas. Se observan clastos con disposición caótica y una mala selección. Contiene clastos de hasta 60 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas de color gris y violáceo. La matriz es de tamaño arena media y se compone de granos de cuarzo, feldespatos, biotitas y líticos indiferenciados.

- 10 m de brechas clasto soportadas polimícticas. La arquitectura es irregular y se identifica una mala selección. Los clastos son angulosos de hasta 25 cm de diámetro, correspondientes a rocas volcánicas porfíricas de color gris y violáceo, además de líticos de pórfido con fenocristales de anfíbol. La matriz contiene granos subredondeados de cuarzo, plagioclasa y líticos de diferentes composiciones.



Figura 4.36. Ignimbrita con matriz cinerítica y clastos de diferentes composiciones.

4.1.14. Columna C14: Quebrada Guanaqueros, parte alta

Corresponde a una secuencia intercalada con depósitos de material piroclástico de menor potencia (Figura 4.37.) observada en la ladera sur del extremo oriental de la quebrada Guanaqueros (UTM 548.022 m E-7.285.949 m N). La base es una unidad de ignimbrita y el techo corresponde a la superficie de erosión actual.

- 3 m de ignimbrita de color verde. Contiene abundantes líticos volcánicos porfíricos de distintas composiciones y pómez. La matriz es cinerítica con cristales de cuarzo y anfíbol. Se propone que corresponde a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 7 m de tramo cubierto.

- 15 m de brechas clasto soportadas (Figura 4.38.) polimícticas. Se observa una arquitectura irregular y gradación normal, desde clastos tamaño bloques a líticos tamaño gravas. Los clastos

son angulosos de hasta 40 cm de diámetro, principalmente volcánicos y subvolcánicos. La matriz es tamaño arena media a fina y de color pardo claro, contiene granos de cuarzo, feldspatos y líticos indiferenciados, además de carbonato.

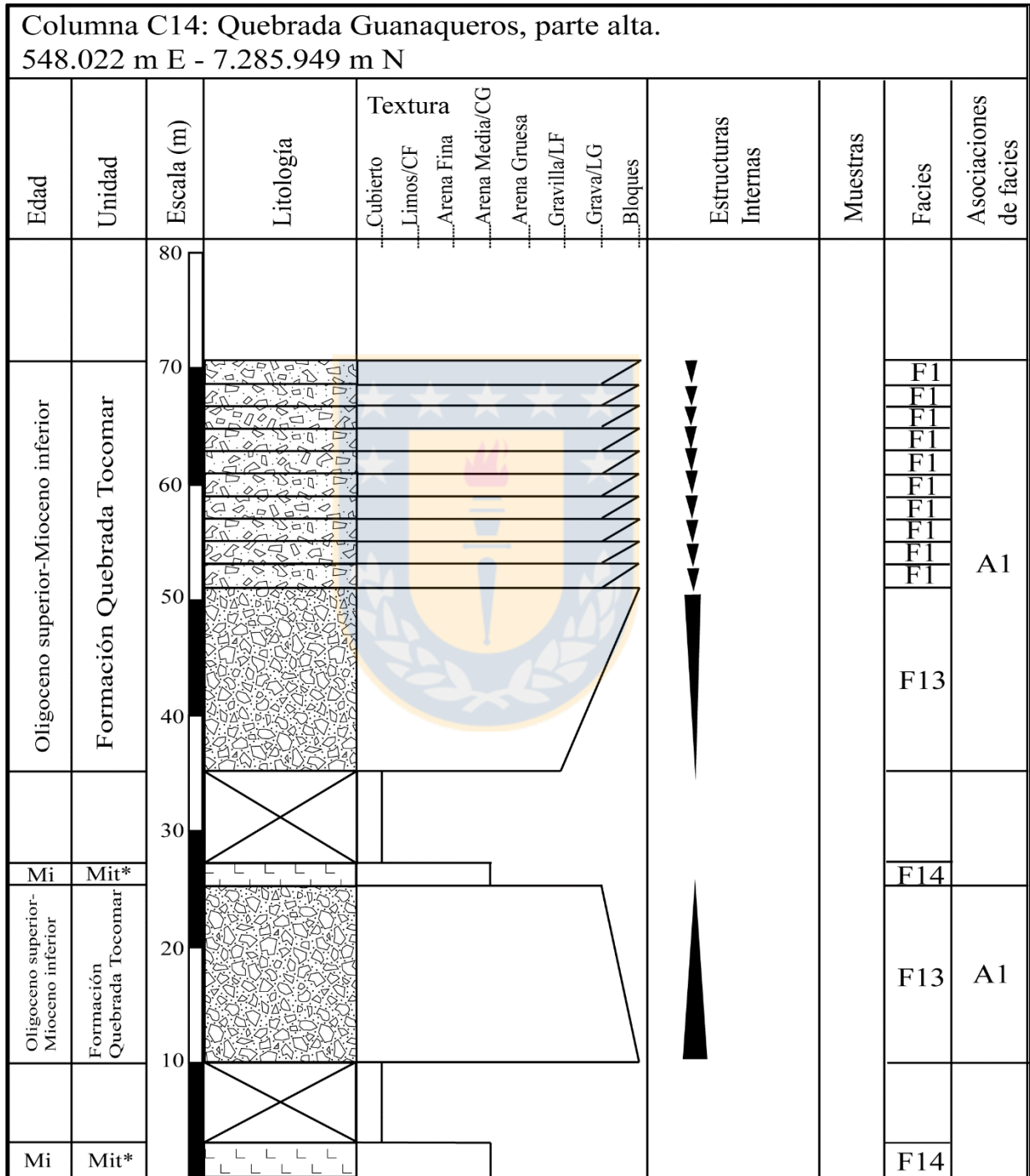


Figura 4.37. Sección estratigráfica identificada en la parte alta de quebrada Guanaqueros. Mi: Mioceno inferior.



Figura 4.38. Brechas clasto soportadas.

- 2 m de ignimbrita con abundantes líticos y pómez. Los líticos son de rocas volcánicas porfíricas de distintas composiciones y hay algunos indiferenciados. La matriz es cinerítica con cristales de plagioclasas, biotitas, anfíbol y cuarzo. Podría pertenecer a la unidad Ignimbritas Tocomar (Mit) (Villa *et al.*, en prep.).

- 8 m de tramo cubierto.

- 15,5 m de brechas clasto soportadas polimícticas. El depósito es irregular y desarrolla una gradación inversa (Figura 4.39.) desde líticos tamaño gravilla a clastos tamaño bloques. En la base se observa una capa de 30 cm de potencia de arenisca de grano medio a grueso con manteo de 5°SE. Los clastos son angulosos de hasta 80 cm de diámetro, principalmente, de rocas volcánicas porfíricas de diferentes composiciones. La matriz es de tamaño arena fina color gris con cuarzitos redondeados, plagioclasas, líticos indiferenciados y máficos como biotitas y anfíbol.

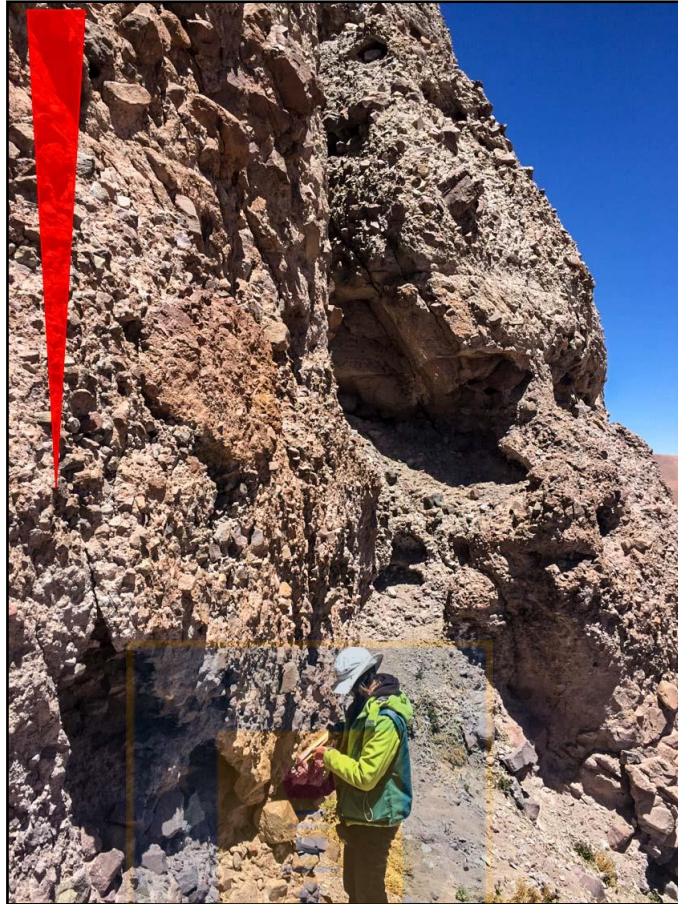


Figura 4.39. Gradación inversa en brechas clasto soportadas.

- 20 m de brechas matriz soportadas polimícticas. Se observan 10 capas irregulares con gradación inversa, de *ca.* 2 m de potencia cada una. Los clastos gradan desde tamaño grava a bloques. Además, se identifican vetas de carbonato E-W. Los clastos son angulosos a subangulosos de hasta 60 cm de diámetro, de rocas volcánicas porfíricas de color gris, rojizo y anaranjado. La matriz es de tamaño arena media color pardo claro con granos redondeados de cuarzo y líticos.

4.1.15. Columna C15: Quebrada Pajonales

Sucesión clástica (Figura 4.40.) identificada en la quebrada Pajonales (UTM 538.197 m E-7.304.451 m N). La base de la columna corresponde al contacto con la Formación Pajonales y el techo consiste en depósitos aluviales del Mioceno superior-Plioceno/Pleistoceno.

y líticos de distintas composiciones. En corte transparente (muestra D030318-2t), se identifican clastos volcánicos desvitrificados, cemento de arcilla y cúmulos de cristales de calcita.



Figura 4.41. Alternancia de capas tabulares de brechas clasto y matriz soportadas. Las líneas punteadas rojas indican la arquitectura de las capas.

- 2 m conglomerado clasto soportado polimíctico con forma acanalada de *ca.* 1,8 m de ancho que grada normalmente a arenisca de grano medio. El conglomerado contiene clastos subredondeados de rocas volcánicas porfíricas, líticos de tobas y de arenisca cuarcífera. Por su parte, las areniscas son de color pardo con una buena selección, siendo texturalmente submaduras. Se componen de cuarzo, feldespatos, biotitas, anfíboles oxidados y líticos de distintas composiciones. Son composicionalmente inmaduras.

- 4 m de conglomerado clasto soportada con intercalaciones de niveles de 10 cm de potencia de arenisca de grano medio. Se observan formas acanaladas de *ca.* 1 m de ancho. Los conglomerados son polimícticos con clastos subredondeados de *ca.* 20 cm de diámetro de rocas volcánicas porfíricas. La matriz es tamaño arena media con granos redondeados de cuarzo, feldespatos y líticos.

- 5 m de areniscas con una arquitectura irregular. Estas areniscas son de color pardo y lateralmente desarrollan estratificación cruzada planar y en artesa. Las areniscas son de grano grueso, los granos

son subredondeados y tienen una buena selección, siendo submaduras texturalmente. Se componen de cuarzo, líticos en menor cantidad y plagioclasas. Son composicionalmente inmaduras.

- 5 m de brechas matriz soportadas en contacto paraconcordante. El depósito es irregular y es de color gris. Los clastos son subangulosos y subprismoidales de hasta 25 cm de diámetro, de rocas volcánicas porfíricas, líticos de areniscas cuarcíferas, clastos de dioritas, de microdioritas, de sienogranitos, clastos con textura bandeada indiferenciados y líticos rojizos porfíricos. La matriz es tamaño arena limosa color pardo grisáceo. Predominan los clastos volcánicos, a diferencia de las brechas infrayacentes. Probablemente correspondan a depósitos aluviales del Mioceno Superior -Plioceno/Pleistoceno.

4.2. Revisión y nueva propuesta estratigráfica

En trabajos de geología regional mencionan la Formación Pampa de Mulas y Gravas de Atacama para referirse a las sucesiones clásticas oligo-miocenas de la parte sur de la región de Antofagasta, donde se ubica el área de estudio.

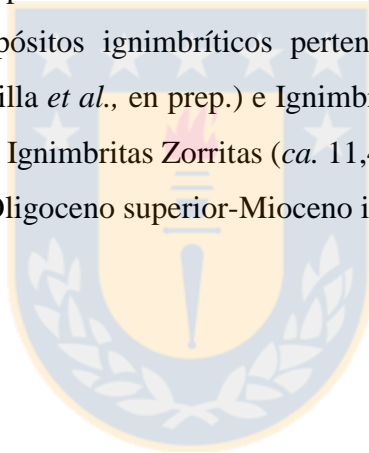
Chong (1973) define la Formación Pampa de Mulas en las hojas de Catalina y Sierra de Varas entre los 24°30' y 25°30'S, al oeste de la cordillera de Domeyko y propone como localidad tipo el sector de pampa de Mulas. Define esta formación como conglomerados y brechas depositadas por avenidas torrenciales en un ambiente desértico con intercalaciones de material volcánico, principalmente cenizas. Este autor describe una sección tipo en aguada de Chépica, al interior de la pampa de Mulas, correspondiente a una sucesión de tufitas y conglomerados con clastos de rocas volcánicas silíceas y de riolitas. Trabajos posteriores desarrollados en el sector (González *et al.*, 2015) indican que los líticos provienen de las unidades paleozoicas y mesozoicas preexistentes (como Formación La Tabla, Complejo Plutónico Sierra de Varas, Formación Profeta, *etc.*) y reconocen que los flujos que acumulan estos depósitos provienen desde la divisora de agua hacia ambos flancos de la cordillera de Domeyko. La Formación Pampa de Mulas sobreyace en discordancia angular sobre rocas volcánicas del Paleoceno-Eoceno (Formación Chile-Alemania) (Chong, 1973; González *et al.*, 2015) y en igual relación, sobre el basamento paleozoico-mesozoico que comprende el núcleo de la cordillera de Domeyko (González *et al.*, 2015).

Mortimer (1973) define las Gravas de Atacama como producto de un alzamiento y denudación del relieve durante el Neógeno, formando gran parte del relleno de las depresiones longitudinales. Sin embargo, carece de una descripción y caracterización litológica completa, localidad tipo y límites bien definidos.

Según lo establecido por Salvador (1994), una formación es la unidad fundamental de la litoestratigrafía, cuya litología debe quedar completamente descrita y se requiere una localidad tipo, una sección tipo y relaciones estratigráficas claras para su definición. Mientras que una unidad informal consiste en denominaciones descriptivas y no como parte de un esquema estratigráfico concreto, por ende, recomienda evitar su uso en publicaciones. En consecuencia, la definición de Chong (1973) de la Formación Pampa de Mulas es válida, ya que cumple con los requisitos expuestos, en contraste, las Gravas de Atacama no es una definición válida y corresponde a una unidad informal.

Como se mencionó anteriormente, los constituyentes de la Formación Pampa de Mulas y de las Gravas de Atacama corresponden a rocas del basamento que constituye el núcleo de la cordillera de Domeyko. En cambio, las sucesiones clásticas estudiadas en este trabajo contienen clastos de un basamento diferente, correspondiente al basamento de la cordillera Occidental y una alta proporción de líticos de los volcanes miocenos. Basándose en Salvador (1994), la litología es un requisito de primer orden para definir una formación. Así, la litología de los depósitos estudiados es distinta a la de la Formación Pampa de Mulas, ya que sus constituyentes son diferentes. Los constituyentes de la Formación Pampa de Mulas son líticos provenientes de la Formación La Tabla, Formación Profeta, Formación Chile-Alemania, Complejo Plutónico Sierra de Varas, *etc.*, por el contrario, los constituyentes de las sucesiones estudiadas en este trabajo son principalmente líticos volcánicos de andesitas y dacitas y en menor proporción, clastos de la Formación Agua Escondida, Formación Zorritas y Complejo Plutónico Imilac. En consecuencia, merecen ser tratadas como unidades litoestratigráficas distintas. Por lo que, en este trabajo, se define la Formación Quebrada Tocomar para referirse a las sucesiones clásticas oligo-miocenas comprendidas entre los 24°-25°S en el flanco occidental de la cordillera Occidental.

La Formación Quebrada Tocomar corresponde a conglomerados, brechas y areniscas con escasas intercalaciones de limolita, son depósitos polimícticos e inmaduros textural y composicionalmente. Se distribuyen al oeste de la cordillera Occidental, formando parte del relleno de la depresión preandina. Se encuentran en pampas y quebradas de la zona de estudio, cuyas mejores exposiciones se observan a lo largo de la quebrada Tocomar, por lo que esta quebrada se define como su localidad tipo. Para acceder a la quebrada Tocomar, se toma el camino que bordea el salar Punta Negra por su borde oriental y se accede por la huella inmediatamente al sur del volcán Punta Negra (*ca.* 24°40'S y 68°57'W) que llega hasta la quebrada. La Figura 4.42. muestra la columna generalizada de la Formación Quebrada Tocomar. Esta formación sobreyace en contacto de erosión sobre rocas del basamento de la Formación Agua Escondida (Carbonífero superior-Pérmico inferior) y en inconformidad sobre basamento ígneo (Pérmico inferior), lo que se reconoce en las quebradas Lullaillaico y Las Zorritas, respectivamente. Por otro lado, la Formación Quebrada Tocomar se encuentra intercalada con depósitos ignimbríticos pertenecientes a las unidades Ignimbritas Tocomar (*ca.* 24,1-18,7 Ma; Villa *et al.*, en prep.) e Ignimbritas Río Frío (*ca.* 17 Ma, Villa *et al.*, en prep.) y está cubierta por las Ignimbritas Zorritas (*ca.* 11,4-9,1 Ma; Villa *et al.*, en prep.), por lo tanto, se le atribuye una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior.



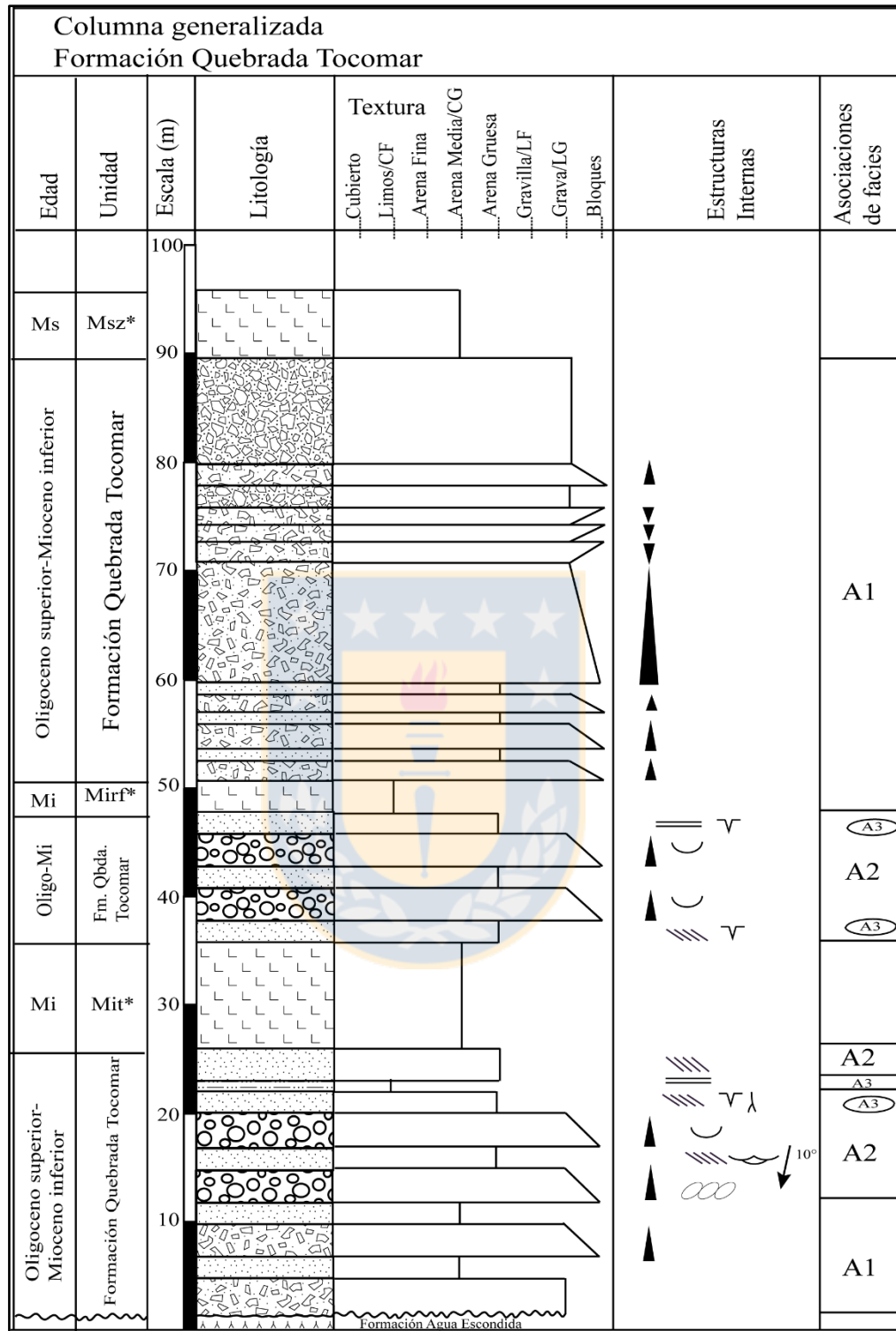


Figura 4.42. Columna generalizada de la Formación Quebrada Tocomar. Oligo: Oligoceno; Mi: Mioceno inferior; Ms: Mioceno superior; Fm.: Formación; Qda.; quebrada; A1: depósitos de flujos de detritos; A2: depósitos canalizados; A3: depósitos de llanura aluvial. *Villa *et al.*, en prep.

5. FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

En las secciones estratigráficas realizadas se identifican, describen e interpretan facies sedimentarias, con el fin de establecer asociaciones entre ellas, para lograr visualizar vínculos genéticos que expliquen los procesos sedimentarios que dan origen a los depósitos estudiados.

5.1. Litofacies

Las litofacies clásticas son definidas considerando atributos sedimentarios primarios como litología, tamaño de grano, textura, fábrica y estructuras sedimentarias. Los tamaños de grano en el nombre de la litofacies se ordenan desde granulometrías menores a mayores. Estas litofacies se describen en orden geográfico de suroeste a noreste. En tanto, las litofacies piroclásticas se describen en base al tamaño de grano, composición de los cristales y composición de los fragmentos líticos. Se definen 15 litofacies: 13 litofacies clásticas y 2 litofacies piroclásticas.

5.1.1. Brechas matriz soportadas (F1)

La facies F1 consiste en brechas matriz soportadas. Pueden ser masivas, desarrollar gradación normal desde clastos tamaño bloque (40 cm) a tamaño grava (5 cm) o gradación inversa (Figura 5.1.). En algunos sectores, se observa estratificación paralela (Figura 5.2.). Las capas pueden ser tabulares a irregulares de *ca.* 2 m a *ca.* 15 m de potencia o bien presentan formas acanaladas (Figura 5.3.). Las brechas son polimícticas, con clastos angulosos a subangulosos de hasta 4 m de diámetro, se identifican clastos de riolitas bandeadas, de tobas cristalinas, de tobas vítreas con textura eutaxítica, de areniscas cuarcíferas, clastos de intrusivos indiferenciados y principalmente líticos volcánicos porfíricos. La matriz es tamaño arena media, se compone por granos redondeados de cuarzo, líticos, biotitas, anfíboles y feldespatos. Se observan clastos con disposición errática. Esta litofacies se reconoce en las columnas C1, C8, C9, C10, C11, C12, C13, C14 y C15, realizadas en escarpe Barrancas Blancas, en la parte alta de la quebrada Tocomar, parte baja y alta de la quebrada Llullaillaco, en las partes baja y media-alta de quebrada Las Zorritas, en las partes media-alta y alta de quebrada Guanaqueros y en la quebrada Pajonales.



Figura 5.1. Brechas con gradación inversa. En parte media-alta de quebrada Guanaqueros. El triángulo invertido rojo muestra la gradación.

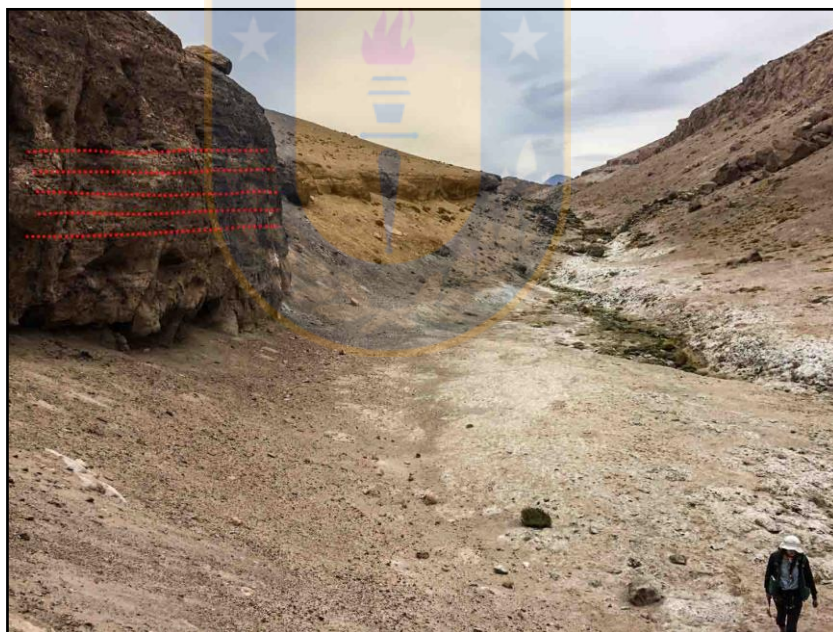


Figura 5.2. Litofacies F1. Brechas estratificadas en la parte baja de quebrada Las Zorritas. Las rectas segmentadas rojas muestran la estratificación.

Interpretación: la angularidad de los clastos y la fábrica matriz soportada, sugieren un escaso transporte y selección, es decir, evidencia proximidad a la fuente. Por lo que podrían interpretarse como depósitos acumulados en taludes a los pies de relieves empinados (Reading, 2008). Además,

las distintas potencias que tiene F1 en las columnas mencionadas, evidencia una disponibilidad de sedimentos variable. Características como las descritas son comunes en flujos de detritos de alta energía muy proximales a la fuente (Steel, 1974; Tanner y Hubert, 1991; Boggs, 2006). Se registra una alta tasa de sedimentación y la repetición continua de capas de brechas matriz soportadas con gradación inversa en una de las columnas puede sugerir que el paisaje, en el momento de la sedimentación, es perturbado por procesos tectónicos, existiendo una pendiente dinámica. La gradación inversa se asocia a flujos de detritos de alta energía (Lowe, 1976 en Boggs, 2006). Las formas acanaladas sugieren el depósito del material por un flujo de agua efímero o perenne con capacidad erosiva (Einsele, 1992), vinculándose a flujos de detritos. La gradación normal puede sugerir flujos efímeros dentro de un sistema aluvial, donde el flujo pierde fuerza a lo largo del tiempo (Nichols, 2009).

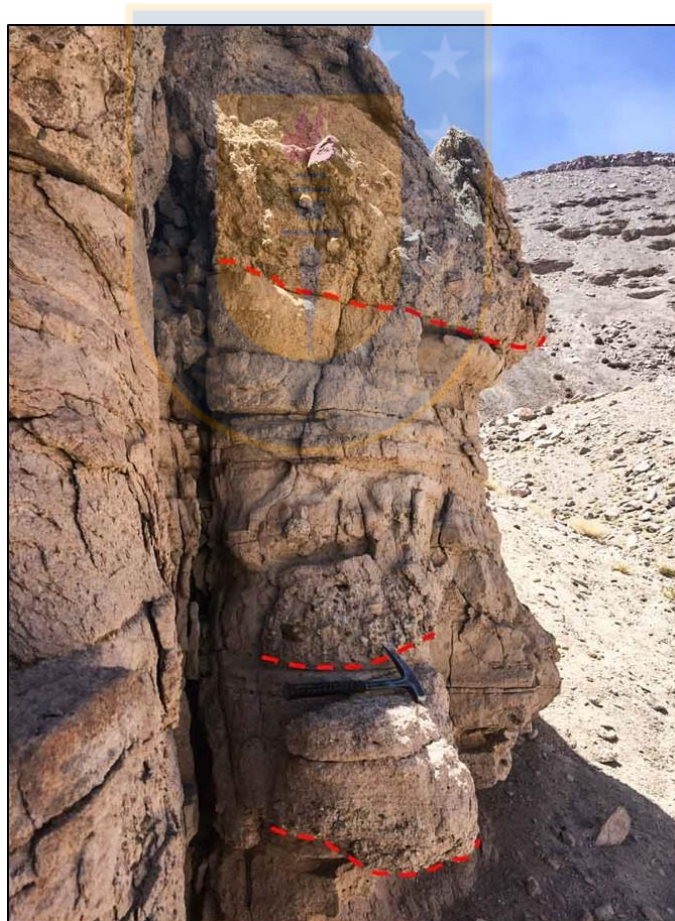


Figura 5.3. Canales en brechas en el escarpe Barrancas Blancas. Las líneas segmentadas rojas indican las formas acanaladas.

5.1.2. Areniscas de grano medio o grueso masivas (F2)

La litofacies F2 se define como areniscas de grano medio y grano grueso sin estructuras sedimentarias. Las areniscas varían de tamaño de grano en los distintos sectores donde se identifican. Muestran una selección moderada, contienen cuarzo, líticos redondeados, biotitas, anfíboles y feldespatos. Son inmaduras composicionalmente y submaduras texturalmente. Estas capas de areniscas pueden ser tabulares o irregulares. La facies F2 se reconoce en 7 columnas dentro del área de estudio, correspondientes a C1, C2, C4, C5, C6, C10 y C11 efectuadas en escarpe Barrancas Blancas, quebrada El Boldo, parte baja, baja-media y media de quebrada Tocomar, parte alta de quebrada Llullaillaco y parte baja de quebrada Las Zorritas.

Interpretación: las capas irregulares masivas ocurren, comúnmente, hacia la base de los cuerpos de canales (McCabe, 1977). Por otro lado, la falta de estructuras sedimentarias es una característica que se asocia a la sedimentación muy rápida de una carga de arena o en suspensión o al depósito de sedimentos altamente concentrados durante flujos de gravedad (Boogs, 2006). A su vez, su textura masiva puede ser producto de procesos posteriores a la sedimentación, por ejemplo, deshidratación y bioturbación (Miall, 2006). Además, estas capas de areniscas pueden asociarse a flujos en manto. Por lo tanto, la facies de areniscas masivas puede originarse en varios ambientes y subambientes, tanto aluviales como fluviales.

5.1.3. Conglomerados matriz soportados (F3)

F3 se constituye de conglomerados matriz soportados masivos o con gradación normal, gradando desde clastos tamaño bloques (30 cm) a clastos tamaño grava (5 cm). Los conglomerados son polimícticos con clastos redondeados de hasta 30 cm de diámetro de sienogranitos, de tobas rojizas, pómez y líticos volcánicos porfíricos. Las capas de conglomerados son tabulares a irregulares y tienen potencias entre los *ca.* 2 m y *ca.* 3 m. Esta litofacies se identifica en C1 en el escarpe Barrancas Blancas, en C2 en la quebrada El Boldo y en la parte media y alta de la quebrada Tocomar (C6 y C8).

Interpretación: la presencia de conglomerados matriz soportados es producto de flujos de detritos cohesivos (Nemec y Steel, 1984). F3 representa una facies proximal a la fuente, pero con el transporte suficiente como para lograr el redondeamiento de los clastos o bien, es el resultado de la erosión y retrabajo de un depósito de conglomerado previo.

5.1.4. Conglomerados clasto soportados (F4)

La litofacies F4 consiste en conglomerados clasto soportados que pueden ser masivos o desarrollar gradación normal (Figura 5.4.) desde clastos tamaño bloques a tamaño gravas o a areniscas de grano medio (Figura 5.5.), gradación inversa (Figura 5.6.), clastos imbricados (Figura 5.7.), estratificación paralela y/o estratificación cruzada en artesa (Figura 5.8.). Los conglomerados son polimícticos con clastos redondeados a subredondeados de hasta 1 m de diámetro. Contiene clastos volcánicos porfíricos de distintas composiciones, clastos de ignimbrita, de lava afanítica y líticos de sienogranitos. La matriz es tamaño arena media con granos de cuarzo redondeados, feldespatos y líticos volcánicos porfíricos y en menor proporción, líticos con alto contenido de cristales de cuarzo con textura granoblástica. Las capas de conglomerados pueden ser tabulares, irregulares o desarrollar formas acanaladas (Figura 5.9.). Las potencias de las capas varían entre *ca.* 2 y *ca.* 10 m. Los canales tienen anchos entre los *ca.* 1,8 m y 5 m. Esta litofacies se identifica en las columnas C2, C4, C5, C6, C7, C8, C10, C12 y C15 realizadas en la quebrada El Boldo, quebrada Tocomar, parte alta de quebrada Lullailaco, parte media-alta de quebrada Las Zorritas y quebrada Pajonales.

Interpretación: los conglomerados clasto soportados sugieren flujos acuosos tractivos (Reading, 2008). El tamaño de clastos indica cierta proximidad a la fuente, considerando un transporte adecuado para lograr el redondeamiento de clastos o bien, es un depósito generado por la erosión y retrabajo de un depósito de conglomerado previo. Los conglomerados clasto soportados masivos pueden asociarse a depósitos de flujos en manto en la porción alta de un abanico aluvial (Boggs, 2006). En tanto, la gradación de tamaño de grano puede reflejar distintas etapas de fluctuaciones de corriente en la cresta de una barra (Reading, 2008). La gradación inversa es característica de flujos de detritos y sugiere que durante el transporte de estos sedimentos actuaron presiones dispersivas originadas por los impactos de los clastos entre sí (Arche, 2010). La presencia de clastos imbricados se asocia con la sedimentación en pavimentos casi horizontales, ya sea en la parte

superior de barras trenzadas o como lags en pisos de canales (Nemec y Postma, 1993 en Reading, 2008). La estratificación cruzada en artesa se desarrolla por un flujo tractivo en depósitos canalizados en un abanico aluvial. Además, las formas acanaladas evidencian un flujo canalizado concentrado con alta porción acuosa. Los canales, por lo tanto, pueden asociarse a flujos canalizados ya sea en abanicos aluviales o en la parte superior de ríos trenzados, debido al tamaño de los clastos (Steel y Thompson, 1983). Además, dentro de los canales de conglomerados se desarrolla estratificación paralela e imbricación de clastos, que sugieren la sedimentación en etapas con un alto nivel de agua, estas estructuras junto a la gradación normal, pueden representar un descenso de la fuerza del flujo en el tiempo (Nichols, 2009). Por su parte, la variabilidad de potencias indica una gran variación en la disponibilidad de sedimentos.



Figura 5.4. Conglomerados clasto soportados con gradación normal. En parte media de quebrada Tocomar. El triángulo rojo indica la gradación.



Figura 5.5. Conglomerado acanalado gradando a arenisca de grano medio. En quebrada Pajonales. La línea segmentada indica la forma acanalada.



Figura 5.6. Gradación inversa en conglomerados clasto soportado. El triángulo rojo muestra la gradación.



Figura 5.7. Imbricación en clastos de conglomerados clasto soportados. A) clastos imbricados en quebrada El Boldo. B) clastos imbricados en la parte baja de quebrada Tocomar. Las rectas punteadas rojas indican la imbricación.



Figura 5.8. Estratificación cruzada en artesa en conglomerados tamaño gravilla. En parte media-alta de quebrada Las Zorritas. Las líneas punteadas rojas muestran la estratificación cruzada en artesa.

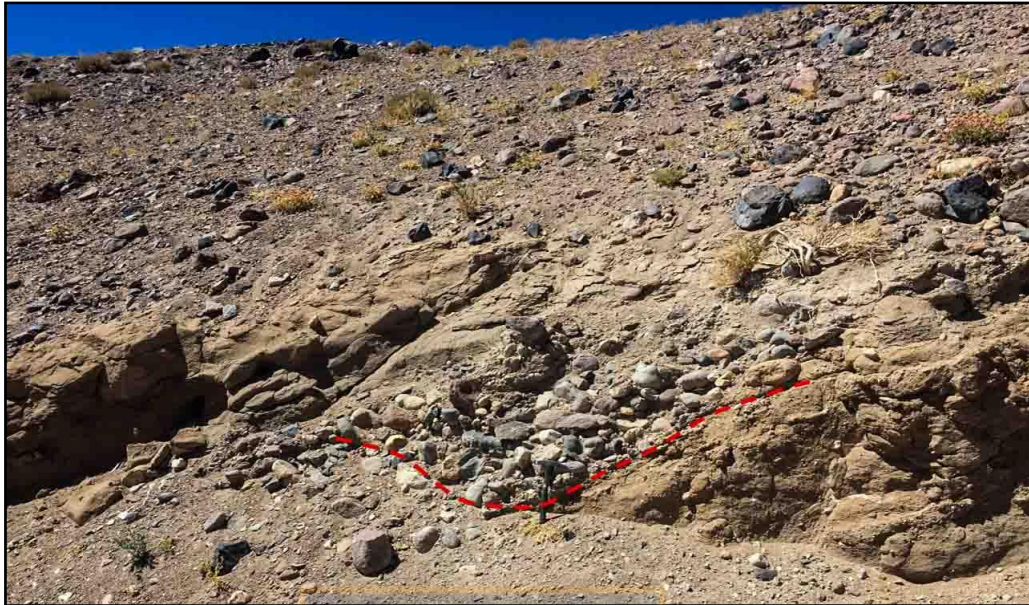


Figura 5.9. Canal de conglomerado clasto soportado en quebrada El Boldo. La línea segmentada roja muestra la forma acanalada.

5.1.5. Areniscas de grano medio o grueso con laminación o estratificación paralela (F5)

La facies F5 se compone de areniscas de grano medio o grueso con laminación paralela o estratificación paralela. Las areniscas tienen una selección buena a moderada, contienen granos redondeados de cuarzo, plagioclasas, líticos volcánicos porfíricos y pómez. Texturalmente submaduras y composicionalmente inmaduras. La arquitectura de estos depósitos de areniscas puede ser tabular o irregular. Las capas son de *ca.* 1 m a *ca.* 3 m de potencia. Esta litofacies se reconoce en 8 columnas correspondientes a quebrada El Boldo (C2) (Figura 5.10.), quebrada Tocomar en parte baja (C4), baja-media (C5), media-alta (C7) y alta (C8), en parte alta de quebrada Llullaillaco (C10) (Figura 5.11.), en la parte baja y media-alta de quebrada Las Zorritas (C11 y C12).

Interpretación: la facies F5 de areniscas con laminación o estratificación paralela puede ocurrir en cualquier nivel dentro de un canal de arenisca, pero son más comunes hacia la parte superior. Esta litofacies puede vincularse con depósitos de flujos en manto o con depósitos canalizados en eventos

de menor energía, ya que la estratificación paralela se forma bajo condiciones de flujo planar (Koster y Steel, 1984).



Figura 5.10. Estratificación paralela en areniscas de litofacies F5. En quebrada El Boldo. Las rectas segmentadas rojas indican la estratificación.



Figura 5.11. Areniscas tabulares con estratificación paralela de litofacies F5. Se observa en parte alta de quebrada Llullaillaco. Las rectas punteadas indican la estratificación.

5.1.6. Areniscas de grano grueso con estratificación cruzada en artesa y laminación paralela (F6)

La facies F6 corresponde a areniscas de grano grueso con estratificación cruzada en artesa (Figura 5.12.) y laminación paralela hacia techo de las capas. Las areniscas contienen líticas redondeados volcánicos porfíricos. Son inmaduras composicionalmente y texturalmente submaduras. Estas capas de areniscas varían de tabulares a irregulares y tienen una potencia total de 2 m. F6 se reconoce únicamente en la columna C2 en quebrada El Boldo.



Figura 5.12. Litofacies F6. Estratificación cruzada en artesa en areniscas de quebrada El Boldo. Las líneas segmentadas rojas muestran la estratificación.

Interpretación: esta facies muestra una variación de energía hacia techo, con aumento del régimen de flujo que permite el desarrollo de laminación paralela. La estratificación cruzada en artesa se puede producir por la migración de dunas subacuosas de cresta ondulada (Reading, 2008 y Nichols, 2009).

5.1.7. Areniscas medias o gruesas con estratificación cruzada planar (F7)

Esta facies consiste en areniscas de gran medio o grueso con desarrollo de estratificación cruzada planar (Figura 5.13.). Las areniscas son tabulares o irregulares, con alto contenido de líticos volcánicos porfíricos y de ignimbrita. Son composicional y texturalmente inmaduras. Los estratos son decimétricos (*ca.* 30 cm) y se agrupan en *coset* de *ca.* 2 m a *ca.* 5 m. La litofacies F7 se identifica en las quebradas C2, C4 y C11 realizadas en quebrada El Bordo, parte baja de quebrada Tocomar y parte baja de quebrada Las Zorritas, respectivamente.

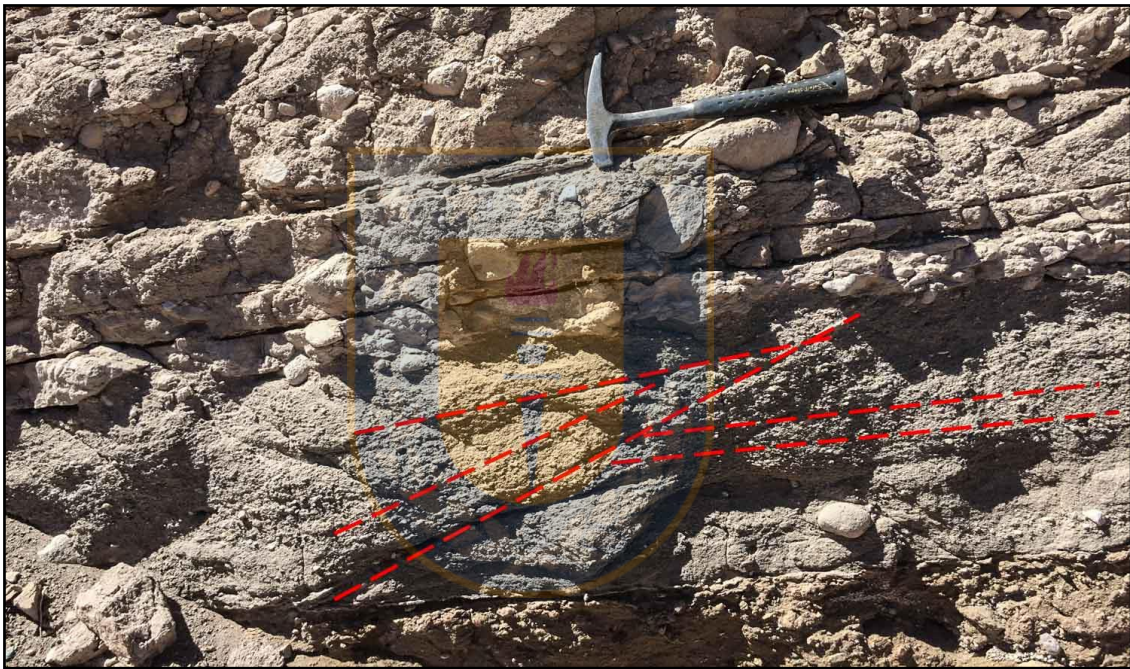


Figura 5.13. Litofacies F7. Estratificación cruzada planar en areniscas de quebrada El Bordo. Las rectas segmentadas rojas muestran la estratificación.

Interpretación: la facies F7 se puede producir por la migración de dunas subacuosas de cresta recta y menos comúnmente, en barras de arena en sistemas fluviales (Reading, 2008). Esta litofacies muestra condiciones de bajo régimen de flujo que permite el desarrollo de estratificación cruzada planar (Boggs, 2006). A su vez, las areniscas con estratificación cruzada planar representan barras transversales de ríos trenzados (Einsele, 1992). Además, esta facies puede generarse en depósitos de flujos en manto (Nichols, 2009).

5.1.8. Limolitas con grietas de desecación (F8)

La litofacies F8 se compone de capas irregulares de limolitas de *ca.* 30 cm de potencia de color pardo claro con muy buena selección y grietas de desecación (Figura 5.14.). Se reconoce en las columnas C2 y C5 correspondientes a la quebrada El Boldo y parte baja-media de quebrada Tocomar, respectivamente.



Figura 5.14. Grietas de desecación en capas de limolita en quebrada El Boldo. Las líneas segmentadas rojas muestran las grietas de desecación.

Interpretación: esta facies evidencia la exposición del sedimento a condiciones subaéreas (Thompson, 1970 en Reading, 2008 y Nichols, 2009), correspondiente a llanuras aluviales o fluviales sumergidas solo durante las inundaciones (Reading, 2008). Por lo tanto, las grietas de desecación registran el secado de la superficie del sedimento entre los eventos de inundación. A su vez, esta litofacies puede representar sedimentos de lagos sujetos a prolongados periodos de exposición subaérea (Reading, 2008 y Einsele, 1992).

5.1.9. Limolita masiva (F9)

La facies F9 está definida por limolitas sin desarrollo de estructuras sedimentarias. Corresponde a una capa irregular de poco espesor (*ca.* 0.5 m) de color rosado claro. Esta litofacies se observa únicamente en la parte baja de quebrada Tocomar (C4) (Figura 5.15.).

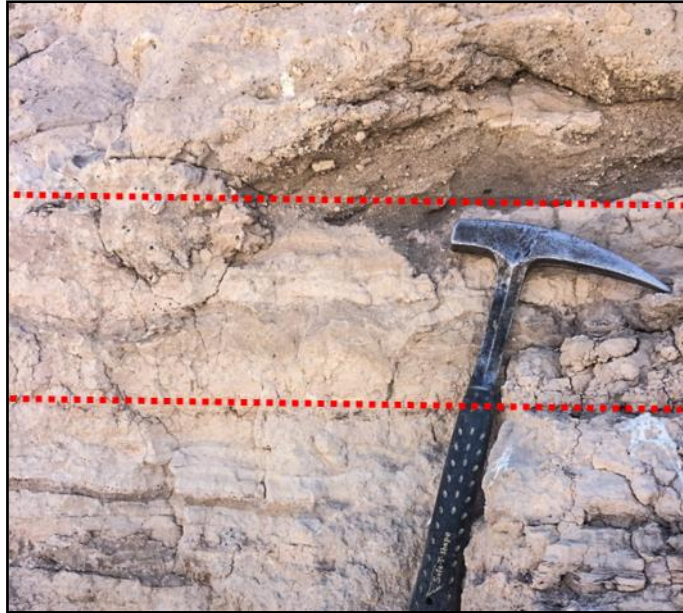


Figura 5.15. Litofacies F9. Las rectas punteadas rojas indican la capa de limolita.

Interpretación: las limolitas masivas representan procesos de decantación. A su vez, pueden ocurrir dentro de canales en la parte más distal de abanicos aluviales, como agregados de material muy fino transportados como carga (Ekes, 1993). Este material fino también se asocia a depósitos de llanuras aluvial en las partes distales de abanico. (Reading, 2008).

5.1.10. Areniscas de grano medio o grueso con estratificación cruzada planar y en artesa (F10)

La litofacies F10 se compone de areniscas de grano medio con desarrollo de estratificación cruzada planar y en artesa (Figura 5.16.). Hacia techo se identifica estratificación cruzada en artesa. Estas capas de areniscas varían de tabulares a irregulares y tienen una potencia de *ca.* 3 m. En algunos sectores se observan capas de conglomerado tamaño gravilla con base erosiva de *ca.* 10 cm de potencia. Las areniscas contienen cuarzos redondeados, feldespatos y líticos de distintas composiciones. Son submaduras texturalmente y composicionalmente inmaduras. F10 se identifica en las columnas C4 y C15 realizadas en la parte baja de quebrada Tocomar y en la quebrada Pajonales (Figura 5.17.), respectivamente.

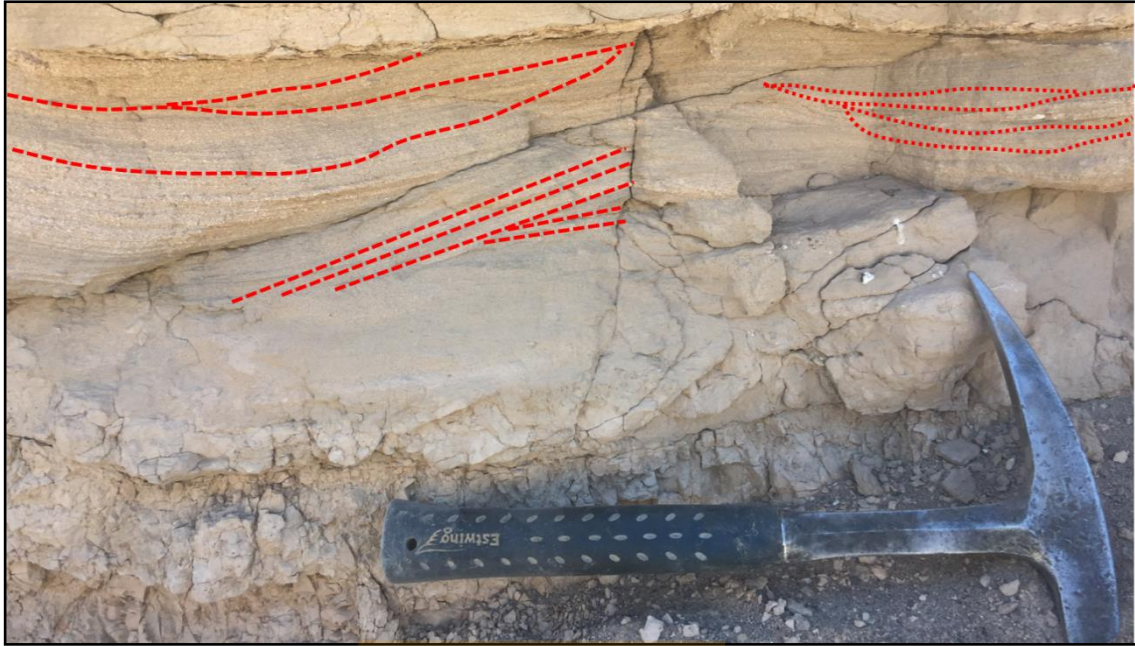


Figura 5.16. Litofacies F10. Estratificación cruzada planar y en artesa en areniscas de grano medio. Las líneas punteadas rojas muestran las estructuras.



Figura 5.17. Estratificación cruzada planar en areniscas de litofacies F10. En quebrada Pajonales. Las rectas segmentadas rojas muestran este tipo de estructura.

Interpretación: las facies de areniscas con estratificación cruzada son comunes de canales fluviales de arenas. La estratificación cruzada planar se produce por la migración de dunas subacuosas de cresta recta o en barras de arena, lo cual es menos común. Por su parte, la estratificación cruzada

en artesa sugiere una migración de dunas subacuosas de cresta sinuosa o la migración lateral y corriente abajo de barras de arena o de grava en un río trenzado (Einsele, 1992). Una capa con ambos tipos de estratificaciones cruzadas, se asocia con una pérdida temporal de fuerza del flujo poco después de la sedimentación, probablemente en una sedimentación rápida (Reading, 2008). A su vez, estas estructuras registran un flujo tractivo.

5.1.11. Areniscas de grano fino con marcas de raíces (F11)

La litofacies F11 consiste en areniscas irregulares de grano fino con marcas de raíces (Figura 5.18.). Las areniscas contienen granos redondeados de cuarzo, feldspatos y líticos de distintas composiciones. Son composicionalmente inmaduras y submaduras texturalmente. Esta facies tiene una potencia decimétrica (*ca.* 30 cm) y se identifica únicamente en la columna de la parte baja de la quebrada Tocomar (C4).



Figura 5.18. Litofacies F11. Marcas de raíces en areniscas.

Interpretación: las marcas de raíces son características de paleosuelos, evidencian que el sustrato fue expuesto a la atmósfera y colonizada por las plantas formando un suelo (Boggs, 2006) y se pueden conservar como zonas blanquecinas donde se ha oxidado la materia orgánica. Estos paleosuelos se pueden asociar a sistemas fluviales o aluviales (Reading, 2008). Por lo tanto, la facies F11 representa paleosuelos aluviales simples o fluviales con sedimentos con raíces, lo que sugiere una sedimentación continua, como la que se puede encontrar en las llanuras aluviales bajas.

5.1.12. Limolita con laminación paralela (F12)

La facies F12 está conformada por limolitas irregulares con laminación paralela (Figura 5.19.). La limolita es fisible de color rosado claro y microscópicamente se identifica cuarzo, opacos, arcillas y en algunos sectores laminación ondulada. Esta facies tiene una potencia de 1 m y una arquitectura irregular. Se reconoce exclusivamente en la columna C4 realizada en la parte baja de la quebrada Tocomar.

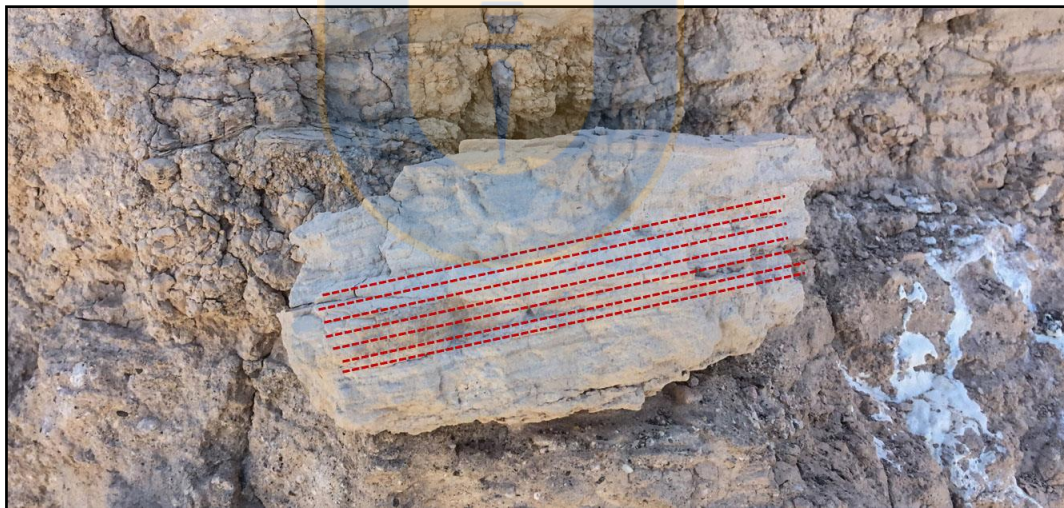


Figura 5.19. Muestra D120318-4t de limolita con laminación paralela. En parte baja de Quebrada Tocomar. Las rectas punteadas rojas indican la laminación.

Interpretación: esta facies sugiere el depósito de material fino en suspensión ya sea en lagos extensos en una llanura de inundación, en una llanura aluvial o en canales abandonados tales como los lagos semicirculares o meandros abandonados (Reading, 2008).

5.1.13. Brechas clasto soportadas (F13)

La facies F13 consiste en brechas clasto soportadas que pueden ser masivas o desarrollar gradación normal o inversa. Las brechas son polimícticas con clastos angulosos de diámetros hasta *ca.* 1 m. Se reconocen clastos volcánicos porfíricos, clastos de pómez, de escoria, de lavas eutaxíticas, de areniscas cuarcíferas y líticas de tobas. La matriz es de arena media con cuarzo, plagioclasas y máficos como biotitas y anfíboles. Se observa una mala selección. Las capas de brechas varían de tabulares a irregulares de potencias variadas, entre los 2 y 15 m. Esta litofacies se observa en las columnas C8, C13, C14 y C15 efectuadas en la parte alta de la quebrada Tocomar, en la quebrada Guanaqueros y en la quebrada Pajonales.

Interpretación: esta facies se asocia a un sistema aluvial cercano a un paleorelieve prominente (Tanner y Hubert, 1991). Por lo tanto, estos depósitos sugieren un talud donde se acumula el material directamente al pie de un alto topográfico pronunciado. Además, estas brechas pobremente seleccionadas y sin estratificación pueden asociarse a flujos de detritos (Boggs, 2006), sin embargo, también pueden estar asociadas a depósitos proximales de flujos en manto. La diferencia de potencias indica una disponibilidad variable de sedimentos.

5.1.14. Ignimbritas de ceniza de grano fino a grueso, de vidrio, cristales y líticos (F14)

Corresponden a depósitos de ignimbritas tamaño ceniza fina a gruesa. Se componen de vidrio, cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol, además de líticos de distintas composiciones (volcánicos porfíricos, rocas intrusivas y areniscas cuarcíferas). Se observan cristales fragmentados y esquirlas. Se reconocen líticos volcánicos porfíricos en todas las ignimbritas identificadas en las columnas estratigráficas C1, C2, C3, C4, C5, C6, C8, C9, C10, C11, C12, C13 y C14. En tanto, los líticos de intrusivos se observan en las columnas efectuadas en el escarpe Barrancas Blancas, y parte baja y media de quebrada Tocomar (C1, C4 y C6, respectivamente). Por su parte, los fragmentos de areniscas cuarcíferas se reconocen en la parte media de la quebrada Tocomar (C6).

Interpretación: las características de esta litofacies sugieren un depósito producto de una erupción explosiva, probablemente asociado a la generación de una caldera debido al volumen de material

expulsado. Los líticos, posiblemente, corresponden a material incorporado en el flujo, ya sea parte del edificio y conducto volcánico (rocas volcánicas) o durante el transporte del flujo (basamento y/o rocas volcánicas).

5.1.15. Ignimbritas con niveles “pómez soportado” (F15)

Consisten en ignimbritas de tamaño de grano ceniza gruesa, compuestas por cristales fragmentados de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol, además de líticos volcánicos porfíricos de distintas composiciones. Se observa vidrio en la matriz. Las pómez tienen una textura masiva con cristales bien desarrollados de plagioclasa, cuarzo y biotitas. Esta litofacies se identifica en las columnas C2, C5 y C7, realizadas en la quebrada El Bordo, parte baja-media y media-alta de quebrada Tocomar.

Interpretación: esta litofacies sugiere un evento volcánico explosivo asociado a calderas. El alto contenido de pómez evidencia un enfriamiento muy rápido de un magma de composición ácida, lo que se relaciona a colapsos de calderas eruptivas.

5.2. Asociaciones de facies

Con las litofacies descritas se realizan 4 asociaciones de facies (Tabla 5.1.) en base a sus características genéticas comunes y relaciones temporales-espaciales, obteniendo una interpretación de los procesos involucrados en la sedimentación de estos depósitos y una representación esquemática de las distintas partes que componen el correspondiente ambiente sedimentario.

Los depósitos de ignimbritas representan eventos puntuales de expulsión de material asociados a erupciones de calderas, sin una asociabilidad con las facies clásticas. Por lo tanto, en este trabajo las litofacies piroclásticas se mantienen disociadas respecto a las otras asociaciones.

Tabla 5.1. Asociaciones de facies. Asociaciones de facies con sus respectivos códigos y facies que las conforman.
Qda.: quebrada.

ASOCIACIONES	FACIES	INTERPRETACIÓN	UBICACIÓN
A1	F1, F2, F3, F4, F5, F13	Depósitos de flujos de detritos	Escarpe Barrancas Blancas. Qda. El Boldo. Parte media y alta de Qda. Tocomar. Parte baja y alta de Qda. Llullaillaco. Parte baja y media-alta de Qda. Las Zorritas. Parte media-alta y alta de Qda. Guanaqueros. Qda. Pajonales.
A2	F2, F4, F5, F6, F7 y F10	Depósitos canalizados	Qda. El Boldo. Parte baja, baja-media, media, media-alta y alta de Qda. Tocomar. Parte alta de Qda. Llullaillaco. Parte media-alta de Qda. Las Zorritas. Qda. Pajonales.
A3	F8, F9, F11, F12	Depósitos de llanura aluvial	Qda. El Boldo. Parte baja y baja-media de Qda. Tocomar.
A4	F2, F5	Depósitos de flujos en manto	Parte baja-media de Qda. Tocomar. Parte alta de Qda. Llullaillaco

5.2.1. Asociaciones de facies aluviales

Corresponden a las litofacies generadas por procesos sedimentarios en sistemas de abanicos aluviales. Estos depósitos se pueden originar por flujos de detritos, flujos canalizados y/o flujos en manto (Nichols, 2009).

5.2.1.1. Depósitos de flujos de detritos (A1)

Corresponden a cuerpos tabulares e irregulares de brechas y conglomerados matriz o clasto soportados, cortados por formas acanaladas de conglomerados y brechas. Además, se incluyen, de forma subordinada, facies de areniscas masivas y laminadas. Las brechas matriz soportadas son polimícticas con clastos subangulosos a angulosos de hasta 4 m de diámetro, tienen una mala selección y los líticos muestran una disposición caótica en una matriz de arena media a fina. Estas brechas pueden tener desarrollo de gradación normal, gradación inversa o ser masivas. Por su parte, las brechas clasto soportadas son polimícticas con clastos angulosos de hasta 1 m de diámetro, su matriz es tamaño arena media a fina y tienen una mala selección. Pueden ser masivas, desarrollar

gradación normal o inversa. En tanto, los conglomerados matriz soportados son polimícticos con clastos de hasta 30 cm de diámetro y muestran gradación normal. Mientras que los conglomerados clasto soportados se componen de clastos subredondeados de hasta 1 m de diámetro, muestran gradación inversa, normal o pueden ser masivos. A1 se encuentra constituida por las facies F1, F2, F3, F4, F5 y F13 en las columnas C1, C2, C6, C8, C9, C10, C11, C12, C13, C14 y C15, realizadas en el escarpe Barrancas Blancas, quebrada El Boldo, parte media y alta de la quebrada Tocomar, parte baja y alta de quebrada Llullaillaco, parte baja y media-alta de la quebrada Las Zorritas, parte media-alta y alta de la quebrada Guanaqueros y quebrada Pajonales, respectivamente.

A partir de las litologías, texturas, estructuras sedimentarias y arquitectura de los depósitos, se interpreta esta asociación de litofacies como flujos de detritos, cortados por canales efímeros en un ambiente aluvial.

Los flujos de detritos son mezclas móviles de agua y sedimentos de alta densidad y energía (Reading, 2008). Estos depósitos son, principalmente, matriz soportados, pero pueden desarrollar fábricas clasto soportadas, si la proporción relativa de clastos de gran tamaño es alta dentro de la mezcla de sedimentos (Nichols, 2009). Por lo general, muestran una mala selección a causa de la ausencia de condiciones turbulentas y es común el desarrollo de gradación inversa local, producto del cizalle en el límite de las capas (Nichols, 2009). Se producen en ambientes áridos o semi-áridos donde el suministro de agua es escaso, en ambientes submarinos donde se transporta material continental pendiente abajo en taludes pronunciados y localmente, en algunas pendientes de grano grueso en deltas (Nichols, 2009). En sistemas semi-áridos y áridos, producto de lluvias esporádicas e intensas, ocurre el flujo del material acumulado en altos relieves, transportándose pendiente abajo en taludes pronunciados, generándose así los flujos de detritos (Reading, 2008). Por lo tanto, estos flujos son importantes agentes de transporte y sedimentación en abanicos aluviales y a su vez, pueden ocurrir en las secciones subaéreas y subacuosas de canales (Reading, 2008). Asociados a los flujos de detritos en un ambiente aluvial, se pueden generar canales efímeros de corrientes sobre los abanicos (Arche, 2010). Además, los flujos de detritos no viajan muy lejos y se puede construir un pequeño cono de abanico aluvial, en este tipo de ambiente (Nichols, 2009).

5.2.1.2. Depósitos canalizados (A2)

Corresponden a cuerpos acanalados de conglomerados clasto soportados con gradación normal, inversa, clastos imbricados y estratificación paralela y en artesa en algunos sectores. Se observan capas tabulares de areniscas subordinadas a los conglomerados. Los conglomerados son polimícticos con clastos subredondeados a redondeados de hasta 1 m de diámetro y una matriz tamaño arena media con granos de cuarzo redondeados, feldespatos y líticos volcánicos porfíricos en menor proporción. Las capas de areniscas son de grano medio y grueso, masivas, con laminación o estratificación paralela, estratificación cruzada planar y/o en artesa. Contienen granos de cuarzo, feldespatos, líticos polimícticos, siendo inmaduras composicionalmente y submaduras texturalmente. La asociación de litofacies A2 comprende las facies F2, F4, F5, F6, F7 y F10 y se observa en las columnas C2, C4, C5, C6, C7, C8, C10, C12 y C15 en la quebrada El Boldo, parte baja, baja-media, media, media-alta y alta de la quebrada Tocomar, parte alta de la quebrada Llullaillaco, parte media-alta de quebrada Las Zorritas y quebrada Pajonales, respectivamente.

La asociación de facies A2 se interpreta como depósitos canalizados, definidos como estructuras de erosión que cortan las capas y laminaciones formadas previamente. Se producen por la erosión de corrientes y en algunos casos de movimientos de masas (Boggs, 2006). Por otra parte, como el tamaño del grano del sedimento transportado es proporcional a la pendiente del canal (Boggs, 2006), estos canales se generan en zonas de alta pendiente. Los rellenos de canales son sedimentos de distinta granulometría, mostrando sucesiones granodecrecientes cuando se rellenan por agradación vertical simple (Miall, 2006), como es el caso de los depósitos estudiados, ya que se observan capas de areniscas sobreyacentes a los conglomerados acanalados. La presencia de estructuras sedimentarias como estratificación cruzadas planar y en artesa indican un flujo tractivo (Nichols, 2009).

En áreas de alta montaña con climas secos, la meteorización hace que se acumulen detritos en la ladera de un relieve pronunciado. Esta acumulación puede continuar durante muchos años, hasta que se produzca una tormenta de suficiente magnitud como para crear un flujo de agua que transporte los detritos como carga de fondo en un flujo canalizado. Debido a las litologías de

granulometrías gruesas, se interpreta que estos canales son proximales a la fuente de sedimentos, por lo que están asociados a la parte alta a media de un abanico aluvial.

5.2.1.3. Depósitos de llanura aluvial (A3)

Corresponden a cuerpos de potencia decimétrica, con arquitectura irregular de limolitas y, en menor proporción, de areniscas de grano fino. Las limolitas son de color rosado claro y pardo claro, pueden ser masivas, laminadas o contener grietas de desecación. En tanto, en las areniscas finas se observan marcas de raíces y se componen de granos redondeados de cuarzo, feldespatos y líticos polimícticos. Son inmaduras composicionalmente y submaduras texturalmente. Esta asociación de litofacies está formada por las facies F8, F9, F11 y F12, reconociéndose en las columnas C2 (quebrada El Boldo), C4 (parte baja de quebrada Tocomar) y C5 (parte baja-media de quebrada Tocomar).

En base a su granulometría fina y a la presencia de estructuras como grietas de desecación y marcas de raíces, la asociación A3 se interpreta como depósitos de llanuras aluvial con desarrollo de paleosuelos. Una llanura aluvial es un término general para un área continental de bajo relieve (Nichols, 2009), que se desarrolla en la parte distal de un abanico aluvial, con una pendiente casi plana (Blair y McPherson, 1994), donde se genera el depósito de material fino. En una llanura aluvial, es común la formación de suelos por actividad orgánica (Nichols, 2009). A su vez, en estas llanuras, los flujos pueden provenir de canales o por fuertes lluvias locales (Reading, 2008).

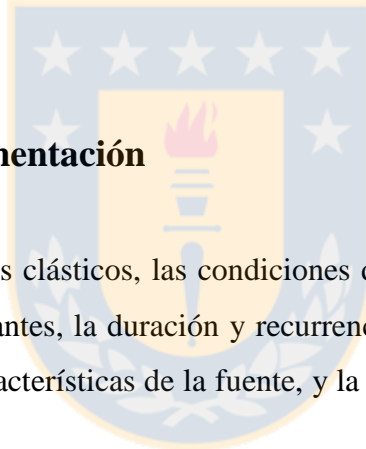
5.2.1.4. Depósitos de flujos en manto (A4)

Son cuerpos tabulares de areniscas con laminación o estratificación paralela. Se observan cortados por depósitos canalizados. Las areniscas son de grano medio y grueso, contienen cuarzo, feldespatos y líticos polimícticos. Muestran una selección moderada a mala, siendo inmaduras composicionalmente y texturalmente submaduras a inmaduras. La asociación de litofacies A4 se compone de las facies F2 y F5. Es posible visualizarlas en las columnas C5 y C10 realizada en la parte baja-media de la quebrada Tocomar y en la parte alta de la quebrada Lullailaco.

La asociación de facies A4 es interpretada como depósitos de flujos en manto, debido a las capas tabulares de areniscas laminadas, que se pueden observar cortadas por formas acanaladas.

Los flujos en manto se producen por flujos de corriente o *stream-flow*, que son uno de los principales mecanismos de transporte en los abanicos aluviales. Los depósitos de flujos en manto se forman bajo condiciones de alto régimen de flujo, donde los sedimentos gruesos tamaño gravas y bloques son transportados como carga de fondo, mientras que los sedimentos tamaño arena y más finos son llevados en suspensión. El estilo más común de estratificación que se puede ver en las facies de flujos en manto, son alternancia de capas tabulares repetidas relacionadas genéticamente (*couplets*) de gravas gruesas, gravillas y/o arenas (Nichols, 2009).

La Figura 5.20. representa la reconstrucción del sistema sedimentario reconocido sobre un esquema hipotético.



5.3. Condiciones de sedimentación

En los ambientes sedimentarios clásticos, las condiciones de sedimentación están caracterizadas por el o los agentes predominantes, la duración y recurrencia de los fenómenos que depositan y erosionan, la proximidad y características de la fuente, y la presencia o no de factores químicos y bióticos (Reading, 2008).

A partir de las asociaciones de facies identificadas en el área de estudio, se reconoce un ambiente aluvial caracterizado por depósitos de flujos de detritos, depósitos canalizados, flujos en manto en forma subordinada y depósitos de llanura aluvial.

En un ambiente aluvial, las morfologías y depósitos responden a la topografía, disponibilidad de fase acuosa y al tipo de factor gatillante, ya sea un movimiento tectónico, un aumento de las precipitaciones o una inestabilidad en pendiente. Se reconocen depósitos de flujos de detritos asociados a la parte proximal de un abanico aluvial, los cuales se generan por una alta disponibilidad de sedimentos y fase acuosa, en un sistema de alta energía, que permite el flujo del material acumulado en relieves abruptos mediante una pendiente pronunciada (Reading, 2008). En

tanto, los flujos en manto identificados corresponden a depósitos distales de un abanico aluvial. Por su parte, los depósitos canalizados se forman por flujos de corriente esporádicos desencadenados por tormentas en abanicos de clima árido. La forma acanalada evidencia procesos erosivos de incisión por el transporte de material y la presencia de estructuras sedimentarias indican flujos tractivos. Estos depósitos tienen una mejor capacidad selectiva que los flujos de detritos y se asocian a las partes proximales e intermedias de abanicos aluviales. En cuanto, a los depósitos de llanuras aluviales, evidencian zonas topográficas planas en las porciones distales de un abanico aluvial, donde la energía de transporte es baja, depositando sedimentos finos y con buena selección.

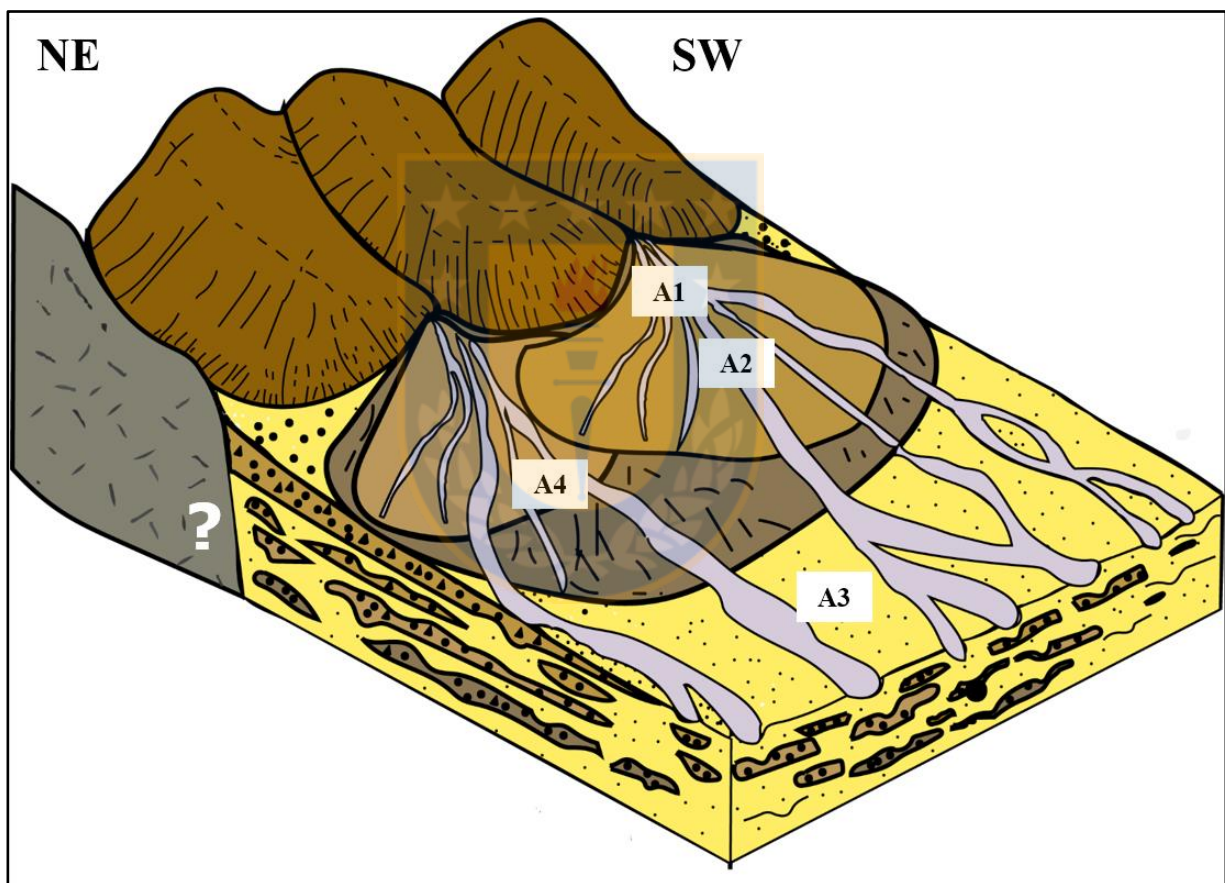


Figura 5.20. Representación esquemática del ambiente aluvial. A1: depósitos de flujos de detritos. A2: depósitos canalizados. A3: depósitos de llanura aluvial. A4: depósitos de flujos en manto. Modificado de Einsele (1992).

Además, de forma intercalada, se identifican depósitos piroclásticos que caracterizan las sucesiones estudiadas. Estos fenómenos tienen connotaciones genéticas diferentes y representan erupciones

explosivas asociadas a calderas, descritas por numerosos autores para lugares próximos a la zona de estudio, por ejemplo, Naranjo *et al.* (2018). Representan eventos eruptivos explosivos de gran volumen y puntuales, asociados a calderas (Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio y Dellino, 2008). Regionalmente, se han reconocido geoformas similares de edad neógena, por lo que estas ignimbritas son un rasgo característico de la estratigrafía del área de estudio.

5.4. Proveniencia sedimentaria

Los depósitos estudiados contienen clastos de diferentes litologías que permiten sugerir posibles fuentes de sedimentos (Tabla 5.2.). Por lo cual, se realiza un análisis de abundancia relativa, tanto en terreno como en cortes transparentes, de los distintos líticos que componen los conglomerados, brechas y areniscas identificadas en las columnas estratigráficas. No se utiliza el conteo modal de clastos, debido a que la granulometría no era óptima para este tipo de análisis (Dickinson y Suczek, 1979).

Se reconocen líticos de areniscas cuarcíferas y limolitas arenosas, que, dado el contexto de la geología local, pueden provenir de la Formación Zorritas. Estos líticos se observan en los niveles basales de las columnas realizadas en el escarpe Barrancas Blancas (Tabla 5.2.) y en las quebradas El Boldo (Tabla 5.2.) y Las Zorritas (parte baja) (Tabla 5.2.), como en las partes intermedias de las secciones identificadas en las quebradas Tocomar (parte baja), Las Zorritas (parte media-alta) y Pajonales (Tabla 5.2.). Por otro lado, se encuentran clastos de tobas de ceniza, vítreas, tobas con textura eutaxítica y “ojos de cuarzo” que, siguiendo el criterio de proximidad, corresponderían a la Formación Agua Escondida. Estos clastos se hallan en los tramos basales e intermedios de las columnas levantadas en el escarpe Barrancas Blancas (Tabla 5.2.) y quebradas Lullaillaco (parte baja) y Pajonales (Tabla 5.2.), en la parte basal de la quebrada Las Zorritas (parte baja) (Tabla 5.2.) y en los niveles intermedios-superiores de las secciones de las quebradas Tocomar (parte baja) y Las Zorritas (parte media-alta) (Tabla 5.2.). También se reconocen líticos ígneos intrusivos de granodioritas de biotita y sienogranitos, donde las unidades más afines a estas composiciones se reconocen en el Complejo Intrusivo Imilac. Los componentes descritos se encuentran en los niveles basales de las columnas efectuadas en el escarpe Barrancas Blancas (Tabla 5.2.) y en la parte media de la quebrada Tocomar (Tabla 5.2.). Adicionalmente, se observan en los tramos intermedios y

superiores de las secciones realizadas en las quebradas El Boldo, Tocomar (parte media), Las Zorritas (parte media-alta) y Pajonales (Tabla 5.2.). Así, tanto los clastos de la Formación Zorritas como de Agua Escondida y del Complejo Intrusivo Imilac, abundan y se restringen a los sectores donde se exponen estas rocas de basamento, lo que corrobora la proximidad de la fuente del sedimento.

Por otra parte, se identifican líticos de rocas volcánicas con textura porfírica en la mayoría de las columnas estratigráficas, ya sea en los niveles basales como en los tramos intermedios y superiores. Por lo que se observa una amplia distribución y abundancia relativa de clastos volcánicos, con predominancia hacia el E, sugiriendo un importante aporte de material volcánico cuando ocurre el depósito de los sedimentos estudiados. Sin embargo, estos líticos no tienen discriminantes composicionales que permitan asignarlos a unidades específicas. Lo mismo ocurre con las fracciones cuarzosas y feldespáticas presentes en todas las columnas y en distintos niveles estratigráficos. La presencia de las fracciones de cuarzo, feldespatos y líticos, que son las referencias para construir discriminantes tectónicos en base a la proveniencia (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983), indica un escenario de arco volcánico, que es coherente con el contexto geotectónico local.

Tabla 5.2. Presencia de componentes en los distintos tramos de las columnas estratigráficas. La x marca la presencia de los diferentes líticos y monominerales. Qz: cuarzo; Feld: feldespatos; L-Sd: líticos sedimentarios; L-Vn: líticos volcánicos; L-I: líticos intrusivos; L-Pi: líticos piroclásticos; Anf: anfíboles; Bt: biotita; Qda.: quebrada.

Localidad	Columnas	Tramos (m)	Qz	Feld	L-Sd	L-Vn	L-I	L-Pi	Anf	Bt	Otro
Escarpe Barrancas Blancas	C1	0-30	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Escarpe Barrancas Blancas	C1	40-85	x	x			x	x		x	
Qda. El Boldo	C2	0-14	x	x	x	x		x	x	x	
Qda. El Boldo	C2	15,5-18	x	x		x		x	x	x	
Qda. El Boldo	C2	18-20	x	x		x		x			
Qda. El Boldo	C2	20-22	x	x		x					
Qda. El Boldo	C2	22-32				x	x	x			
Qda. El Boldo	C2	32-35	x	x		x	x	x			
Qda. El Boldo	C2	35-42	x	x		x	x	x	x		
Qda. Tocomar, parte baja	C4	0-3	x	x	x	x		x	x		x
Qda. Tocomar, parte baja	C4	18-20				x					
Qda. Tocomar, parte baja	C4	22-24.5	x	x	x	x			x		x
Qda. Tocomar, parte baja	C4	25-27	x	x	x	x		x	x		x
Qda. Tocomar, parte baja	C4	27-29	x	x							
Qda. Tocomar, parte baja	C4	31-34	x	x	x	x		x	x	x	x
Qda. Tocomar, parte baja	C4	35-40	x	x							
Qda. Tocomar, parte baja	C4	43-45	x	x		x		x			

Localidad	Columnas	Tramos (m)	Qz	Feld	L-Sd	L-VN	L-I	L-Pi	Anf	Bt	Otro
Qda. Tocomar, parte baja	C4	45-46	x	x		x					
Qda. Tocomar, parte baja-media	C5	7-8	x	x		x					
Qda. Tocomar, parte baja-media	C5	8-15	x	x		x					x
Qda. Tocomar, parte baja-media	C5	22-24	x	x		x			x	x	
Qda. Tocomar, parte media	C6	0-7	x	x		x	x				
Qda. Tocomar, parte media	C6	7-9				x	x	x			
Qda. Tocomar, parte media	C6	9-10	x	x		x					
Qda. Tocomar, parte media	C6	10.-12	x	x		x					
Qda. Tocomar, parte media	C6	26-36	x	x		x					
Qda. Tocomar, parte media	C6	41-43	x	x		x					
Qda. Tocomar, parte media-alta	C7	0-7	x	x		x					
Qda. Tocomar, parte media-alta	C7	7-10	x	x		x		x	x	x	x
Qda. Tocomar, parte media-alta	C7	10-15	x	x		x					
Qda. Tocomar, parte alta	C8	0-6				x					
Qda. Tocomar, parte alta	C8	6.-10				x					
Qda. Tocomar, parte alta	C8	10-12	x	x		x			x		
Qda. Tocomar, parte alta	C8	12-15				x					
Qda. Tocomar, parte alta	C8	15-18	x	x		x					
Qda. Tocomar, parte alta	C8	18-20				x		x			
Qda. Tocomar, parte alta	C8	22-25				x		x			
Qda. Tocomar, parte alta	C8	25-27	x	x							
Qda. Tocomar, parte alta	C8	27-30	x	x		x					
Qda. Lullaillaco, parte baja	C9	0-7	x	x	x	x		x			
Qda. Lullaillaco, parte baja	C9	15-23	x	x	x	x		x			
Qda. Lullaillaco, parte alta	C10	2-12	x	x		x			x	x	
Qda. Lullaillaco, parte alta	C10	17-19	x	x		x					
Qda. Lullaillaco, parte alta	C10	21-26	x	x		x		x			
Qda. Lullaillaco, parte alta	C10	106-111	x	x		x					
Qda. Las Zorritas, parte baja	C11	0-20	x	x	x	x		x	x	x	
Qda. Las Zorritas, parte media-alta	C12	0-14	x	x		x					
Qda. Las Zorritas, parte media-alta	C12	30-34,5	x	x	x	x	x	x	x		
Qda. Las Zorritas, parte media-alta	C12	34,5-37,5	x	x	x	x					
Qda. Las Zorritas, parte media-alta	C12	37,5-39,5	x	x							
Qda. Las Zorritas, parte media-alta	C12	39,5-47,5	x	x	x	x	x				
Qda. Guanaqueros, parte media-alta	C13	1,5-6,5	x	x		x					
Qda. Guanaqueros, parte media-alta	C13	7,5-22,5	x	x		x					
Qda. Guanaqueros, parte media-alta	C13	39,5-42	x	x		x					
Qda. Guanaqueros, parte media-alta	C13	45-52	x	x		x			x		
Qda. Guanaqueros, parte media-alta	C13	54-59	x	x		x					
Qda. Guanaqueros, parte media-alta	C13	59-61	x	x		x					
Qda. Guanaqueros, parte media-alta	C13	61-63	x	x		x				x	

Localidad	Columnas	Tramos (m)	Qz	Feld	L-Sd	L-VN	L-I	L-Pi	Anf	Bt	Otro
Qda. Guanaqueros, parte media-alta	C13	63-73	x	x		x					
Qda. Guanaqueros, parte alta	C14	10-25	x	x		x					
Qda. Guanaqueros, parte alta	C14	35-50,5	x	x		x			x	x	
Qda. Guanaqueros, parte alta	C14	50,5-70,5	x			x					
Qda. Pajonales	C15	0-15	x	x	x	x		x			
Qda. Pajonales	C15	15-17	x	x	x	x		x	x	x	
Qda. Pajonales	C15	17-21	x	x		x					
Qda. Pajonales	C15	21-26	x	x							
Qda Pajonales	C15	26-31			x	x	x				



6. DISCUSIÓN

6.1 Nueva propuesta estratigráfica para las sucesiones oligo-miocenas

Según nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos obtenidos en este trabajo, se propone tratar las sucesiones clásticas oligo-miocenas expuestas entre los 24°22' y 25°00'S y los 68°30' y 68°55'W como una formación diferente a la Formación Pampa de Mulas y Gravas de Atacama. Esto debido a discrepancias litológicas, ya que sus constituyentes son distintos y provienen de fuentes diferentes.

Chong (1973) define la Formación Pampa de Mulas en las hojas de Catalina y Sierra de Varas entre los 24°30' y 25°30'S, al oeste de la cordillera de Domeyko. Define esta formación como conglomerados y brechas depositadas por avenidas torrenciales en un ambiente desértico con intercalaciones de material volcánico. Según este autor, los clastos de los conglomerados son de rocas volcánicas silíceas y riolitas.

González *et al.* (2015) indican que los líticos de la Formación Pampa de Mulas provienen de las unidades paleozoicas y mesozoicas preexistentes (como Formación La Tabla, Complejo Plutónico Sierra de Varas, Formación Profeta, *etc.*) y señalan que los flujos que acumulan estos depósitos provienen desde la divisora de agua hacia ambos flancos de la cordillera de Domeyko.

Mortimer (1973) define las Gravas de Atacama como producto de un alzamiento y denudación del relieve durante el Neógeno, formando gran parte del relleno de las depresiones longitudinales. Sin embargo, carece de una descripción y caracterización litológica completa.

Naranjo *et al.* (2013) indican que las Gravas de Atacama se componen de clastos de lavas silíceas de la Formación La Tabla y escasos fragmentos de ignimbritas.

Según lo establecido por Salvador (1994), la litología es un requisito de primer orden para definir una formación. La litología de los depósitos estudiados es diferente a la de la Formación Pampa de Mulas y Gravas de Atacama, ya que sus constituyentes son distintos. Los constituyentes de la

Formación Pampa de Mulas y de las Gravas de Atacama corresponden a rocas del basamento que constituye el núcleo de la cordillera de Domeyko, como la Formación La Tabla, Formación Profeta, Complejo Plutónico Sierra de Varas, *etc.* En cambio, las sucesiones clásticas estudiadas en este trabajo contienen clastos de un basamento diferente (Formación Agua Escondida, Formación Zorritas, Complejo Plutónico Imilac), correspondiente al basamento de la cordillera Occidental y una alta proporción de líticos de los volcanes miocenos. En consecuencia, merecen ser tratadas como unidades litoestratigráficas diferentes. Por lo tanto, en este trabajo, se define la Formación Quebrada Tocomar para referirse a las sucesiones clásticas oligo-miocenas entre los 24°-25°S en el flanco occidental de la cordillera Occidental.

6.2 Consideraciones paleoambientales

6.2.1. Ambiente sedimentario

En base a las asociaciones de facies realizadas, la Formación Quebrada Tocomar se interpreta como producto de un ambiente aluvial, con desarrollo de flujos de detritos de alta energía, depósitos canalizados en las secciones proximales e intermedias de un abanico aluvial, depósitos de llanura aluvial en la parte distal y en forma subordinada, presencia de flujos en manto. Lo anterior, concuerda con los estudios y análisis sedimentológicos y estratigráficos de las unidades correlativas y equivalentes (Nalpas *et al.*, 2008; Naranjo *et al.*, 2013; Solari *et al.*, 2017; Astudillo *et al.*, 2017).

Espacialmente, en el área de estudio, los depósitos interpretados con las asociaciones de facies se distribuyen como se describe a continuación. En el sector del escarpe Barrancas Blancas, se interpretan facies correspondientes a depósitos de flujos de detritos, intercalados con depósitos de ignimbritas de distintas edades que corresponderían a las Ignimbritas Tocomar e Ignimbritas Río Frío (Villa *et al.*, en prep.).

Al norte, en quebrada El Boldo, se identifican depósitos muy diferentes a los encontrados en el sector anterior. Consisten en depósitos canalizados, con intercalaciones de capas de potencia de *ca.* 0,5 m, correspondientes a depósitos de llanura aluvial. Las paleocorrientes medidas en las estructuras sedimentarias indican que el flujo está escurriendo en la dirección NE-SW, hacia el

SW, lo cual indica que los sedimentos provienen de la cordillera Occidental y la fuente corresponde al arco volcánico que se está construyendo, por lo tanto, se puede interpretar un paleorelieve con una pendiente que favorece la sedimentación en esa dirección. Además, se observa un evento puntual de flujos de detritos hacia el techo de la columna estratigráfica realizada en esta quebrada. La sucesión se encuentra sellada por flujos de ignimbritas que pertenecería a las Ignimbritas Río Frío (Villa *et al.*, en prep.).

Inmediatamente al norte de la quebrada anterior, se encuentra la quebrada Tocomar. En la parte más baja u occidental de esta quebrada, se reconoce depósitos canalizados alternados con intercalaciones de facies de limolita interpretadas como llanura aluvial, similar a lo observado en quebrada El Boldo. Hacia la parte alta u oriental de la quebrada Tocomar, las facies varían notoriamente, se encuentran principalmente depósitos canalizados y de flujos de detritos y un evento puntual de depósitos de flujos en manto, por lo que se observan facies más gruesas y de mayor potencia. Los constituyentes de estas facies corresponden a clastos volcánicos, coincidente con la cercanía al arco volcánico cenozoico. A lo largo de esta quebrada, se visualizan intercalaciones de depósitos de ignimbritas que corresponderían a la unidad Ignimbritas Tocomar (Villa *et al.*, en prep.), los cuales tienen una mayor potencia hacia la parte alta de la quebrada, lo que concuerda con la proximidad a las fuentes emisoras.

En la quebrada Llullaillaco, al W de los morros de Cachiyuyo, se identifican depósitos de flujos de detritos, mientras que, al E de los morros, se observan depósitos canalizados, depósitos de flujos en manto y de flujos de detritos hacia el techo de la columna. Además, se reconocen potentes depósitos de ignimbritas, las cuales muestran un mayor espesor en la columna estratigráfica efectuada al E de los morros. Los constituyentes de los flujos de detritos y en manto son clastos de tobas que pertenecen a la Formación Agua Escondida, lo que evidencia su cercanía al basamento. Las sucesiones se encuentran selladas por una unidad de flujo de las Ignimbritas Zorritas (Villa *et al.*, en prep.). En esta quebrada predomina el material piroclástico, lo que sugiere una prevalencia del aporte de material de origen volcánico asociado a las erupciones explosivas, alternadas con procesos aluviales cercanos al área fuente.

Al norte, en la quebrada Las Zorritas, se observan depósitos de flujos de detritos y depósitos canalizados intercalados con ignimbritas. Los componentes de los flujos de detritos corresponden a clastos provenientes de las formaciones Zorritas y Agua escondida, lo que sugiere una cercanía al basamento. Aquí, la potencia de la sucesión es menor que la expuesta al sur, en la quebrada Llullaillaco, mostrando pocas variaciones de espesor a lo largo de la quebrada Las Zorritas. El techo de estas sucesiones también es un flujo de las Ignimbritas Zorritas (Villa *et al.*, en prep.).

En tanto, en el norte del área de trabajo, en la quebrada Guanaqueros, se reconocen potentes depósitos de flujos de detritos con espesores de 15-20 m, observándose un aumento de la potencia al E de la quebrada, lo que indica proximidad a la fuente y la predominancia de procesos aluviales caóticos. Los depósitos de ignimbritas intercalados tienen una menor abundancia y potencia hacia el E de la quebrada. En cuanto al sector de Pajonales, que se encuentra al norte de la quebrada anterior, se reconocen depósitos de flujos de detritos y depósitos canalizados, sin intercalaciones de material piroclástico.

Por lo tanto, el ambiente aluvial interpretado evidencia una alta disponibilidad de sedimentos y de fase acuosa, que conlleva una alta tasa de erosión y sugiere un clima que permita aportar la suficiente porción acuosa para que ocurran estos depósitos. Lo anterior, indica que las condiciones imperantes durante la sedimentación de los Formación Quebrada Tocomar son áridas/semiáridas y, por ende, la hiperáridez habría sido posterior a estas sucesiones. Una edad que podría ser próxima al inicio de las condiciones de hiperáridez podría ser la obtenida para la Ignimbritas Zorritas (Villa *et al.*, en prep.) y Volcán Punta Negra (Villa *et al.*, en prep.) de *ca.* 11,4-9,1 y 11,5 Ma, respectivamente. Ambas unidades sellan los depósitos clásticos estudiados, y son cubiertas, en discordancia de erosión, por los depósitos clásticos del Mioceno Superior-Pleistoceno (Villa *et al.*, en prep.). Lo anterior, es coherente con lo propuesto por Quade *et al.* (2017), quienes realizan un análisis isotópico de carbono y oxígeno en travertinos neógenos en el sector de Barrancas Blancas, cuyos resultados sugieren un comienzo de la hiperaridez a *ca.* 11,5 Ma entre las latitudes 21°-25°S. Esto es interesante, ya que la mayoría de los estudios paleoclimáticos existentes (Garreaud *et al.*, 2010; Dunai *et al.*, 2005; Hartley y Chong, 2002; Hartley, 2003), han sido realizados ya sea en la depresión central de la región de Antofagasta o en la cordillera de la Costa y precordillera de la región de Tarapacá. Estos estudios sugieren un inicio de la hiperaridez más temprano o más tardío

que lo propuesto en este trabajo. Por ejemplo, Dunai *et al.* (2005) con mediciones de ^{21}Ne cosmogénico en superficies sedimentarias de la cordillera de la Costa al norte de Iquique sugieren una ausencia de erosión significativa desde los 25 Ma, lo que indica que la hiperaridez ocurre antes que el mayor alzamiento Andino. Mientras que otros trabajos vinculan el inicio de la hiperaridez con el cese de la alteración supérgena de los cuerpos de mena a los 21 Ma y 14 Ma, lo que se podría explicar por el alzamiento del flanco occidental de la cordillera de los Andes (Gerraud *et al.*, 2010). Otros estudios, indican que la transición de condiciones áridas a hiperáridas ocurre a los 8 Ma, en base a la disminución de la sedimentación en diferentes sectores del piedemonte del desierto de Atacama, lo que muestra una clara disminución de las precipitaciones (Tosdal *et al.*, 1984; García y Herail, 2005; Farías *et al.*, 2005 y Riquelme *et al.*, 2007 en Garreaud *et al.*, 2010). Por su parte, Hartley y Chong (2002) y Hartley (2003) estudian la sedimentología y estratigrafía de los depósitos neógenos de la depresión central del norte de Chile y sugieren un comienzo de la hiperaridez entre los 6 y 3 Ma. Por lo tanto, el comienzo de la hiperaridez actual es materia de controversia y probablemente, durante el Oligoceno-Mioceno, las condiciones climáticas imperantes variaban de E-W y en las distintas latitudes del norte de Chile.

6.2.2. Evolución oligo-miocena de la cuenca preandina

Para comprender mejor la posición cronoestratigráfica y espacial de la Formación Quebrada Tocomar, se propone el siguiente esquema (Figura 6.1.), en el cual se representa el relleno oligo-mioceno de la cuenca preandina, entre las latitudes $24^{\circ}00'$ - $25^{\circ}00'$ S.

Durante el Oligoceno, al norte del área del presente trabajo ($24^{\circ}00'$ S), se deposita la Formación Tambores, cuya edad máxima de depositación es de 28 Ma, según análisis de U-Pb en circones detríticos (Bahamondes, 2017; Solari *et al.*, 2017). Esta formación es definida por Dingman (1963) y posteriormente es descrita en varios trabajos (Ramírez y Gardeweg, 1982; Gardeweg *et al.*, 1994; Mpodozis *et al.*, 2000; Muñoz *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2007; Basso y Mpodozis, 2012; Henríquez *et al.*, 2014), existiendo cierta incertidumbre en sus relaciones estratigráficas. Bahamondes (2017) describe esta formación en la pampa Imilac ($24^{\circ}10'$ S), ubicada en el flanco oriental de la cordillera de Domeyko y como relleno de la cuenca preandina. Su litología consiste en facies gruesas de conglomerado y areniscas subordinadas (Solari *et al.*, 2017) y se interpreta un

ambiente de abanico aluvial con facies proximales e intermedias en la base (depósitos de flujos de detritos con clastos de más de 1,5 m de diámetro) y facies distales de llanura aluvial y paleosuelos hacia techo (Bahamondes, 2017). Los aportes de las facies aluviales proximales provienen desde el W, es decir, de la cordillera de Domeyko (Bahamondes, 2017). En la franja suroriental (*ca.* 25°S) de las cuencas preandinas, se encuentran otros depósitos oligocenos que son definidos por Villa *et al.* (en prep.) como Estratos de Barrancas Blancas. Estos depósitos consisten en areniscas de grano medio y grueso y se propone un ambiente continental de llanura aluvial para su sedimentación (Villa *et al.*, en prep.). Si bien se desconoce su dirección de aporte y significado paleogeográfico, es posible interpretar que podrían engranar lateralmente con la Formación Tambores y corresponder a las facies distales de dicha formación.

Sobreyace en discordancia angular, la Formación Pampa de Mulas (Oligoceno-Mioceno), compuesta por conglomerados, brechas y areniscas, depositada en un ambiente aluvial y cuyos aportes provienen del basamento de la cordillera de Domeyko (Chong, 1973; González *et al.*, 2015; Astudillo *et al.*, 2017; Solari *et al.*, 2017). Contemporáneos a esta formación, en el sector centro-oriental de las cuencas preandinas y en la vertiente occidental de la cordillera Occidental, se reconocen los depósitos clásticos denominados en este trabajo como Formación Quebrada Tocomar. Estas sucesiones consisten en brechas, conglomerados y areniscas intercalados con depósitos de ignimbritas. En el presente estudio, se interpreta un ambiente aluvial para los Formación Quebrada Tocomar, basándose en la descripción de facies de flujos de detritos, flujos en manto, depósitos canalizados y facies de llanura aluvial. Según la composición de los constituyentes, se observa una proveniencia del basamento de la cordillera Occidental y de los volcanes miocenos.

Las unidades descritas se encuentran sobreyacidas por depósitos semiconsolidados de gravas mio-pleistocenas y por los volcanes miocenos en la cordillera Occidental (Villa *et al.*, en prep.). Estos depósitos mio-pleistocenos son depósitos aluviales y coluviales disectados por agentes erosivos actuales (Villa *et al.*, en prep.).

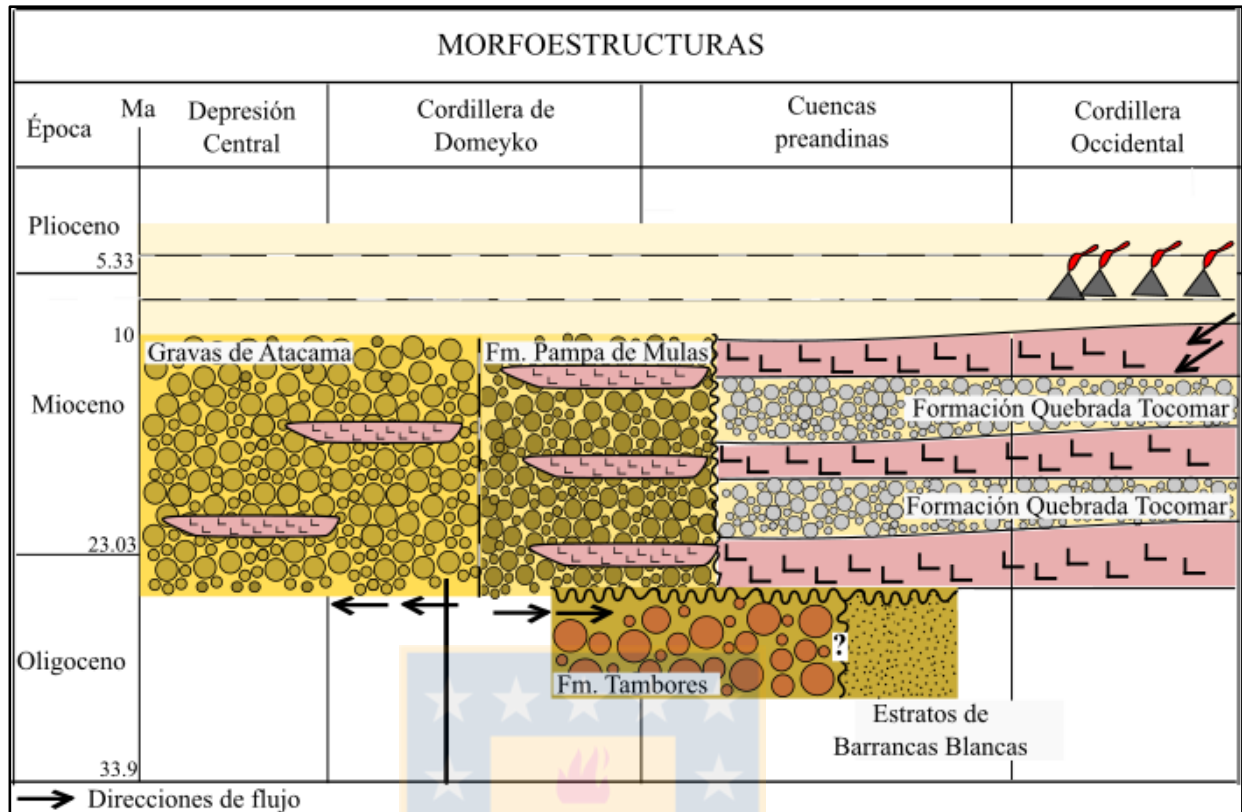


Figura 6.1. Propuesta de cuadro cronoestratigráfico de las unidades oligo-miocenas. Se muestra las variaciones E-W de la depositación de las distintas unidades oligo-miocenas (cordillera Occidental, cuencas preandinas, cordillera de Domeyko, depresión central).

6.3. Volcanismo y sedimentación

En el Oligoceno-Mioceno ocurre la migración de la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Kay *et al.*, 1999; Yañez, 2001; Kay y Mpodozis, 2002; Ramos *et al.*, 2002; Kay y Coira, 2009 en Hevia, 2018) que genera un *flare-up* de edad miocena. Un *flare-up* se asocia con la producción y acumulación de grandes volúmenes de magma, favoreciendo un abundante volcanismo explosivo y la formación de grandes calderas (Kay *et al.*, 1995; Kay *et al.*, 1999; Yañez, 2001; Kay y Coira, 2009 en Hevia, 2018). Por su parte, Naranjo *et al.* (2018) sugieren sistemas de calderas contemporáneos con volcanes constructivos efusivos desde los *ca.* 25 Ma y reconocen un fuerte control tectónico en la generación de dichos sistemas. Además, estos autores identifican dos sistemas de empuje principales NE-SW y N-S, cuya intensa compresión y deformación favorece el desarrollo de dominios extensionales que dan paso al ascenso y acumulación de grandes cantidades de magmas.

Algunos trabajos (Martina *et al.*, 2006; Kataoka *et al.*, 2009; Sohn *et al.*, 2013) proponen que el volcanismo explosivo genera grandes volúmenes de material piroclástico, desencadenando un aumento en las tasas de sedimentación (etapa agradacional). La respuesta del sistema sedimentario (etapas de degradación), dependerá de la relación entre el volumen, la naturaleza y distribución del material piroclástico (como el grado de dispersión, fragmentación, soldamiento, entre otros); la fisiografía e hidrología del ambiente afectado (relieve, ambiente subaéreo o subacuoso, clima); sus condiciones de energía, el espacio de acomodación disponible y los efectos temporales, tales como la respuesta del medio sedimentario entre intervalos de adición de nuevo material (Manville *et al.*, 2009). Además, la alternancia de episodios de agradación-degradación, ejerce un control de primer orden tanto en la sedimentación como en la preservación de las sucesiones (Martina *et al.*, 2006).

Los depósitos clásticos estudiados en este trabajo (Formación Quebrada Tocomar) son inmaduros textural y composicionalmente. Algunas de las sucesiones contienen aporte de material piroclástico como fragmentos de ignimbritas o pómez re TRABAJADAS. A su vez, en la mayoría de las secciones estratigráficas realizadas, las facies clásticas se encuentran intercaladas con potentes depósitos de ignimbritas, las cuales, en general, son cineríticas, se muestran disgregables y en algunos sectores presentan formas canalizadas. Lo anterior, refleja la influencia del volcanismo durante la sedimentación de las sucesiones estudiadas, por lo que existe una importante interacción con el ambiente sedimentario. Además, estos depósitos piroclásticos tienen una amplia distribución espacial en la zona de estudio, lo que podría ser favorecido por la presencia de sedimentos con alta porción acuosa. Así, la potencia de las capas piroclásticas intercaladas en los depósitos clásticos, sugiere que la actividad volcánica explosiva influye fuertemente en la dinámica de la cuenca, contribuyendo a un aumento de la tasa de sedimentación.

6.4. Tectónica y sedimentación

A los *ca.* 25 Ma ocurre un cambio en el ángulo de convergencia de las placas a casi ortogonal (N75°) que conlleva a un importante alzamiento andino en el norte de Chile (Cande y Leslie, 1986) y consecuentemente al depósito de sedimentos de piedemonte denominados previamente como Formación Pampa de Mulas (Chong, 1973; Venegas *et al.*, 2013; González *et al.*, 2015; Astudillo *et al.*, 2017; Solari *et al.*, 2017) y Gravas de Atacama (Mortimer, 1973; Naranjo y Paskoff, 1980;

Riquelme *et al.* (2003; 2007); Nalpas *et al.*, 2008; Naranjo *et al.*, 2013); y en este trabajo como Formación Quebrada Tocomar.

Existen varios trabajos que estudian la relación de estos depósitos con las condiciones tectónicas imperantes. Al suroeste del área de este trabajo, *ca.* de los 26°S, Riquelme *et al.* (2003; 2007), estudia la agradación registrada en las Gravas de Atacama, por medio de un alzamiento de alrededor de 200 m del sector occidental de la cordillera de la Costa y sugieren que la acumulación de las Gravas de Atacama se asocia con la actividad neógena del sistema de fallas de Atacama. Sin embargo, Nalpas *et al.* (2008), quienes estudian los factores responsables de la preservación de las Gravas de Atacama a los 26°30'S, discrepan de la propuesta de la actividad de las fallas durante o inmediatamente antes de la sedimentación de las gravas miocenas, ya que no encuentran evidencia de deformación sinsedimentaria miocena, como inconformidades progresivas o variaciones de potencia.

Por otra parte, en la cordillera de Domeyko se han documentado tasas de exhumación relativamente altas (hasta 200 m/Ma) durante el Eoceno-Oligoceno temprano (*ca.* 50 Ma y 30 Ma; Makshev y Zentelli, 1999). Asociado a este evento de exhumación, se generan sucesiones clásticas sin a post tectónica en ambos flancos de la cordillera de Domeyko (Charrier *et al.*, 2009; Mpodozis *et al.*, 2005; Tapia *et al.*, 2012; Villar *et al.*, 2015; Centellas *et al.*, 2015; Bahamondes, 2017).

Charrier *et al.* (2009) proponen que con el alzamiento de la cordillera Incaica (o protocordillera de Domeyko) durante el Eoceno medio, se genera la erosión de este relieve y los detritos resultantes acumulados en la vertiente occidental de la cordillera de Domeyko, corresponden a la Formación Tambores a los *ca.* 23°S. Además, estos autores indican que durante el Oligoceno-Mioceno se genera un episodio de deformación compresiva, correlacionable con las fases Quechua inicial y principal (Salfity *et al.*, 1984 en Charrier *et al.*, 2009). Este evento tiene un efecto regional y causa la reactivación de las fallas pre-existentes, lo que provoca la erosión y por ende, la generación de grandes volúmenes de sedimentos clásticos detríticos acumulados en la vertiente occidental de la cordillera de Domeyko, los cuales corresponden a la Formación Pampa de Mulas y Gravas de Atacama entre los *ca.* 24°S y *ca.* 27°S (Charrier *et al.*, 2009).

Mpodozis *et al.* (2005) trabajan en la vertiente oriental de la cordillera de Domeyko, entre los 22°S y 24°S, y proponen un episodio transpresional Incaico durante el Eoceno-Oligoceno temprano, que produce el alzamiento de la cordillera de Domeyko y la acumulación sintectónica de la Formación Loma Amarilla. Por su parte, Bahamondes (2017) también estudia los depósitos en la vertiente oriental de la cordillera de Domeyko, entre los 24°S y 24°30'S y sugiere que producto de la erosión de esta cordillera, se deposita la Formación Tambores durante el Oligoceno. En tanto, Charrier *et al.* (2007) asocian la Formación Pampa de Mulas (Oligoceno-Mioceno) a depósitos sintectónicos en el flanco oriental de la cordillera de Domeyko a la latitud de *ca.*24°S.

Por otro lado, aún existe cierta controversia sobre el estilo estructural dominante cenozoico en las cuencas preandinas, entre las latitudes 24°-25°S. Por una parte, Martínez *et al.* (2017; 2018) con perfiles sísmicos, en un área entre los 23° y 25°S, proponen un régimen compresivo desde el Cretácico Superior, mientras que Silva *et al.* (2018) a partir de perfiles sísmicos, gravimetría y datos de superficie, entre los 24° y 25°S, sugieren un evento extensional asociado con las secuencias sedimentarias del Oligoceno-Mioceno temprano y una inversión tectónica en el Neógeno-Cuaternario. A su vez, Jaldin *et al.* (2018) estudian la falla Barrancas Blancas a los *ca.* 25°S y según sus resultados, indican que esta falla tiene una actividad inversa en el Mioceno inferior, lo que provoca un plegamiento de las gravas oligo-miocenas.

Como se menciona, no está claro el contexto tectónico del área de estudio en el momento de la sedimentación de la Formación Quebrada Tocomar. En este trabajo, no se encuentran evidencias concluyentes que indiquen que los depósitos cenozoicos estudiados sean sintectónicos, sin embargo, la presencia de facies gruesas de conglomerados y brechas sugieren una fuerte tectónica en el depósito de estas sucesiones.

7. CONCLUSIONES

Las sucesiones clásticas estudiadas, previamente asignadas a la Formación Pampa de Mulas, presentan características composicionales diferentes a dicha formación, ya que contienen clastos de bloques de basamento distinto y de los volcanes miocenos, por lo que no provienen de las mismas áreas fuentes que la formación definida. En consecuencia, en este trabajo, se sugiere que los depósitos estudiados deben tratarse como una unidad diferente, por lo tanto, se propone el nombre de Formación Quebrada Tocomar para referirse a ellos.

Se reconocen 15 litofacies, a partir de las cuales se identifican 4 asociaciones de facies correspondientes a depósitos de flujos de detritos, depósitos canalizados, depósitos de llanura aluvial, y en forma subordinada, depósitos de flujos en manto. Con este análisis de facies y asociaciones de facies en las secciones estratigráficas, se interpreta un sistema sedimentario aluvial para los Formación Quebrada Tocomar. Las facies definidas sugieren que las condiciones climáticas imperantes durante la sedimentación son áridas/semiáridas. Por lo tanto, en este trabajo se interpreta que el comienzo de la hiperaridez habría sido a los 11,5-9,1 Ma, posterior a la depositación de estas sucesiones. Las intercalaciones en las secuencias de la Formación Quebrada Tocomar de potentes depósitos de ignimbritas, su contenido de material piroclástico re trabajado y su buena preservación, reflejan una fuerte influencia del volcanismo explosivo en la dinámica de la cuenca, contribuyendo a un aumento en la tasa de sedimentación.

8. REFERENCIAS

- Arche, A. 2010. Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias. Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, II, 15-52.
- Arriagada, C., 1999. Geología y Paleomagnetismo del borde oriental de la cordillera de Domeyko, entre los 22°45' y 23°30' latitud sur. II región Chile. Tesis de Magíster en ciencias mención Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Arriagada, C., Roperch P., Mpodozis C., 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the cordillera de Domeyko, northern Chile (22°45'-23°30'S). *Tectonophysics* 326, 153 – 171.
- Astudillo, N.; Ferrando, R.; Montecino, D.; Espinoza, F.; Matthews, S.; Cornejo, P. y Arévalo, C. 2017. Carta Augusta Victoria, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Augustsson, C.; Rüsing, T.; Niemeyer, H.; Kooijman, E.; Berndt, J.; Bahlburg, H. y Zimmermann, U. 2015. 0,3 byr of drainage stability along the Paleozoic palaeo-Pacific Gondwana margin; a detrital zircon study. *Journal of Geological Society* 172 (2): 186-200.
- Bahamondes, B. 2017. Evolución sedimentaria, Cretácico Superior a Paleógena, de la Cuenca Pre-Andina en los sectores del salar de Imilac y la sierra de Almeida (24°S-24°30'S). M. Sc. Thesis (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 146 p.
- Bahlburg, H.; Breikreuz, C. y Zeil, W. 1986. Paliozoische Sedimente Nordchiles. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen A* 66: 147-168.

- Baker, Y.R. 1973. Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding of eastern Washington. Spec. Pap. Geol. Soc. Am, 144. 79 pp.
- Basso, M. y Mpodozis, C. 2012. Carta Cerro Químal, Región de Antofagasta. 48 p., mapa escala 1:100.000. Sernageomin, Santiago de Chile.
- Blair, T.C. 2000b. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46, 913-940.
- Blair, T.C. y McPherson, G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes. *Sedimentary processes and facies assemblages. Sedim. Petrol.*, A64, 450-489.
- Boggs, S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4th edition). Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Boucot, A.; Bahlburg, H.; Bretkreuz, C.; Isaacson, P.; Niemeyer, H. y Urzúa, F. 1995. Devonian Brachiopods from Northern Chile. *Journal of Paleontology* 69 (2): 257-263.
- Branney, M. y Kokelaar, P. 2002. *Pyroclastic Density Currents and the sedimentation of Ignimbrites*, Geological Society: 152 p., London.
- Cande, S. C. y Leslie, R. B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B1), 471-496.
- Cecioni, A. y Frutos, J. 1973. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en la Sierra de Almeida, Norte de Chile. *Actas 1 Congreso Argentino Pal. Bioestr.*, Tucumán, No. 1, A11-A20.
- Centellas, K.; Riquelme, R.; González, R.; Jordan, T.; González, K.; Fernández-Mort, A.; Ramos, H.; Villar, S. y Tapia, L. 2015. *Geocronología, sistemas de depósito y evolución*

paleogeográfica de las unidades sedimentarias eocenas-miocenas de Sierra de Varas, Región de Antofagasta. Actas XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena, Chile.

Charrier, R.; Farías, M. y MaksaeV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35.

Charrier, R.; Pinto, L. y Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The geology of Chile*.

Chong, G. 1973. Reconocimiento Geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincia de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 284 p.

Cornejo, P.; Matthews, S. y Pérez de Arce, C. 2003. The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24-27°S): X Congreso Geológico Chileno (Resumen Extendido, CD), Concepción.

Dickinson, W. R. y Suczek, C. A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Aapg Bulletin*, 63(12), 2164-2182.

Dickinson, W.R.; Beard, L.S. y Brakenridge, G.R. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.

Dingman, R.J. 1963. Cuadrángulo Tulo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 11, 1–35. 1 Mapa escala 1:50,000. Santiago, Chile.

- Dunai, T. J.; López, G. A. G. y Juez-Larré, J. 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, 33(4), 321-324.
- Dutro, J. y Isaacson, P. 1990. Lower Carboniferous brachiopods from Sierra Almeida, northern Chile. *In* *Brachiopods through time*. (Mackinnon, D.I.; Lee, D.E.; Campbell, J.D.; editors), Proceedings of the International Brachiopod Congress, No. 2, University of Otago: 237-232. Dunedin.
- Einsele, G. 1992. *Sedimentary basins: evolution, facies and sediment Budget*. Springer-Verlag: 628 pp.
- Ekes, C. 1993. Bedload-transported pedogenic mud and aggregates in the Lower Old Red Sandstone of southwest Wales. *Geol. Soc. Land*, 150, 469-471.
- Gardeweg, M.; Pino, H.; Ramirez, C. F. y Davidson, J. 1994. Mapa Geológico del Área de Sierra de Imilac y Sierra de Almeida. Servicio Nacional de Geológico y Minería, Documentos de Trabajo, N° 7 (1: 100.000), Santiago.
- Gardeweg, M.; Ramírez, C.F. y Davidson, J. 1993. Mapa geológico del área del Salar de Punta Negra y del Volcán Llullaillaco, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo 5, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Garreaud, R. D.; Molina, A. y Farias, M. 2010. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1-2), 39-50.
- González, R.; Wilke, H.; Menzies, A.; Riquelme, R. y Herrera, C. 2015. Carta Sierra de Varas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

- Harrington, H. 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces of northern Chile. *American Association of Petroleum Geologists* 45: 169-197.
- Hartley, A. 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society*, 160(1), 7-10.
- Hartley, A. J. y Chong, G. 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology*, 30(1), 43-46.
- Henríquez, S.M.; Arriagada, C. y Becerra, J. 2014. Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Hevia, F. 2018. Correlación de litofacies y geoquímica de biotitas de ignimbritas cenozoicas de los Andes Centrales sur. M.Sc. Thesis. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 221 p.
- Isaacson, P.; Fisher, L.; Davidson, J. 1985. Devonian and carboniferous stratigraphy of Sierra de Almeida northern Chile, preliminary results. *Revista Geológica de Chile* (in. 25/26): 113-121.
- Jaldin, D.; Gonzalez, R. y Aguilera, F. 2018. Actividad neógena de la falla Barrancas Blancas y su relación con la actividad volcánica e hidrotermal. *Actas XV Congreso Geológico Chileno*: 1128. Concepción, Chile.
- Kataoka, K. S.; Manville, V.; Nakajo, T. y Urabe, A. 2009. Impacts of explosive volcanism on distal alluvial sedimentation: examples from the Pliocene–Holocene volcanoclastic successions of Japan. *Sedimentary Geology*, 220(3-4), 306-317.
- Koster, E.H. y Steel, R. 1984. Sedimentology of Gravels and Conglomerates, *Mem. Can Soc. Petrol. Geol.* 441 pp.

- Maksaev, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo cerro Palpana. Inst. Invest. Carta Geol. Chile, No. 31, p. 27-30.
- Maksaev, V. y Zentilli, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology*, 8, 65–89.
- Manville, V.; Németh, K., y Kano, K. 2009. Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, 220(3-4), 136-161.
- Martina, F.; Dávila, F. M. y Astini, R. A. 2006. Mio–Pliocene volcanoclastic deposits in the Famatina Ranges, southern Central Andes: a case of volcanic controls on sedimentation in broken foreland basins. *Sedimentary Geology*, 186(1-2), 51-65.
- Martínez, F.; González, R.; Bascuñan, S. y Arriagada, C. 2017. Structural styles of the Salar de Punta Negra Basin in the Preandean depression (24°-25°S) of the Central Andes. *J.S. Am. Earth Sci.*
- Martínez, F.; López, C.; Bascuñan, S. y Arriagada, C. 2018. Tectonic interaction between Mesozoic to Cenozoic extensional and contractional structures in the Preandean Depression (23°–25° S): Geologic implications for the Central Andes. *Tectonophysics*, 744, 333-349.
- McCabe, P. 1977. Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England. *Sedimentology*, 24, 271-290.
- Miall, A.D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin analysis and Petroleum Geology*, 4th edition. Springer: 582 pp. Alemania.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society of London* 129: 505-526.

- Mpodozis, C.; Arriagada, C. y Roperch, P. 1999. Cretaceous to Paleogene geology of the Salar de Atacama basin, northern Chile: a reappraisal of the Purilactis Group stratigraphy. In: Proceedings IV IRD-ISAG, pp. 523–526. IRD Editions, Göttingen.
- Mpodozis, C.; Arriagada, C.; Basso, M.; Roperch, P.; Cobbold, P. y Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama basin, Antofagasta, northern Chile: implications for the tectonic evolution of the central Andes. *Tectonophysics*, 399, 125–154.
- Mpodozis, C.; Blanco, N.; Jordan, T. y Gardeweg, M. C. 2000. Estratigrafía y deformación del Cenozoico tardío en la región norte de la cuenca del Salar de Atacama: La zona de Vilama-Pampa Vizcachitas. In Congreso Geológico Chileno (Vol. 2).
- Muñoz, N.; Charrier, R.; Jordan, T.E. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 29 (1), 55-80.
- Nalpas, T.; Dabard, M-P.; Ruffet, G.; Vernon, A.; Mpodozis, C.; Loi, A. y Hérail, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control?. *Tectonophysics* 459: 161-173.
- Naranjo, J.A. y Paskoff, R. 1980. Evolución geomorfológica de desierto de Atacama entre los 26° y 33°S: revisión cronológica. *Rev. Geol. Chile* N°10, p. 85-89.
- Naranjo, J.A. y Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 62-63: 140 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Naranjo, J.A.; Ramírez, C.F. y Paskoff, R. 1994. Morphostratigraphic evolution of the western margin of Salar de Atacama. *Revista Geológica de Chile* 21 (1): 91-104.

- Naranjo, J.A.; Villa, V. y Venegas, C. 2013. Geología de las áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 153-154, 1 mapa escala 1:100.000.
- Naranjo, J.A.; Villa, V.; Ramírez, C.A. y Pérez de Arce, C. 2018. Volcanism and Tectonism in the southern Central Andes: Tempo, styles and relationships. *Geosphere* 14 (2): 626–641. doi:10.1130/GES01350.1.
- Nemec, W. y Steel., R. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly massflow deposits. *Sedimentology of gravels and conglomerates*. 131 pp.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy* (2nd Edition). Wiley-Blackwell: 419 pp. West Sussex.
- Niemeyer, H.; Urzúa, F. y Rubinstein, C.I. 1997. Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, No. 1, p. 25-43.
- Oliveros, V.; González, J.; Vargas, M. E.; Vásquez, P.; Rossel, P.; Creixell, C. y Bastias, F. 2018. The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. In *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes* (pp. 165-190). Springer, Cham.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Pino, H. y Fuenzalida, G. 1988. Algunos rasgos geológicos de las sierras Almeyda, San Juan y Guanaqueros, Región de Antofagasta. Informe de proyectos exploratorios fuera de Magallanes ENAP-Magallanes. Santiago, 91 pp.

- Quade, J.; Rasbury, E.T.; Huntington, K.W.; Hudson, A.M.; Vonhof, H.; Anchukaitis, K.; Betancourt, J.; Latorre, C. y Pepper, M. 2017. Isotopic characterization of late Neogene travertine deposits at Barrancas Blancas in the eastern Atacama Desert, Chile. *Chemical Geology* 466: 41-56.
- Quade, J.; Rech, J.A.; Betancourt, J.L.; Latorre, C.; Quade, B.; Rylander, K.A. y Fisher, T. 2008. Paleowetlands and Regional climate change in the Central Atacama desert, northern Chile. *Quaternary Research* 69(3): 343-360.
- Ramírez, C.F. y Gardeweg, M. 1982. Hoja Toconao, Carta Geológica de Chile, 54, 1–122. 1 Mapa escala 1:250,000. Santiago, Chile.
- Reading, H.C. 2008. *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraph* (third edition). Blackwell: 688 pp.
- Riquelme, R.; Hérail, G.; Marinod, J.; Charrier, R. y Darrozes, J. 2007. Late cenozoic geomorphologic signals of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S-28°S). *Geomorphology* 86, 283-306.
- Riquelme, R.; Martinod, J.; Hérail, G.; Darrozes, J. y Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361, 255-275.
- Rubinstein, C.; Niemeyer, H. y Urzúa, F. 1996. Primeros resultados palinológicos en la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra de Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 23 (1): 81-95. doi: <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV23n1-a05>.
- Rubinstein, C.; Petus, E. y Niemeyer, H. 2017. Palynostratigraphy of the Zorritas Formation, Antofagasta region, Chile: Insights on the Devonian/Carboniferous boundary in

western Gondwana. *Geoscience Frontiers* 8 (3): 493-506. doi: 10.1016/j.gsf.2016.04.005.

- Salvador, A. 1994. *International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. 2nd.ed. The Geological Society of America: 214 p., il, Boulder.
- Scheuber, E.; Bogdanic, T.; Jensen, A. y Reutter, K. J. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes* (pp. 121-139). Springer Berlin Heidelberg.
- Silva, G.; Arriagada, C. y Bascuñan, S. 2018. Salar de Punta Negra-Imilac (24°-25°S): Arquitectura de una Cuenca preandina meso-cenozoica, Andes Centrales del norte de Chile. *Actas XV Congreso Geológico Chileno*: 1148-1151. Concepción, Chile.
- Sohn, Y. K.; Ki, J. S.; Jung, S.; Kim, M. C.; Cho, H. y Son, M. 2013. Synvolcanic and syntectonic sedimentation of the mixed volcaniclastic–epiclastic succession in the Miocene Janggi Basin, SE Korea. *Sedimentary Geology*, 288, 40-59.
- Solari, M.; Venegas, C.; Montecino, D.; Astudillo, N.; Cortes, J.; Bahamondes, B. y Espinoza F. 2017. *Geología del área de Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Chile.
- 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.
- Stear, W. M. 1985. Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient Sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo región, South Africa. *Sedim. Geol.*, 45, 209 pp.

- Steel, R.J. 1974. New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province. *Sedim. Petrol.*, 44, 336-357.
- Steel, R.J. y Thompson, D.B. 1983. Structures and texture in Triassic braided stream conglomerates (“Bunter” Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group. North Staffordshire, England. *Sedimentology* 30, 341-367.
- Sulpizio, R. y Dellino, G. 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. In *Caldera Volcanism, analysis, modelling and response*. Elsevier B.V. 492 p. Spain and United Kingdom. Sulpizio, R.; Mele, D.; Dellino, P.; La Volpe, L. 2007.
- Tanner, L.H. y Hubert, J.F. 1991. Basalt breccias and conglomerates in the Lower Jurassic McCoy Brook Formation, Fundy Basin, Nova Scotia: Differentiation of talus and debris-flow deposits. *Sedim. Petrol.*, 61, 15-27-3-5-1-
- Tapia, M.; Riquelme, R.; Marquardt, C.; Mpodozis, C. y Mora, R. 2012. Estratigrafía y sedimentología de la Cuenca El Tesoro, Distrito Centinela (región de Antofagasta) y su relación con la mineralización exótica de cobre. In *XIII Congreso Geológico Chile, Antofagasta*.
- Urzúa, F. 1989. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Zorritas en la Sierra Guanaqueros, extremo sur de la Sierra Almeida, Alta Cordillera de la Región de Antofagasta-Chile. Memoria de Título (Inédito). Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas: 185 p.
- Urzúa, F. 2009. Geology, geochronology and structural evolution of La Escondida copper district, northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Tasmania: 486 p. Hobart.
- Venegas, C.; Cervetto, M.; Astudillo, N.; Espinoza, F.; Cornejo, P.; Mpodozis, C. y Rivera, O. 2013. Carta Sierra Vaquillas Altas, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio

Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 159, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Villa, V.; Ramírez, C.; Ferrando, R.; Montecino, D. y Lienlaf, M. (en prep.). Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Villar, S.; Riquelme, R.; Centellas, K.; Ramos, H. y Tapia, L. 2015. Deformación y sedimentación sintectónica eocena-miocena en la vertiente occidental de Sierra de Varas entre los 24°8'S 69°24'W-25°10'S 68°8'W, Región de Antofagasta. Actas XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena, Chile.

Yáñez, G.; Cembrano, J.; Pardo, M.; Ranero, C. y Selles, D. 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34 S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 23-38.

