



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



**ESTRATIGRAFÍA, AMBIENTE DE
SEDIMENTACIÓN Y CONTEXTO TECTÓNICO DE LA
FORMACIÓN RÍO DAMAS (KIMMERIDGIANO-
TITONIANO) EN EL SECTOR ALTO MAIPO (34°S,
CHILE CENTRAL)**

Memoria para optar al título de Geóloga

Javiera Catalina Hernández Arias

Profesor Patrocinante: Dr. Alfonso Encinas Martin
Profesores Comisión: Msc. Abraham González Martínez
Dra. Verónica Oliveros Clavijo

Concepción, 2022

ÍNDICE

Página

RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	4
1.1.1 Objetivo General	4
1.1.2 Objetivos Específicos	4
1.2 Ubicación y Accesos	5
1.3 Marco Geológico	7
1.3.1 Marco Geotectónico	7
1.3.1.1 Segmentación Morfoestructural Andina	7
1.3.2 Marco Geológico	8
1.3.2.1 Rocas Estratificadas	8
Formación Río Colina (González, 1963) (Calloviano-Oxfordiano)	9
Formación Río Damas (Klohn, 1960) (Kimmeridgiano)	10
Formación Lo Valdés (González, 1963) (Titoniano-Hauteriviano)	10
Formación Colimapu (Klohn, 1960) (Albiano-Campaniano)	10
Formación Abanico (Aguirre, 1960) (Eoceno superior-Mioceno inferior)	10
Formación Farellones (Klohn, 1960) (Mioceno inferior-medio)....	10
Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969)	11
Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969)	11
1.3.2.2 Rocas Intrusivas	11
Intrusivos del Mioceno inferior	11
Intrusivos del Mioceno medio-superior	11
1.3.3 Formación Río Damas	11
1.3.4 Formación Tordillo	13
1.4 Agradecimientos	14
2. METODOLOGÍA DE TRABAJO	15
2.1 Fundamentos y Metodologías	15
2.1.1 Análisis de Facies	15
2.1.2 Estudios Estratigráficos	16
2.1.3 Análisis Petrológico	16
2.1.4 Análisis de Paleocorrientes	17
2.1.5 Análisis Estructural	18
2.1.5.1 Estratos de Crecimiento	18

Estratos de crecimiento asociados a tectónica compresiva	19
Estratos de crecimiento asociados a sedimentación <i>synrift</i> y estructuras de <i>hemi grabens</i>	20
Estratos de crecimiento asociados a fallas extensionales	20
3. RESULTADOS	22
3.1 Estratigrafía	22
3.1.1 Generalidades	22
3.1.2 Formación Río Damas	22
3.1.3 Formación Lo Valdés (?)	23
3.2 Sedimentología	24
3.2.1 Facies	24
3.2.1.1 Formación Río Damas	24
Areniscas con laminación paralela (<i>Alp</i>)	24
Areniscas con ondulitas (<i>Aco1</i>)	25
Lutitas (<i>Lut</i>)	26
3.2.1.2 Formación Lo Valdés	28
Areniscas masivas (<i>Ams</i>)	28
Areniscas con laminación paralela (<i>Alp</i>)	29
Areniscas con ondulitas (<i>Aco2</i>)	30
Areniscas con intraclastos (<i>Aic</i>)	30
Areniscas con moldes de bivalvos (<i>Amb</i>)	31
Areniscas con laminación convoluta y estratificación cruzada <i>Hummocky</i> (<i>Alc-hcs</i>)	33
Lutitas (<i>Lut</i>)	34
Lutitas con restos de ammonites (<i>Lam</i>)	34
3.2.2 Asociación de Facies	36
3.2.2.1 Formación Río Damas	36
Asociación de areniscas con laminación paralela, ondulitas y lutitas (<i>ASFRD</i>)	36
3.2.2.2 Formación Lo Valdés	36
Asociación de areniscas masivas con areniscas con clastos lutitas (<i>ASFLV1</i>)	36
Asociación de areniscas con laminación paralela, ondulitas, moldes de bivalvos y lutitas (<i>ASFLV2</i>)	37
Asociación de areniscas con estratificación cruzada <i>Hummocky</i> , laminación convoluta y lutitas con ammonites (<i>ASFLV3</i>)	37
3.3 Paleocorrientes	38
3.4 Análisis Estructural	39
3.4.1 Medición de Actitud de Capas	39
3.4.2 Estratos de Crecimiento	40

4. DISCUSIÓN	44
4.1 Estratigrafía	44
4.2 Ambiente de Sedimentación	44
4.3 Proveniencia	45
4.4 Contexto Tectónico	48
5. CONCLUSIONES	52
6. REFERENCIAS	53

ANEXOS

Anexo 1: Columnas Estratigráficas

Anexo 2: Cortes Transparentes



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1 Mapa de ubicación y accesos	6
1. 2 Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32°S y 35°S	7
1. 3 Columna generalizada desde el Jurásico inferior	8
1. 4 Mapa geológico del área de estudio (Figura 1.1), sector Cruz de Piedra.....	9
2. 1 Triángulo de clasificación textural para rocas siliciclásticas	17
2. 2 Triángulo composicional para areniscas	17
2. 3 Estilos de arquitecturas de secciones de crecimiento relacionadas con el plegamiento y falla extensional	21
3. 1 Diagrama de roseta. Se observa una dirección de flujo NW	38
3. 2 Perfil esquemático de las formaciones Río Damas y Lo Valdés, representando un pliegue anticlinal	39
3. 3 Diagrama de planos de falla	43

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página
3. 1 Afloramiento de areniscas con clastos de lutitas que representan un contacto transicional entre la formación Río Damas y Lo Valdés	23
3. 2 Areniscas de grano fino con laminación paralela	25
3. 3 Areniscas con ondulitas	26
3. 4 Afloramientos de lutitas	27
3. 5 Lutitas con impresiones de gotas de lluvia	28
3. 6 Areniscas masivas	29
3. 7 Areniscas con laminación paralela	30
3. 8 Areniscas con clastos de lutitas	31
3. 9 Areniscas con moldes de bivalvos y clastos de lutitas	32
3. 10 A-B: Areniscas con laminación convoluta. C-D: Areniscas con estratificación cruzada <i>Hummocky</i> , formas de domos y cubetas	33
3. 11 Lutitas de la Formación Lo Valdés	34
3. 12 A-B: Afloramientos de lutitas. C: Detalle de restos de ammonites. D: Concreciones en Formación Lo Valdés	35
3. 13 Afloramiento en donde se encuentran los estratos de crecimiento	41
3. 14 Detalle de los estratos de crecimiento y las dos fallas que los generan	42

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
3. 1	Medida original y restaurada en plano de ES y medida de plano en capa	38
3. 2	Medidas de actitud de las capas de la Columna Cruz de Piedra Flanco Norte	39
3. 3	Medidas de actitud de las capas de la Columna Cruz de Piedra Flanco Sur.....	40
3. 4	Medidas de las fallas asociadas a los estratos de crecimiento	43



RESUMEN

La Formación Río Damas es una secuencia continental compuesta por conglomerados, areniscas, limolitas y lavas andesíticas que se depositó en la Cuenca Neuquina en el Jurásico tardío.

Durante el Jurásico temprano-Cretácico temprano la acomodación en la Cuenca Neuquina está dominada por la subsidencia térmica. El arco volcánico de bajo relieve situado al oeste permitió la inundación periódica de la cuenca desde el paleopacífico. En este contexto se acumularon miles de metros de depósitos sedimentarios marinos y continentales en tres ciclos transgresivos-regresivos, manifestados en Chile central por los depósitos correspondientes a las formaciones Río Colina (norte)-Nacientes del Teno (sur), Río Damas, Lo Valdés (norte)-Baños del Flaco (sur) y Colipamu.

El área de estudio se sitúa en los Andes Centrales en los 34°S, al oeste del Volcán Maipo en la Región Metropolitana de Chile. En este sector existen muy pocos trabajos de detalle acerca de la Formación Río Damas. En esta investigación se desarrolla un análisis estratigráfico y sedimentológico de detalle, mediante el levantamiento de dos columnas estratigráficas en una pequeña quebrada situada al SW del Volcán Maipo. Estas comprenden una secuencia rítmica de areniscas y lutitas, dispuestas en capas tabulares con potencias centimétricas a métricas. Las estructuras sedimentarias observadas son laminación paralela, ondulitas e impresiones de gotas de lluvia. Estos sedimentos se interpretan como depósitos de flujos laminares (*sheet floods*) correspondientes a las facies más distales de un abanico aluvial. Además, se observa un contacto transicional con la Formación Lo Valdés.

1. INTRODUCCIÓN

La Cordillera de los Andes corresponde al cinturón montañoso más largo y alto formado en un entorno convergente (Jordan et al., 1983). Uyeda y Kanamori (1979) indican un origen producto del fuerte acoplamiento mecánico de las placas, lo cual provoca una importante deformación compresiva y una subducción tipo Chilena.

Durante el Proterozoico tardío al Paleozoico tardío se produjo la acreción de terrenos (Charrier et al., 2007). Posterior a esto, entre el Pérmico tardío al Triásico temprano la subducción fue interrumpida (Mpodozis y Ramos, 1989) o disminuyó considerablemente (Oliveros et al., 2018) durante la unión de Pangea (Mpodozis y Kay, 1990). Luego, entre el Triásico tardío al Jurásico temprano ocurrió un evento de *rifting* que culminó con la ruptura del supercontinente (Bechis et al., 2019). Posteriormente, la subducción se reanudó (Mpodozis y Ramos, 1989) o aumentó su velocidad (Oliveros et al., 2018). El periodo entre el Jurásico temprano al Cretácico temprano estuvo caracterizado por una tectónica extensional (Horton, 2018). En este periodo el arco magmático se desplazó hacia el oeste y se desarrollaron cuencas de trasarco interconectadas hacia el este, las cuales se rellenaron con sedimentos marinos y continentales (Mpodozis y Ramos, 1989). Estas condiciones tectónicas corresponden a una subducción de tipo Mariana, caracterizada por un acoplamiento débil y la aparición de arcos intraoceánicos y cuencas de trasarco extensionales (Uyeda y Kanamori, 1979). A principios del Cretácico tardío, la apertura del océano Atlántico Sur dio lugar a la aceleración de la deriva hacia el oeste de Sudamérica y el régimen tectónico pasó a ser contraccional (Russo y Silver, 1996). Desde entonces hasta el Cenozoico se produce una subducción de tipo Chilena (Mpodozis y Ramos, 1989).

Las cuencas de trasarco se extendieron a lo largo de toda Sudamérica durante el Jurásico temprano-Cretácico temprano. Dentro de estas se encuentra la Cuenca de Neuquén, la cual se sitúa en el sector oriental de los Andes, en Argentina y en el centro de Chile, entre los 32°S y 40°S. Comprende un registro continuo de miles de metros de espesor, incluyendo sedimentos continentales y marinos, desde el Triásico tardío hasta el Cenozoico temprano (Howell et al., 2005). Es de gran importancia mundial, ya que en ella se encuentra uno de los registros de fósiles más completos del Jurásico y Cretácico temprano, tanto de vertebrados marinos como continentales, y

además es la provincia productora de hidrocarburos más importante de Sudamérica (Howell et al., 2005).

La cuenca tiene una forma triangular y se reconocen dos dominios principales: los Andes Neuquinos al oeste, y la Cuenca Neuquina al este y SE. La mayoría de los yacimientos de hidrocarburos se encuentran en la Cuenca Neuquina al este, mientras que en los Andes Neuquinos se encuentran las sucesiones mesozoicas más deformadas, que dan origen a las fajas corridas y plegadas de Aconcagua, Malargüe y Agrio (Howell et al., 2005).

La historia evolutiva de la cuenca está controlada en gran parte por los cambios en la tectónica del margen occidental de Gondwana. La evolución y el desarrollo de la cuenca se puede dividir en tres etapas:

1. Triásico tardío-Jurásico temprano: fase inicial de *synrift* que produjo una serie de depocentros desconectados, los cuales fueron rellenados por depósitos sedimentarios y volcánicos (Legarreta y Gulisano, 1989; Cristallini et al., 2009).
2. Jurásico temprano-Cretácico temprano: ocurre una subsidencia térmica regional que conecta gradualmente los depocentros del Triásico y se sedimentan sucesiones marinas y continentales (Legarreta y Uliana, 1991, 1996; Howell et al., 2005).
3. Cretácico tardío: se produce un cambio a un régimen contraccional que provoca una etapa con sedimentación de antepaís y alzamiento andino (Ramos y Folguera, 2005; Tunik et al., 2010; Fennell et al., 2015).

La acomodación en la Cuenca Neuquina durante el Jurásico temprano-Cretácico temprano está dominada por la subsidencia térmica de acuerdo a Legarreta y Uliana (1991). El arco volcánico de bajo relieve situado al oeste permitió la inundación periódica de la Cuenca de Neuquén desde el paleopacífico (Mpodozis y Ramos, 1989). Se acumularon más de 4.000 metros de depósitos sedimentarios marinos y continentales que representan tres ciclos transgresivos-regresivos, los

cuales son producto de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar (Legarreta y Uliana, 1996; Howell et al., 2005).

En Argentina se definen cuatro unidades litoestratigráficas diferentes conocidas como grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Rayoso (Legarreta y Gulisano, 1989). En Chile central los depósitos equivalentes corresponden a las formaciones Río Colina (norte)-Nacientes del Teno (sur), Río Damas, Lo Valdés (norte)-Baños del Flaco (sur) y Colipamu (Klohn, 1960; González, 1963; Martínez-Pardo y Osorio, 1963; Thiele, 1980; Hallam et al., 1986; Salazar, 2012; Rossel et al., 2014; Junkin et al., 2019).

Sin embargo, algunas evidencias muestran que este es probablemente un modelo simplista y que la evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca Neuquina durante el Jurásico temprano-Cretácico temprano es más compleja de lo que se pensaba.

En particular, es controversial el origen de la regresión marina que provocó la sedimentación de los depósitos fluvio-aluviales de las formaciones equivalentes Río Damas (Chile) y Tordillo (Argentina) durante el Kimmeridgiano-Titoniano. La sedimentación de estas unidades se atribuyó a un nivel eustático bajo durante la etapa de subsidencia térmica (Legarreta y Uliana, 1991). Sin embargo, la presencia en estas unidades de hasta ~4.000 metros de depósitos aluviales que incluyen conglomerados con algunos clastos de calizas derivados de formaciones jurásicas más antiguas (Charrier et al., 2007, Rossel et al., 2014; Acevedo et al., 2018), la presencia de ~1.000 metros de estratos volcánicos en la Formación Río Damas (Rossel et al., 2014), y el hecho de que el Kimmeridgiano-Titoniano coincida con un alto nivel global del mar (Haq, 2018) sugieren causas tectónicas para la sedimentación de estas unidades. No obstante, no hay consenso sobre el mecanismo desencadenante.

Siguiendo los modelos clásicos de evolución tectónica de la Cuenca Neuquina, se interpreta que la Formación Tordillo se sedimentó durante la etapa de subsidencia térmica (Legarreta y Uliana 1991, 1996; Howell et al., 2005). Sin embargo, las variaciones de facies, procedencia y espesor indican un patrón que se aleja de la suave deformación de la cuenca y de la lenta subsidencia (McKenzie, 1978; Cacace et al., 2006). Las evidencias estructurales y sedimentológicas indican que la

sedimentación en el sector norte fue controlada por fallas normales. Por el contrario, el sector sur se caracterizó por el levantamiento del arco de Huinul en un entorno transpresional o contraccional (Mescua et al., 2020). Para explicar esto Mescua et al. (2020) proponen la ocurrencia de una tectónica compresional y extensional de manera contemporánea en las partes sur y norte de la Cuenca Neuquina durante la sedimentación de las formaciones Río Damas-Tordillo. Ellos plantean que el movimiento de alejamiento de la fosa de Gondwana entre los 160 y 140 Ma causó el retroceso de la fosa, consistente con la extensión regional en el trasarco. Al mismo tiempo, la ruptura inicial de Pangea produjo la rotación de América del Sur en el sentido de las agujas del reloj, que fue mayor en el sur y llevó a un estado de tensión transpresiva local en la zona de Huinul.

La falta de trabajos sedimentológicos de la Formación Río Damas en el sector Alto Maipo impiden establecer un modelo claro acerca del ambiente de sedimentación de estas unidades, por lo cual en esta tesis se propone desarrollar un estudio estratigráfico y sedimentológico de detalle en los afloramientos de la Formación Río Damas en los 34°S, Chile Central, con el objetivo de esclarecer el contexto geotectónico en que se sedimenta la Formación.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo General

Determinar la evolución tectono-sedimentaria de la Formación Río Damas en el sector Alto Maipo (34°S, Chile Central).

1.1.2 Objetivos Específicos

1. Caracterizar y determinar las relaciones estratigráficas de la Formación Río Damas.
2. Establecer el ambiente de sedimentación de esta unidad.
3. Determinar las variaciones relativas del nivel del mar durante la sedimentación de la Formación.
4. Describir el contexto tectónico durante la sedimentación de esta unidad.

1.2 Ubicación y Accesos

El área de estudio se sitúa en los Andes Centrales en los 34°S, al oeste del volcán Maipo, Provincia de Cordillera, Comuna de San José de Maipo, Región Metropolitana de Chile (Figura 1.1).

Para acceder a la zona se debe ingresar a la Región Metropolitana por la comuna de Puente Alto, y tomar la Ruta G-25 (Camino Al Volcán) por aproximadamente 105 km hacia el SE de Santiago. El camino se encuentra asfaltado hasta el Refugio Las Melosas, y luego continúa solo con ripio hasta la frontera con Argentina. Desde el Refugio Las Melosas se deben recorrer aproximadamente 50 km hasta la Avanzada de Carabineros Cruz de Piedra. A partir de este punto se recorren alrededor de 10 km en vehículo por el camino de ripio hasta llegar a la quebrada en donde se realiza la columna estratigráfica, la que se encuentra en las cercanías del volcán Maipo. A partir de la quebrada se debe ascender a pie siguiendo la misma. El ascenso tiene una dificultad baja-media, y no es posible acceder a todos los afloramientos debido a la considerable altura en que se encuentran y a la gran cantidad de material suelto en las laderas de la quebrada.

Para hacer ingreso al área de estudio se debe tener autorización del recinto privado Fundo Cruz de Piedra, el cual es propiedad de Empresas Gasco S.A.

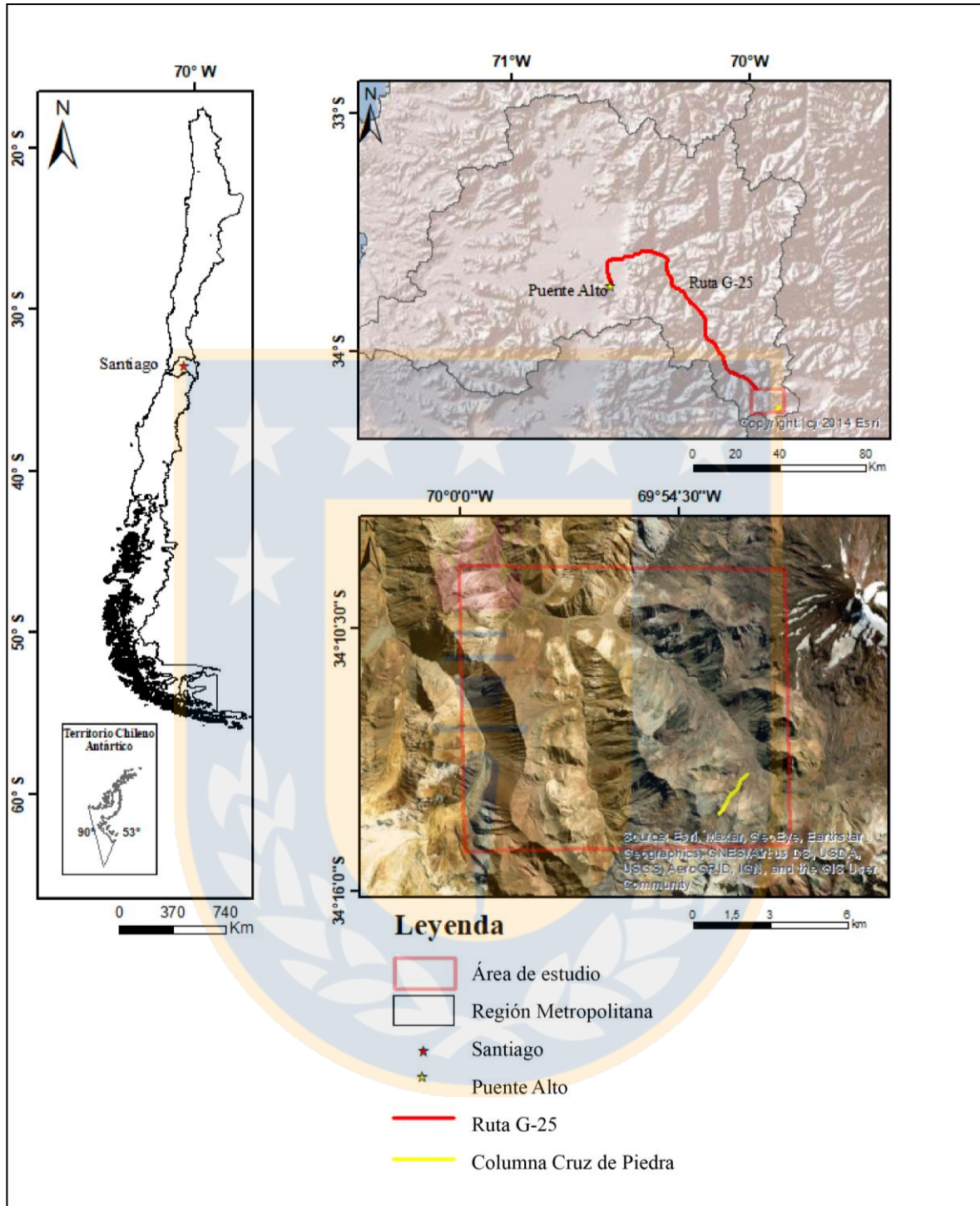


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos.

1.3 Marco Geológico

1.3.1 Marco Geotectónico

El contexto geotectónico de Chile entre los 32°S y 35°S desde el Jurásico al menos, hasta el presente se ha caracterizado por la subducción de la corteza oceánica bajo la corteza continental, desarrollando diferentes procesos geológicos, tales como: magmatismo, migración del arco, desarrollo de cuencas, tectonismo y orogenia (Coira et al., 1982; Mpodozis y Ramos, 1989).

1.3.1.1 Segmentación Morfoestructural Andina

Los Andes comprendidos entre los 32°S y 35°S se dividen en cinco unidades morfoestructurales principales, las cuales se disponen en franjas de orientación norte-sur, que de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, además del antepaís argentino (Figura 1.2) (Fock, 2005).

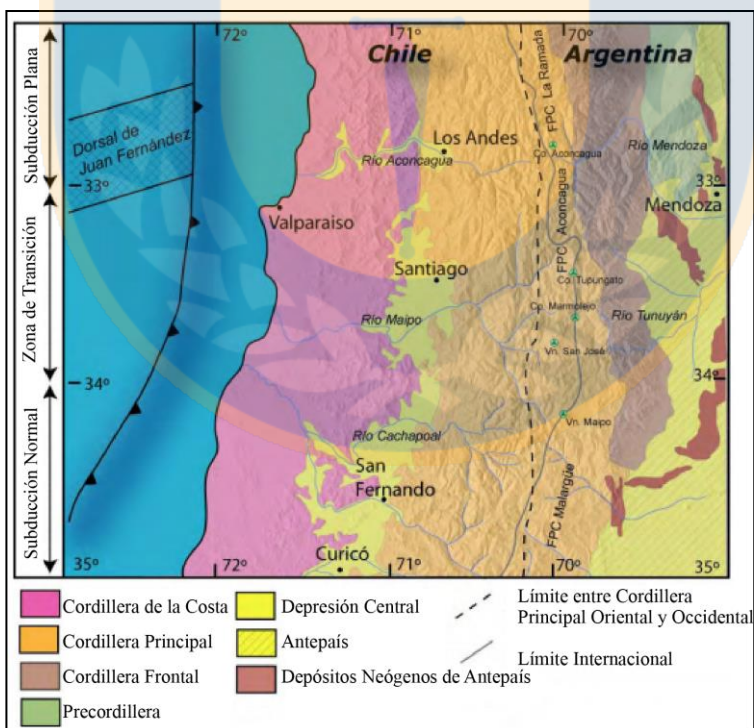


Figura 1.2: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32°S y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yáñez (2003). Tomado de Fock, 2005.

La zona de estudio se emplaza en la Cordillera Principal, la cual puede dividirse en dos flancos: Cordillera Principal Occidental y Cordillera Principal Oriental. La primera está compuesta por las formaciones Abanico y Farellones principalmente, las cuales son de edad cenozoica. La segunda se conforma por rocas mesozoicas altamente deformadas, las cuales originan las fajas corridas y plegadas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Fock, 2005).

1.3.2 Marco Geológico

1.3.2.1 Rocas Estratificadas

Las formaciones reconocidas en la Cordillera Principal corresponden a rocas de edad meso-cenozoica. En la figura 1.3 se representa la columna generalizada y la distribución de las principales formaciones de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal de Chile y Argentina. En la figura 1.4 se presenta un mapa en el cual se distribuyen las principales unidades presentes en el área de estudio.

Época	Edad	Cordillera de la Costa	Cordillera de los Andes		Marco Tectónico
			Chile (W)	Argentina (E)	
Cretácico Inferior	Albiano	Fm. Veta Negra	Fm. Colimapu	Gr. Rayoso	Fm. Rayoso
	Aptiano		Fm. Lo Valdés		Fm. Huitrín
	Barremiano			Gr. Mendoza	Fm. Agrio
	Hauteriviano	Fm. Chachao			
	Valanginiano	Fm. Vaca Muerta			
	Berriasiano	Fm. Lo Prado	Fm. Tordillo		
Jurásico Superior	Titoniano	Fm. Alto de Hualimapu	Fm. Río Damas	Gr. Lotena	Fm. Aquileo
	Kimmeridgiano		Fm. Río Colina		Fm. La Manga
Jurásico Medio	Calloviano			Gr. Cuyo	Fm. Tábanos
	Bathoniano				Fm. Calabozo
	Bajociano				Fm. Lajas
	Aaleniano		Fm. Bardas Blancas		
Jurásico Inferior	Toarciano	Fm. Ricón de Núñez	Fm. Tres Esquinas	Ciclo Precuyano	Fm. Puesto Araya Superior
	Pliensbachiano		Fm. Puesto Araya Inferior		
	Sinemuriano		Fm. El Freno		
	Hettangiano				

Figura 1.3: Columna generalizada desde el Jurásico inferior. Modificado de Tapia et al., 2019.

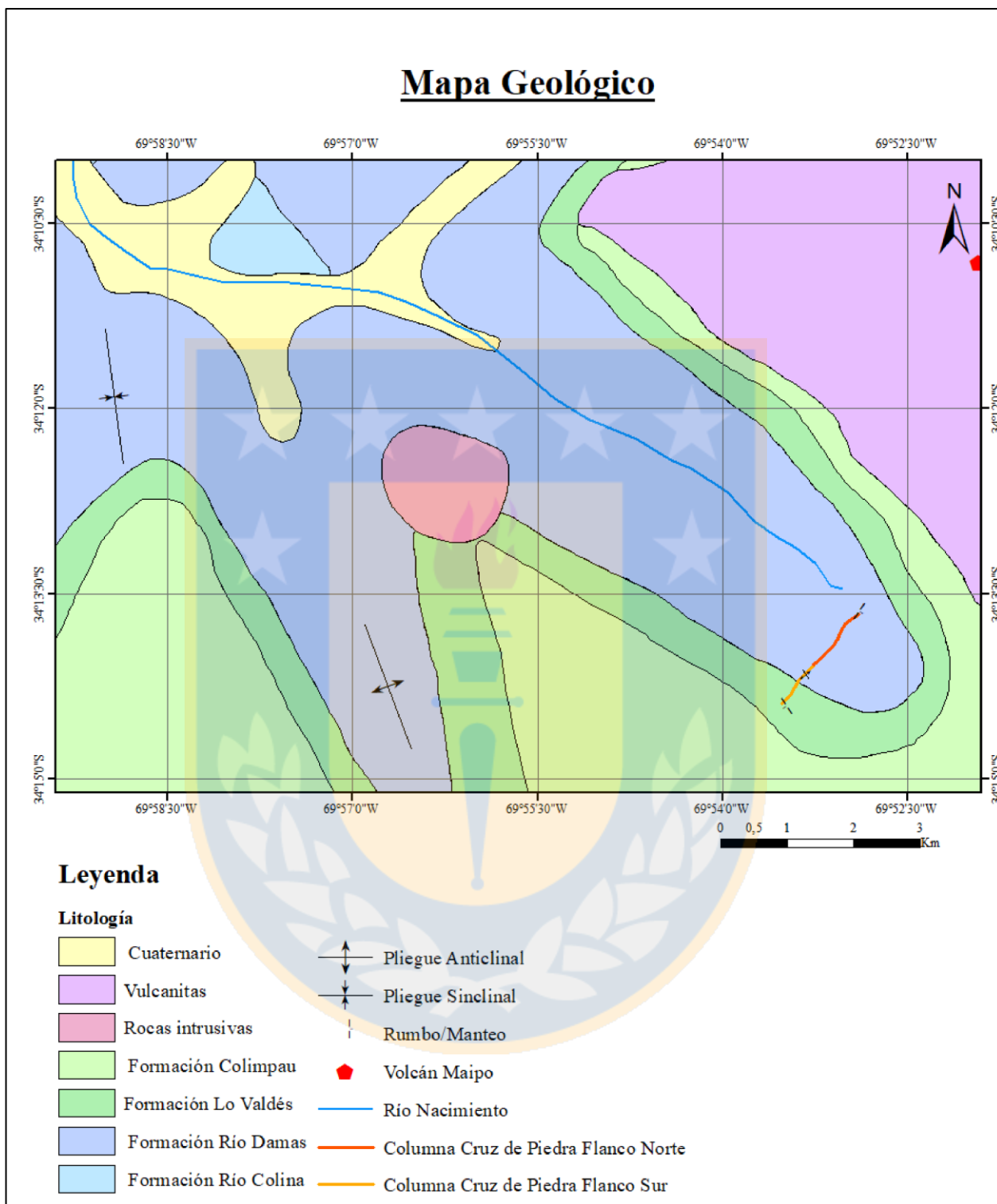


Figura 1.4: Mapa geológico del área de estudio (Figura 1.1), sector Cruz de Piedra. Modificado de Klohn, 1960.

Formación Río Colina (González, 1963) (Calloviano-Oxfordiano): secuencia marina de calizas y lutitas calcáreas oscuras, lutitas fisibles, areniscas finas y conglomerados finos, además de

intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas e interestratificación de yeso. Esta unidad se correlaciona con las formaciones Tábanos, Lotena, La Manga y Auquilco en Argentina (Thiele, 1980).

Formación Río Damas (Klohn, 1960) (Kimmeridgiano): secuencia continental compuesta por conglomerados y brechas conglomerádicas con intercalaciones de areniscas, limolitas y lavas andesíticas, además de pequeños niveles de yeso. Se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas y con la Formación Tordillo en Argentina (Klohn, 1960).

Formación Lo Valdés (González, 1963) (Titoniano-Hauteriviano): secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones marinas en su miembro inferior y calizas, calizas fosilíferas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior (Hallam et al., 1986). Se correlaciona hacia el norte con la Formación San José y hacia el sur con la Formación Baños del Flaco. En Argentina se correlaciona con el Grupo Mendoza (Thiele, 1980).

Formación Colimapu (Klohn, 1960) (Albiano-Campaniano): secuencia continental compuesta por areniscas, lutitas, conglomerados e intercalaciones de tobas, lavas andesíticas y calizas. Se correlaciona cronológicamente con la Formación Cristo Redentor y con las formaciones Diamante y Huitrín en Argentina (Thiele, 1980).

Formación Abanico (Aguirre, 1960) (Eoceno superior-Mioceno inferior): unidad compuesta por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (Charrier et al., 2002). Se correlaciona hacia el sur con la Formación Coya-Machalí y en Argentina con la Formación Molle (Thiele, 1980; Sruoga et al., 2000).

Formación Farellones (Klohn, 1960) (Mioceno inferior-medio): unidad compuesta por lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas (Klohn, 1960). Se correlaciona con las formaciones Palaoco, Contreras, Conglomerados de Tunuyán y Agua de la Piedra en Argentina (Sruoga et al., 2000; Giambiagi et al., 2001).

Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969): corresponde a rocas volcánicas principalmente andesíticas, que forman parte de los edificios volcánicos del Pleistoceno (Thiele, 1980).

Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969): corresponde a rocas volcánicas andesíticas con intercalaciones de brechas y rocas piroclásticas (Thiele, 1980).

1.3.2.2 Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas se distribuyen en franjas de orientación norte-sur que van disminuyendo su edad hacia el este. Según su edad las rocas intrusivas se clasifican de la siguiente forma:

Intrusivos del Mioceno inferior: son plutones con edades entre los 20 y 18 Ma. que intruyen a la Formación Abanico y su litología principal corresponde a granodioritas (Thiele, 1980).

Intrusivos del Mioceno medio-superior: son intrusivos cuya edad varía entre los 13 y 8 Ma, y las litologías principales son granodioritas, monzogranitos y monzonitas cuarcíferas (Thiele, 1980).

1.3.3 Formación Río Damas

La Formación Río Damas es definida por Klohn (1960) y corresponde a un complejo de sedimentos clásticos, finos y gruesos, con intercalaciones de rocas volcánicas, efusivas y piroclásticas (Klohn, 1960).

La Formación Río Damas sobreyace de manera concordante a la Formación Río Colina e infrayace en concordancia a la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980).

Sus afloramientos se distribuyen casi sin interrupción desde el sector del río Teno superior, continuando por la parte alta de las hoyas de los ríos Tinguiririca, Damas, Cortadera, Leñas y Cachapoal, extendiéndose a lo largo del río Barroso, hasta la cuenca superior del río Maipo, en donde tiene gran desarrollo entre los Baños Puente de Tierra y los ríos Cruz de Piedra y Alvarado.

Más hacia el norte se distribuye en la hoya del río Colorado y en el sector del cordón de Puntillas, pasando de allí hacia Argentina (Klohn, 1960).

El espesor medio de la formación es de aproximadamente 3.000 metros, mientras que en el sector de Baños del Flaco-río Las Choicas se observa una potencia de 5.550 metros, lo cual puede deberse a una subsidencia mayor dentro de la cuenca de sedimentación (Klohn, 1960).

Las litologías predominantes son areniscas rojas con facies arcillosas y tobíferas, conglomerados y brechas de andesita con matriz arenosa y brechas efusivas. En el contacto de areniscas con lutitas es posible observar grietas de desecación, impresiones de gotas de lluvia y *ripplemarks* (Klohn, 1960). Estos sedimentos se depositan principalmente en un ambiente terrestre subaéreo y lagunar (Klohn, 1960).

Debido a sus relaciones estratigráficas se indica una edad kimmeridgiana (Thiele, 1980).

La Formación Río Damas se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas y con la Formación Tordillo en Argentina (Groeber, 1946; Klohn, 1960).

Calderón (2008) en el sector del valle río El Volcán divide a la formación en tres miembros, que de base a techo son:

- Miembro Cerro Aguja Escondida (MCAE) (500 metros): secuencia volcánica y volcanoclástica de carácter continental (Calderón, 2008).
- Miembro Cerro Catedral (MCK) (2.250 metros): secuencia sedimentaria de ambiente continental, constituida principalmente por facies aluviales y fluviales. El color de las litologías es pardo rojizo y amarillo. Se observan estructuras como laminación paralela, laminación cruzada y ondulitas de oleaje. Se propone un ambiente de sedimentación de abanicos aluviales proximales a medios, con ríos trenzados de baja pendiente con alta energía y someros (Calderón, 2008).

- Miembro Punta Zanzi (MPZ) (1.200 metros): se diferencia del miembro anterior por la coloración verde pálida y el aspecto macizo de la base, además de un aumento del tamaño de los clastos que componen los estratos más gruesos. En este miembro se encuentra una mayor cantidad de sedimentos finos fangolíticos y arenosos, que presentan un color pardo rojizo. Hacia techo las areniscas se enriquecen en carbonatos y se encuentran restos de placas de equinodermos y oolitos, indicando una influencia de ambiente costero (Calderón, 2008).

Calderón (2008) interpreta un ambiente de delta en ambiente subacuático de las zonas más distales de abanicos aluviales. Además, los estratos del techo de este miembro son reasignados a la Formación Lo Valdés, por ser la expresión del ingreso del mar previo a la sedimentación de las calizas de la base de la Formación Lo Valdés descrita por Hallam et al. (1986).

1.3.4 Formación Tordillo

La Formación Tordillo es definida por Stipanovic (1969) y corresponde a una sucesión continental de capas rojas de origen fluvial principalmente, depositadas en el Jurásico tardío. Se asigna una edad kimmeridgiana debido al contenido fosilífero encontrado en las capas subyacentes y sobreyacentes (Groeber, 1946; Legarreta y Uliana, 1999). Sin embargo, se han determinado edades de U-Pb de circones detríticos e ígneos que indican que la sedimentación ocurrió entre los 150 a los 143 Ma (Titoniano-Berriasio) (Naipauer et al., 2012, 2015a, b; Horton et al., 2016).

En distintos sectores, la parte superior de la Formación Tordillo corresponde a areniscas y fangolitas verdes, conocida como “Faja Verde”. Estos depósitos se interpretan como lacustres o marinos someros (Digregorio, 1972; Legarreta y Uliana, 1996). Además, hacia el oeste, se interdigita con andesitas y andesitas basálticas intercaladas con conglomerados y brechas volcanoclásticas de la Formación Río Damas (Klohn, 1960; Charrier, 1981; Charrier et al., 2007; Sruoga et al., 2011).

Basándose en la distribución de facies, análisis de proveniencia, variaciones de espesor y datos estructurales, se indica que la Formación Tordillo se depositó en un contexto extensional en el

sector norte de la Cuenca Neuquina. Esta extensión fue coetánea con una configuración neutral en el sector central de la bahía de Neuquén y el levantamiento transpresivo del arco de Huincul en el sector más austral. Estas configuraciones tectónicas son el resultado de una dinámica de subducción y las rotaciones de placas producto de la ruptura de Pangea (Mescua et al., 2020).

1.4 Agradecimientos

Agradecer al Proyecto Fondecyt 1200428, que ha permitido financiar y desarrollar este trabajo; principalmente al profesor patrocinante Dr. Alfonso Encinas por su compromiso, apoyo y guía a lo largo de esta investigación. Agradecer al Fundo Cruz de Piedra, especialmente a la Srta. Loreto González, Sra. María Cristina Henríquez, Don Mario Rojas y Don Pedro González, trabajadores del fundo, quienes nos brindaron su hospitalidad y cariño en los días que tuvimos que pasar en el fundo producto de los aluviones ocurridos en febrero del 2021, también a mis compañeros de terreno, cuya ayuda fue imprescindible durante el terreno de este trabajo. Agradecer a cada uno de los funcionarios del departamento Ciencias de la Tierra por permitir ocupar las instalaciones siempre en las condiciones más óptimas, a pesar de la contingencia sanitaria que impidió el uso de las dependencias con normalidad durante los años 2020 y 2021; y a los profesores que me formaron a lo largo de estos 6 años.

Por último, agradecer al pilar fundamental de mi vida, mis padres, quienes me han llevado a ser la persona que soy hoy.

2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Como se indica en el capítulo de Introducción, el objetivo principal de esta memoria es precisar la evolución tectonosedimentaria de los depósitos pertenecientes a la Formación Río Damas en el sector Alto Maipo. Para esto es necesario determinar la estratigrafía y el ambiente de sedimentación, definiendo el contexto tectónico en el cual ocurre la sedimentación. En este capítulo se detalla la metodología utilizada para dar cumplimiento a los objetivos planteados.

2.1 Fundamentos y Metodologías

2.1.1 Análisis de Facies

Para determinar la génesis y el ambiente sedimentario de una sucesión estratigráfica se requiere de un análisis de facies sedimentarias. El concepto de facies es introducido por Nicholas Steno en 1669. La actual definición de facies es entregada por Gressly (1838), y se refiere a la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica.

Johannes Walther (1983) establece la asociación de ambientes modernos con ambientes antiguos, en donde se sugiere que gran parte de las explicaciones genéticas para procesos pasados son iguales a los procesos geológicos modernos. Así, a partir de los medios sedimentarios actuales y las asociaciones de facies que los caracterizan, estas se pueden reconocer en materiales antiguos, definiendo “modelos de facies” (Walker, 1979).

Realizar un estudio sedimentológico de detalle, en donde se describen características como la arquitectura, litología, estructuras sedimentarias, fósiles, textura y color, permite determinar el ambiente sedimentario de una sucesión estratigráfica.

El procedimiento realizado para el análisis de facies es el siguiente:

- Levantamiento de columnas de detalle en donde se describen las distintas facies.

- Se establecen las facies en función de sus atributos y se identifican aquellas asociaciones de facies que se repiten.
- Se interpretan las distintas facies y asociaciones de facies, comparándolas con un modelo de facies, determinando el ambiente de sedimentación.

2.1.2 Estudios Estratigráficos

El estudio estratigráfico se basa en el ordenamiento relativo de las distintas unidades observadas en terreno. Esto se lleva a cabo mediante la confección de las columnas estratigráficas con el uso del *software Adobe Illustrator CS6*.

2.1.3 Análisis Petrológico

Se describen las características petrológicas mediante un estudio macro y microscópico. Para esto se describen en terreno los rasgos litológicos y texturales. Posteriormente se realizaron 11 cortes transparentes, los cuales se analizan mediante microscópico óptico, modelo *Zeiss Standard*.

Para clasificar las rocas sedimentarias se utiliza la clasificación de Nichols (1999) (Figura 2.1) para la clasificación textural, y la de Folk (1968) (Figura 2.2) para clasificar composicionalmente a las areniscas.

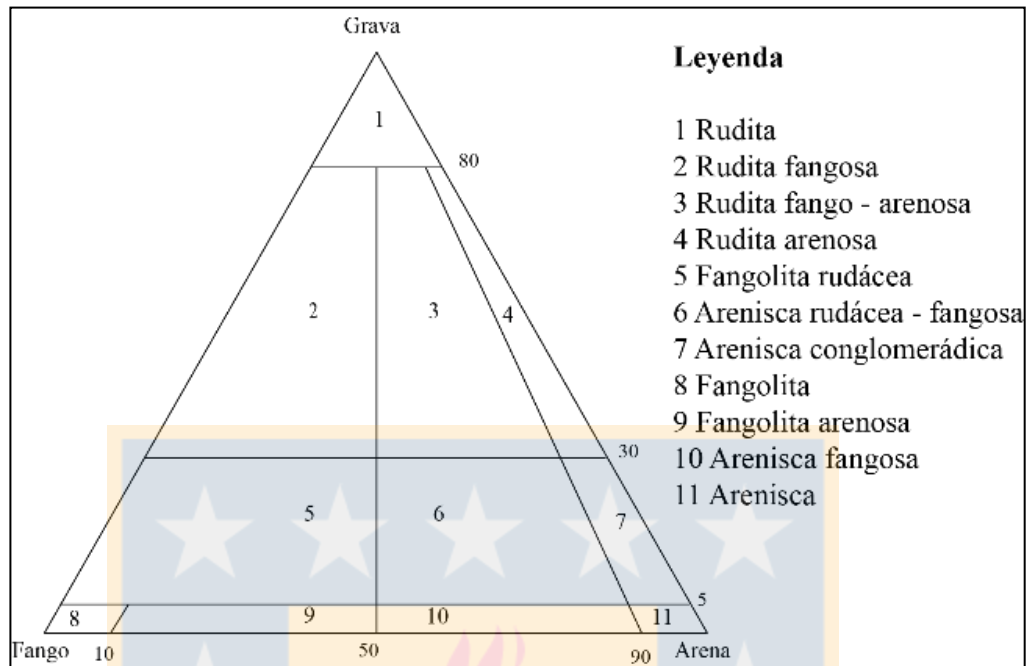


Figura 2.1: Triángulo de clasificación textural para rocas siliciclásticas. Nichols, 1999.

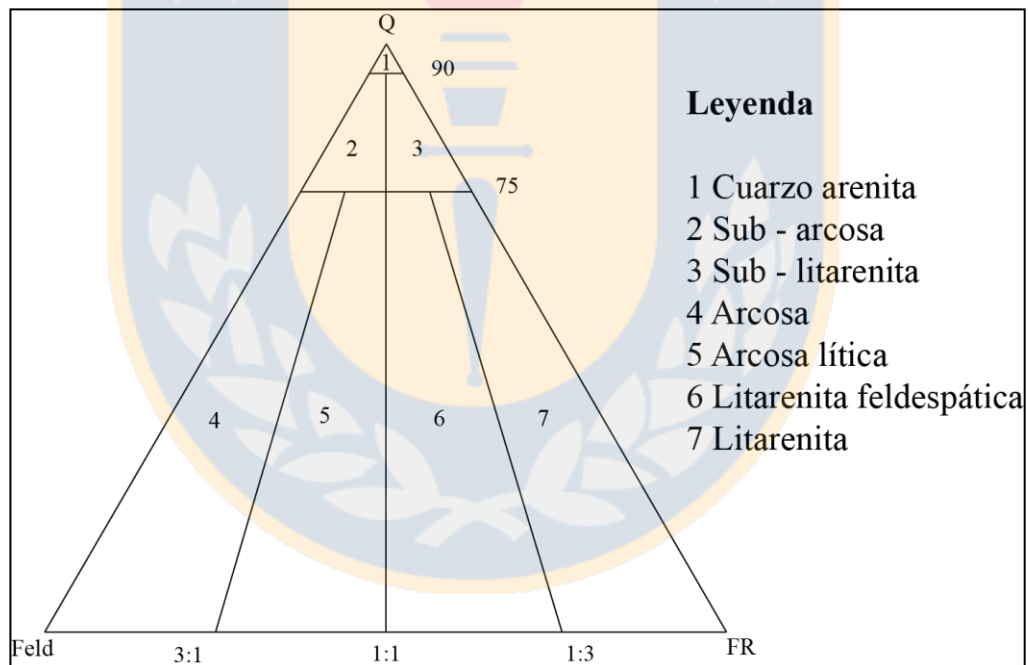


Figura 2.2: Triángulo composicional para areniscas. Folk, 1968.

2.1.4 Análisis de Paleocorrientes

Un conjunto de datos importante que se recopila en trabajos de campo es la información sobre la dirección de las paleocorrientes. Además de las direcciones de la corriente y el viento, estos datos

son importantes para la interpretación de facies, entornos de depósito y paleogeografía. Distintas características en las rocas sedimentarias pueden producir información de paleocorrientes. Algunos registran el sentido del movimiento, mientras que otros registran solo la dirección (Stow, 2010). Existen varios tipos de estructuras sedimentarias, tanto de depósito como erosivas que muestran una orientación con respecto al flujo que las originó (apuntes de clases, Ambientes de Sedimentación de la UdeC, 2017). Cuando las capas están horizontales, los sentidos y direcciones de paleocorrientes se miden directamente con la brújula, apuntando en el sentido que indica la orientación de elementos o estructura sedimentaria (ES). Cuando las capas no están horizontales hay que restaurarlas, proceso que se puede llevar a cabo de forma manual o mediante un *software* digital. En este último caso, hay que rotar las capas y junto con ellas las ES o elementos que medimos para determinar la orientación original, las cuales se pueden medir originalmente como planos o líneas. Existen ES o elementos como la estratificación cruzada planar e imbricación de clastos en que el *dip direction* de los planos que medimos es opuesto al sentido de paleocorriente, por lo que se debería realizar una nueva rotación de 180° . En esta investigación, la restauración de datos se realizará mediante el *software Stereonet* de Allmendinger (2012). A partir de los datos restaurados y con una segunda rotación de 180° (en caso de que sea necesario) se representa la orientación estadística de los datos mediante un diagrama de rosetas, donde se puede obtener el cálculo de un vector con el sentido o dirección de paleocorrientes de los datos recopilados.

2.1.5 Análisis Estructural

En terreno se realiza la medición de actitudes de capas (rumbo y manteo), se identifican y miden planos de falla y estratos de crecimiento sin sedimentarios.

2.1.5.1 Estratos de Crecimiento

La sedimentación en entornos tectónicos activos siempre está controlada por estructuras crecientes a diferentes escalas. Tanto en contextos compresionales como extensionales, los estratos de crecimiento están vinculados a una estructura concreta en profundidad (Verge et al., 2001).

Se denominan estratos de crecimiento a aquellos depósitos que se sedimentan sobre estructuras en crecimiento, los cuales tendrán características particulares debido a su origen sintectónico (Riba, 1976). Estos son indicadores de la cinemática y el momento de la deformación (Suppe et al., 1992), y se utilizan principalmente para identificar la tasa de deformación y el mecanismo de plegamiento (Medwedeff, 1989; Roure et al., 1991; Shaw y Suppe, 1994, 1996; Hardy et al., 1996; Ford et al., 1997; Suppe et al., 1997; Novoa et al., 2000; Verge et al., 2002; Shaw et al., 2004).

Estratos de crecimiento asociados a tectónica compresiva: los estratos de crecimiento muestran discordancias sintectónicas que separan secuencias tectonosedimentarias afectadas por distintos pulsos de deformación. El término de discordancia progresiva o cuña de acumulación fue introducido por Riba (1976). La sedimentación de los estratos de crecimiento está directamente relacionada con la cinemática de plegamiento (Suppe et al., 1992). La inconformidad en los pliegues de crecimiento está causada principalmente por la cinemática de los pliegues, es decir, por los ejes anticlinales y sinclinales activos; la migración de la banda de pliegues; y la rotación progresiva de los miembros. Se identifican tres tipos de inconformidad de los pliegues de crecimiento (Hardy y Poblet 1994): (1) estratos de crecimiento relacionados con la migración activa de la banda de crecimiento (2) estratos de crecimiento relacionados con la migración activa del eje sinclinal; y (3) estratos de crecimiento relacionados con la rotación de las extremidades.

Las bandas de pliegues suelen tener una anchura constante en los estratos de precrecimiento, mientras que en las líneas sísmicas se observa una disminución ascendente de la anchura de las bandas de pliegues dentro de la secuencia estratigráfica depositada durante el deslizamiento de la falla y el crecimiento del pliegue asociado, aquí denominado estratos de crecimiento (Suppe et al., 1992). En los pliegues más sencillos, la banda tiene una anchura constante dentro de los estratos de precrecimiento, y disminuye hacia arriba a través de los estratos de crecimiento y finalmente tiene una anchura cero en la parte superior de la estratigrafía de crecimiento (Suppe et al., 1992).

Se pueden desarrollar modelos cinemáticos (*forward modeling*) que permiten predecir la geometría que presentarán los estratos de crecimiento según cual sea la cinemática del pliegue de crecimiento y la relación entre la tasa de levantamiento (T) y la de sedimentación (S) (Suppe et al., 1992; Poblet et al., 1997).

Estratos de crecimiento asociados a sedimentación *synrift* y estructuras de *hemi grabens*: las variaciones locales en la subsidencia tectónica en relación con las tasas de sedimentación dan lugar a patrones distintivos de estratos plegados de *synrift*, y discordancias que registran la historia de la cuenca (Shaw et al., 1999). Si la tasa de sedimentación supera a la tasa de subsidencia local, los estratos de crecimiento plegados forman bandas de pliegues que se estrechan hacia arriba y que se han descrito anteriormente como triángulos de crecimiento. Por el contrario, si la tasa de sedimentación es inferior o igual a la tasa de subsidencia local, los estratos de crecimiento se pliegan y se truncan en la superficie en los márgenes de los *hemi grabens* (Shaw et al., 1999).

Estratos de crecimiento asociados a fallas extensionales: las fallas extensionales impulsan una amplia gama de estilos de pliegues que pueden afectar la morfología de la superficie e influir en la generación de espacios de acomodación, la sedimentación y patrones de apilamiento (Gawthorpe et al., 1994; Corfield y Sharp, 2000; Gawthorpe y Leeder, 2000; Rotevatn y Jackson, 2014). Se definen cuatro estilos de arquitecturas de secciones de crecimiento relacionadas con el plegamiento y la falla extensional (Figura 2.3): (a) paquetes de crecimiento relacionados con fallas planas que muestran estratos de la pared colgante que divergen hacia la falla, creando típicos paquetes sedimentarios en forma de cuña (Figura a). La mayor tasa de acomodación se produce cerca de la falla, donde el desplazamiento tiende a ser mayor. El desplazamiento de la falla es el principal controlador del espacio de acomodación y el patrón de apilamiento es típicamente agradacional (Gawthorpe et al., 1994); (b) las cuencas monoclinales de los extremos de la falla muestran la divergencia de los estratos lejos de un pliegue monoclinal que crece por encima de los extremos de la falla que se propagan hacia arriba en el subsuelo (Figura b). Se genera menos espacio de acomodación cerca de las fallas, favoreciendo el apilamiento progradante de los estratos y aumentando la importancia relativa de los mecanismos no tectónicos (eustasias) para la generación de acomodación (Gawthorpe et al., 1994; Withjack et al, 2002); (c) cuencas de *rollover* relacionadas con el desplazamiento en fallas lítricas (Figura c) y (d) cuencas sinclinales con fallas

curvas causadas por el desplazamiento en fallas de rampa plana que desencadenan pares de sinclinales-anticlinales paralelos a la falla (Figura d).

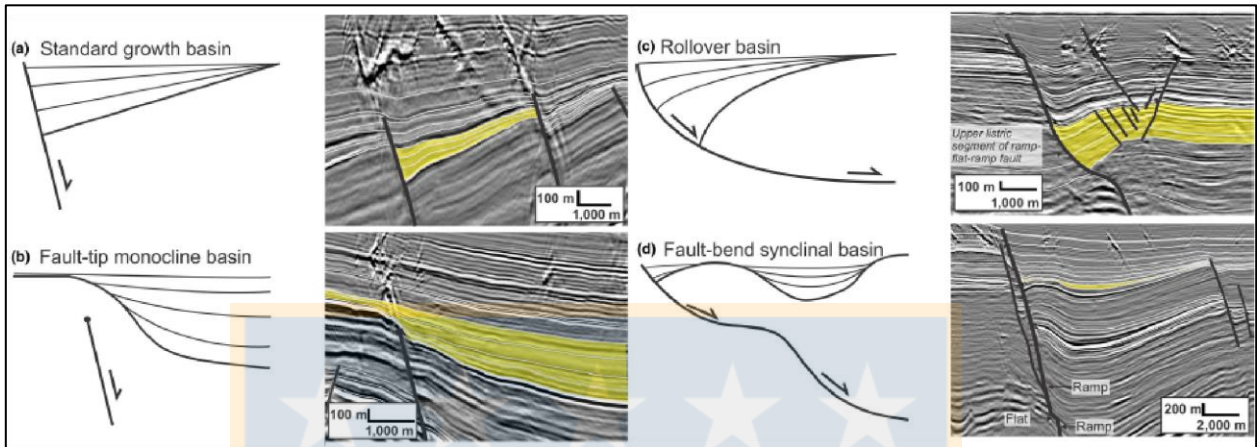


Figura 2.3: Estilos de arquitecturas de secciones de crecimiento relacionadas con el plegamiento y falla extensional.
Tomado de Serck y Braathen, 2019.

La sincronía inherente de los estratos de crecimiento y la actividad acoplada de pliegues o fallas hace que los estratos de crecimiento sean cruciales para interpretar la geometría y cinemática de los pliegues y empujes (Suppe et al., 1992; Anastasio et al., 1997). Sin embargo, el estudio de las geometrías de crecimiento no siempre es sencillo.

3. RESULTADOS

3.1 Estratigrafía

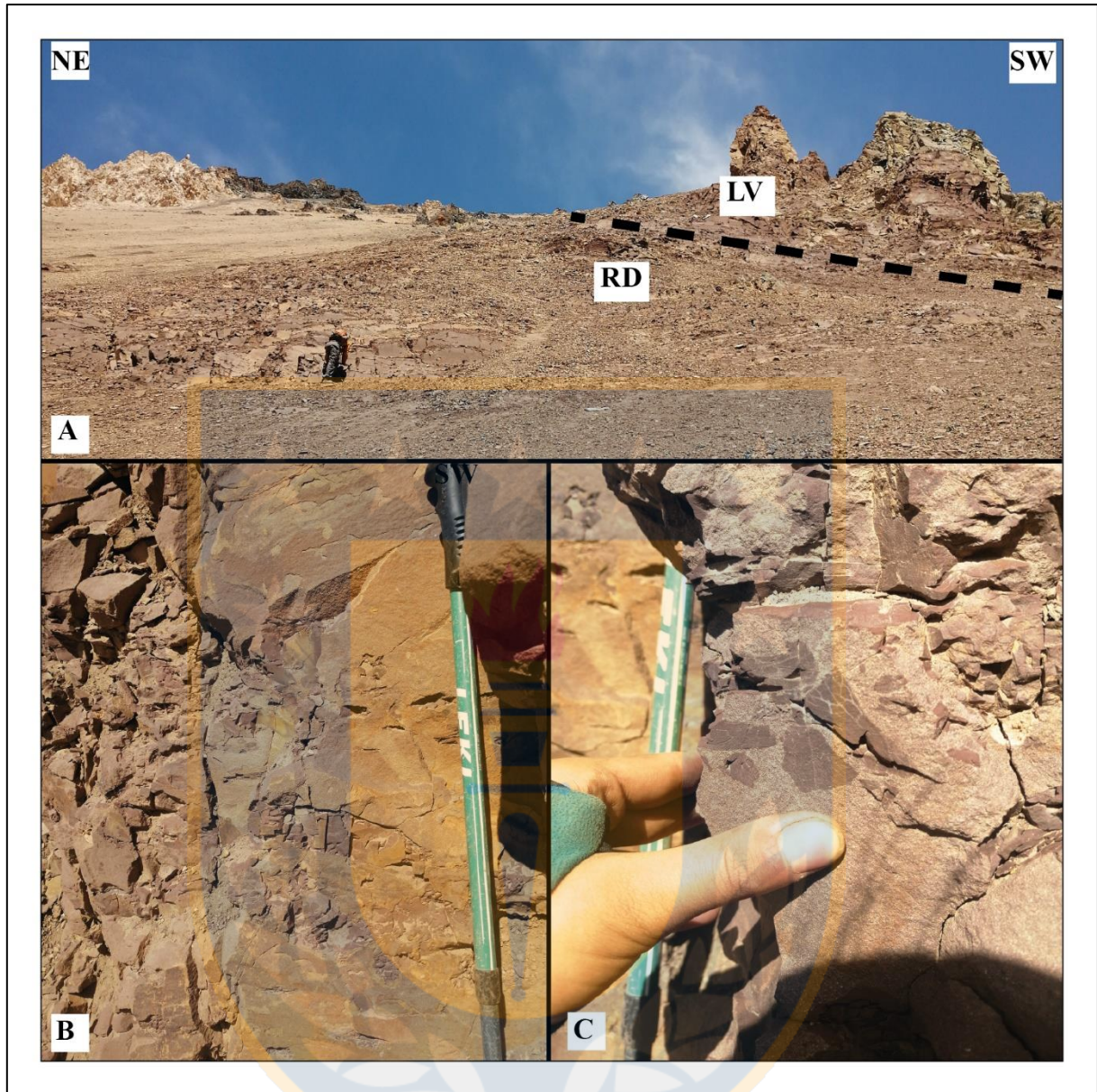
3.1.1 Generalidades

Se describe la Formación Río Damas en el sector SW del área de estudio, donde se realiza el levantamiento de dos columnas estratigráficas de detalle. Ambas columnas corresponden a los tramos superiores de la Formación Río Damas. La primera consta de 125 metros de espesor y muestra una secuencia de areniscas y lutitas. La segunda representa los tramos superiores de la Formación y un contacto transicional con la Formación Lo Valdés. El espesor es de 439 metros y se describen areniscas y lutitas de las dos formaciones. Ambas columnas permiten realizar un estudio estratigráfico y sedimentológico en esta investigación.

3.1.2 Formación Río Damas

Unidad sedimentaria de origen continental compuesta por areniscas y lutitas. En la quebrada situada al SW del volcán Maipo presenta un espesor total de 391 metros. El contacto de la base de la Formación Río Damas no aflora en el área de estudio y el contacto hacia techo es de tipo transicional con la Formación Lo Valdés (Fotografía 3.1).

Hacia la base se disponen capas de 1 a 2 metros de espesor de areniscas con intercalaciones de 10 a 30 centímetros de lutitas. Las areniscas varían su composición entre arcosas, arcosas líticas y litarenitas feldespáticas. Las lutitas se diferencian por su color y a lo largo de la columna se distinguen dos tipos, unas de color violeta en superficie fresca y violeta negruzco en superficie alterada, y otras de color gris en superficie fresca y más verdoso en superficie alterada. Cabe mencionar que entre las capas de lutitas se observan pequeños niveles de yeso de espesor milimétrico. Las estructuras sedimentarias observadas son laminación paralela y ondulitas en las areniscas e impresiones de gotas de lluvia en las lutitas.



Fotografía 3.1: A: Afloramiento de areniscas con clastos de lutitas que representan un contacto transicional entre la formación Río Damas y Lo Valdés. La línea segmentada indica el contacto en la formación Río Damas y Lo Valdés. B-C: Detalle de los clastos de lutitas.

3.1.3 Formación Lo Valdés (?)

Unidad sedimentaria de origen marino compuesta por areniscas y lutitas con una potencia de 173 metros. Se encuentra en contacto con la Formación Río Damas de forma concordante mediante un contacto transicional.

Hacia la base se describe una secuencia transicional entre la formación Río Damas y Lo Valdés en un tramo de areniscas con clastos de lutitas, ya que dichos clastos podrían pertenecer a la Formación Río Damas y las areniscas a la base de la Formación Lo Valdés, o podrían ser intraclastos de lutitas de la Formación río Damas dentro de la misma unidad. Sobre esta capa se encuentran areniscas y lutitas sin estructuras sedimentarias. Las areniscas varían entre subarcosas, arcosas y litarenitas feldespáticas. Luego se disponen areniscas de tipo arcosas y litarenitas feldespáticas, las cuales hacia la base son masivas y hacia techo presentan moldes de bivalvos y clastos de lutitas. Hacia techo se encuentran areniscas y lutitas de color gris negruzco con estructuras sedimentarias como estratificación cruzada *Hummocky* y laminación convoluta, además de restos de ammonites y algunas concreciones.

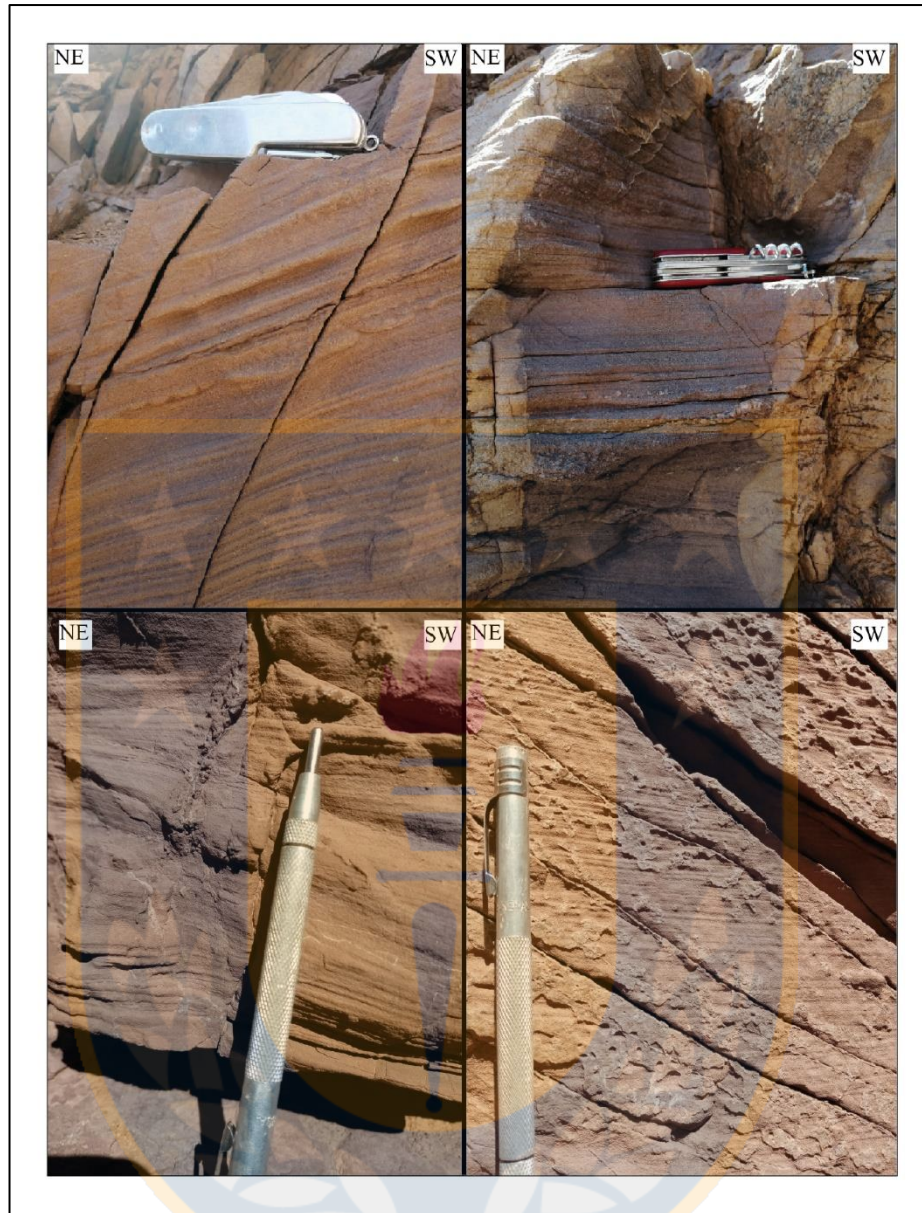
3.2 Sedimentología

3.2.1 Facies

Tras el análisis de las columnas estratigráficas se identificaron tres tipos de facies para la Formación Río Damas y siete tipos para la Formación Lo Valdés, las cuales serán descritas en los siguientes apartados.

3.2.1.1 Formación Río Damas

Areniscas con laminación paralela (*Alp*): areniscas de grano fino a medio cuya composición varía entre arcosas a arcosas líticas, presentan selección moderada a buena. Se disponen en capas tabulares con espesores centimétricos a métricos, siendo el promedio 1 metro de espesor. Presentan laminación paralela (Fotografía 3.2). *Interpretación*: la presencia de laminación paralela indica que la sedimentación se produjo por un flujo unidireccional en condiciones de alto régimen. Además, las pequeñas variaciones en los tamaños de granos indican rápidas fluctuaciones en la fuerza del flujo.



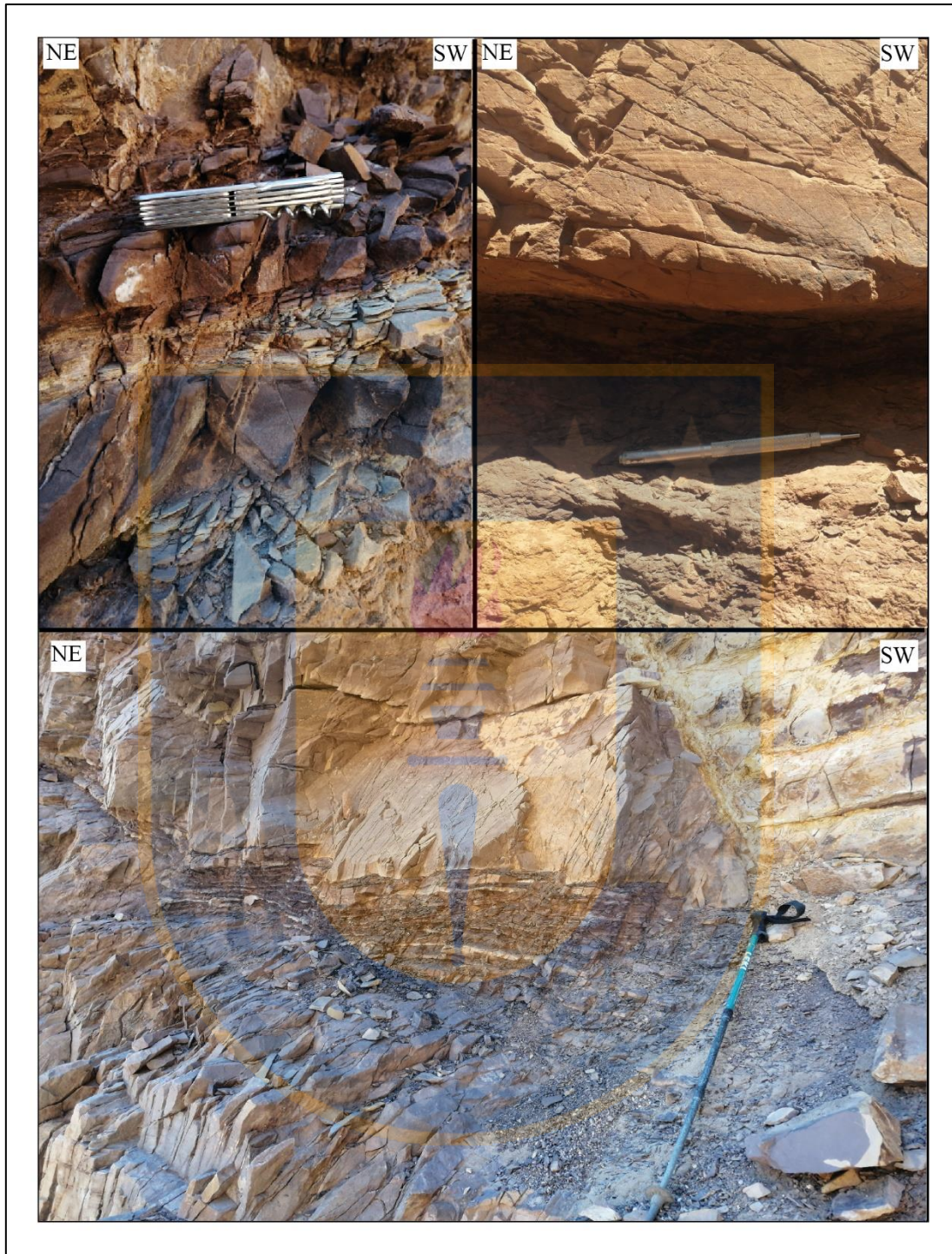
Fotografía 3.2: Areniscas de grano fino con laminación paralela.

Areniscas con ondulitas (AcoI): arcosas de grano fino y buena selección. Se disponen en capas tabulares con espesores centimétricos, los cuales varían entre los 10 a 30 centímetros de potencia. Presentan ondulitas (Fotografía 3.3). *Interpretación*: la presencia de ondulitas indica un flujo unidireccional débil.



Fotografía 3.3: Areniscas con ondulitas.

Lutitas (*Lut*): lutitas de tamaño de grano limo grueso que se diferencian por su color, unas son de color violeta en superficie fresca y violeta negruzco en superficie alterada, mientras que las otras son de color gris en superficie fresca y más verdoso en superficie alterada. Se disponen en capas tabulares con espesores centimétricos. Son de aspecto masivo (Fotografía 3.4). *Interpretación*: la sedimentación de capas de grano fino indica una sedimentación por flujos lentos o tranquilos. En algunos afloramientos se observan impresiones de gotas de lluvia (Fotografía 3.5), lo que indica una sedimentación discontinua en ambientes áridos a semi áridos que permitió que se preservaran las estructuras.



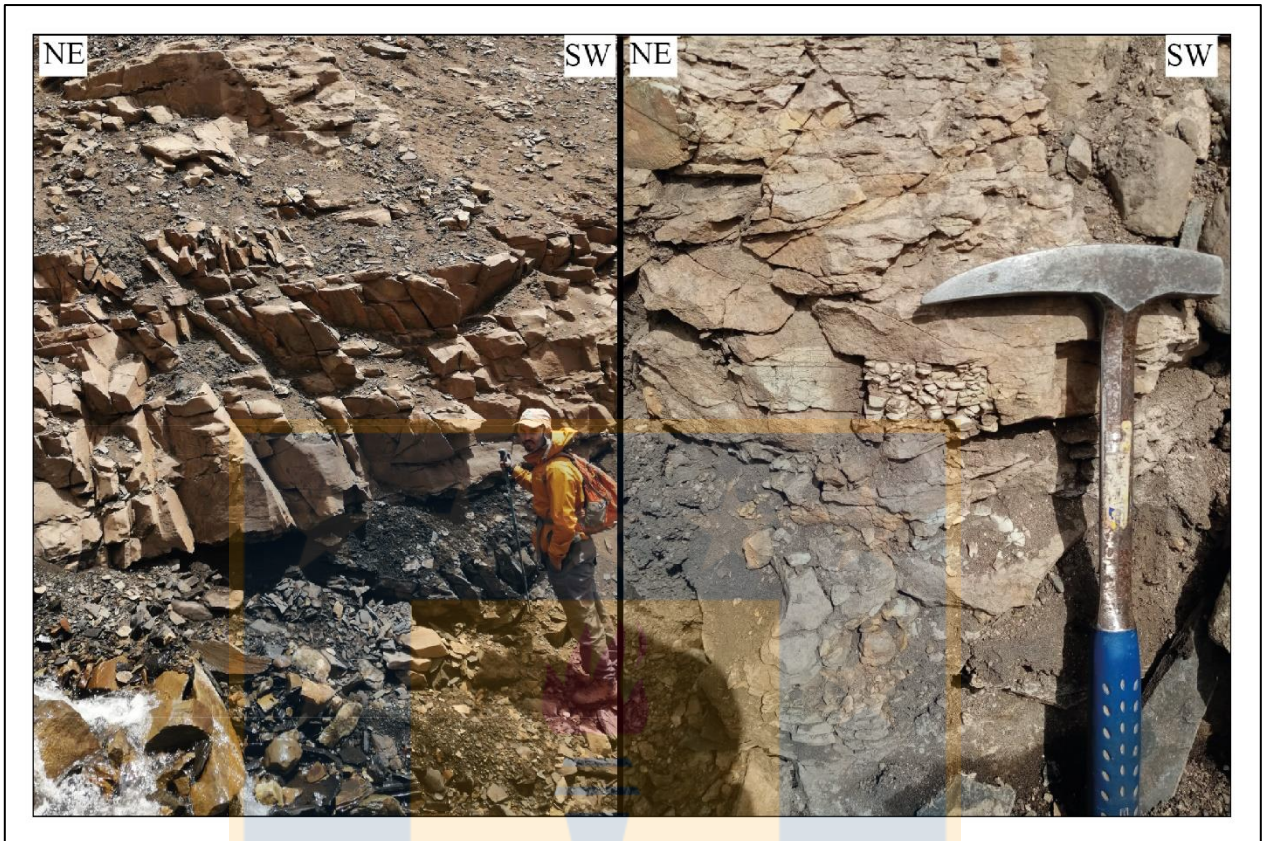
Fotografía 3.4: Afloramientos de lutitas.



Fotografía 3.5: Lutitas con impresiones de gotas de lluvia.

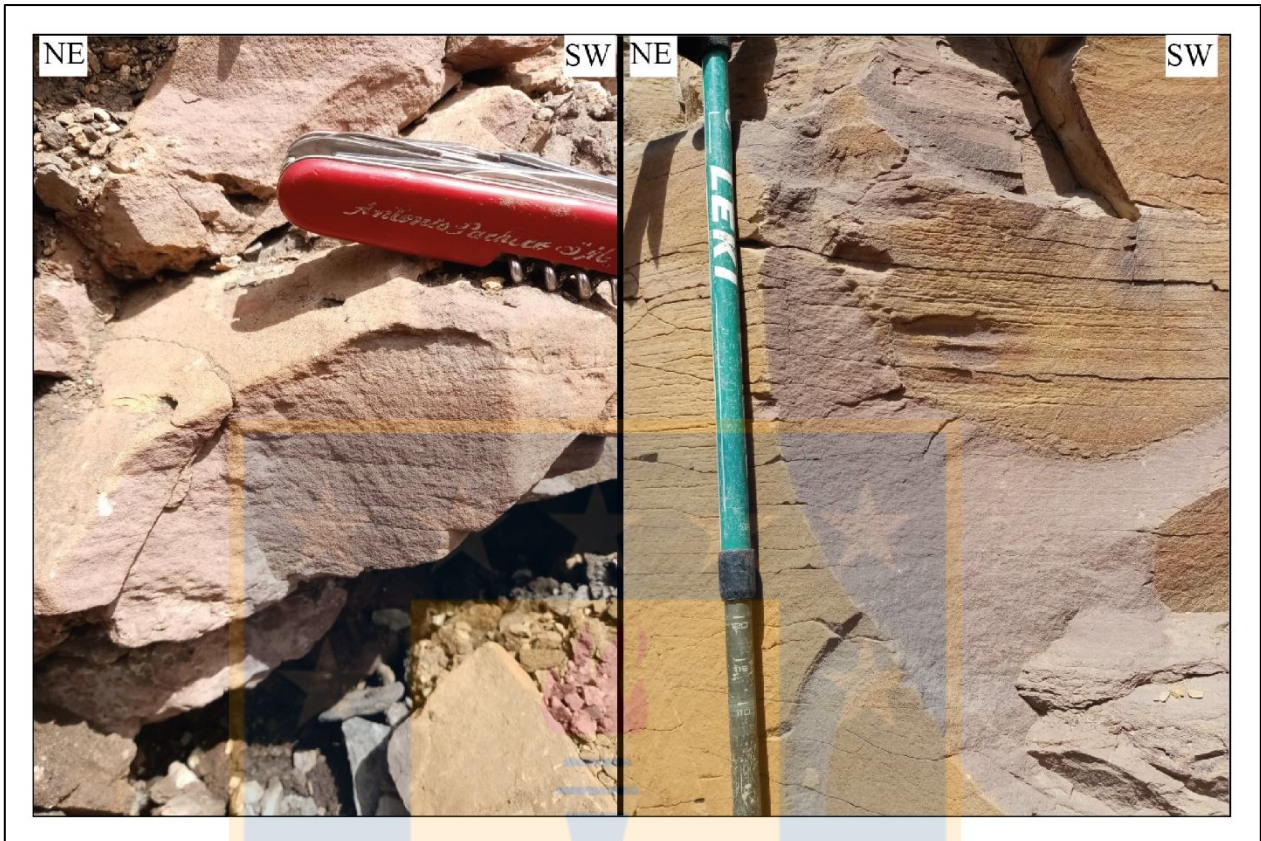
3.2.1.2 Formación Lo Valdés

Areniscas masivas (Ams): areniscas cuya composición varía entre subarcosas a arcosas, con tamaños de grano fino a medio y buena selección. Se disponen en capas tabulares con espesores centimétricos a métricos, siendo el promedio 1 metro de espesor. *Interpretación*: no presentan estructuras sedimentarias (Fotografía 3.6), lo cual probablemente se debe al alto grado de tectonismo que afecta al área provocando que las estructuras sedimentarias no puedan preservarse.



Fotografía 3.6: Areniscas masivas.

Areniscas con laminación paralela (*Alp*): litarenitas feldespáticas y arcosas de grano fino a medio y selección moderada a buena. Se disponen en capas tabulares con espesores centimétricos a métricos, siendo el promedio 1 metro de espesor. *Interpretación*: presentan laminación paralela (Fotografía 3.7). Esto indica que la sedimentación se produjo por un flujo unidireccional en condiciones de alto régimen. Además, las pequeñas variaciones en los tamaños de granos indican rápidas fluctuaciones en la fuerza del flujo.



Fotografía 3.7: Areniscas con laminación paralela.

Areniscas con ondulitas (Aco2): litarenitas feldespáticas y arcosas de grano fino a medio y selección moderada a buena. Se disponen en capas tabulares con espesores centimétricos, los cuales varían entre los 10 a 30 centímetros de potencia. Presentan ondulitas. *Interpretación*: la presencia de ondulitas indica un flujo unidireccional débil.

Areniscas con intraclastos (Aic): arcosas líticas con granos de tamaño arena fina, color pardo violeta en superficie fresca y parduzco en superficie alterada y selección moderada. Poseen clastos de lutitas de color violeta de forma sub-discoidal a sub-prismoidal y presentan un grado de redondez de angular a sub-redondeados, con tamaños centimétricos, variando entre 1 a 5 centímetros (Fotografía 3.8).

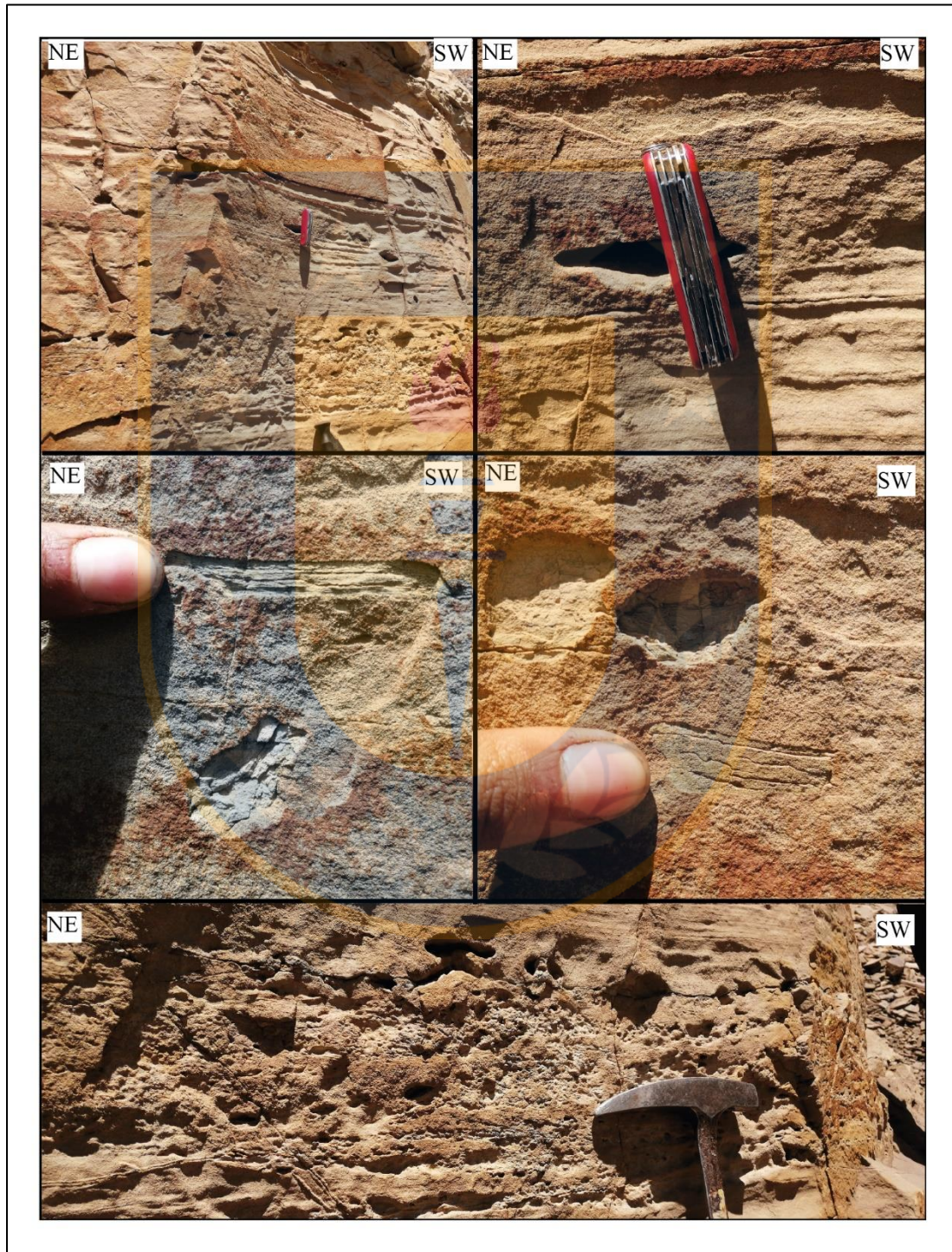


Fotografía 3.8: Areniscas con clastos de lutitas.

Areniscas con moldes de bivalvos (*Amb*): arcosas de tamaño de grano arena fina y color gris verdoso, presentan buena selección. Se ven posibles moldes de bivalvos, debido a sus caras convexas, los cuales se encuentran orientados siguiendo la actitud de las capas. Estos presentan

tamaños variables entre los 5 milímetros hasta los 5 centímetros, siendo el tamaño promedio 1 centímetro. También se observan algunos clastos de lutita de tamaños entre 3 a 10 centímetros, de formas tabulares a ovaladas, siguiendo la disposición de los estratos (Fotografía 3.9).

Interpretación: los moldes de bivalvos indican un ambiente de sedimentación marino.



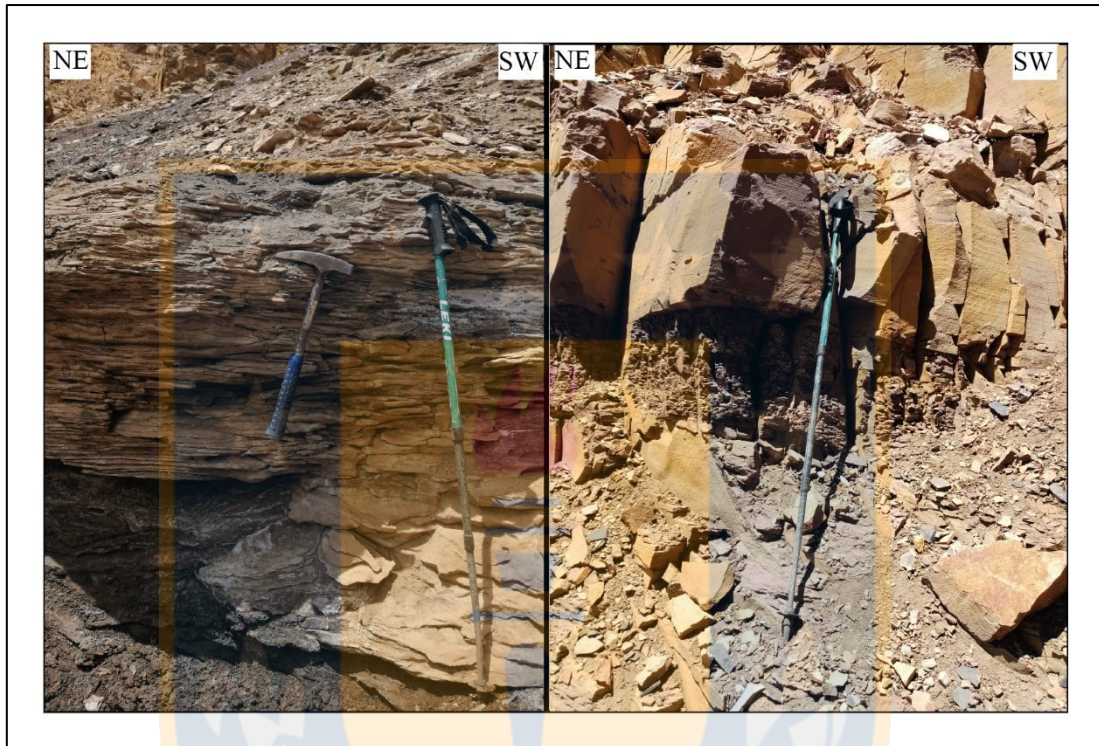
Fotografía 3.9: Areniscas con posibles moldes de bivalvos y clastos de lutitas.

Areniscas con laminación convoluta y estratificación cruzada Hummocky (Alc-hcs): areniscas de grano medio con buena selección, presentan un color gris claro en superficie fresca y pardo amarillento en superficie alterada. Se disponen en capas tabulares con espesores centimétricos a métricos, siendo el promedio 1 metro de espesor. En estas capas se observa localmente estratificación cruzada *Hummocky* y laminación convoluta (Fotografía 3.10). *Interpretación:* la estratificación cruzada *Hummocky* se forma por flujos combinados (olas de tormentas) y la laminación convoluta está asociada a escape de fluidos y deformación por carga.



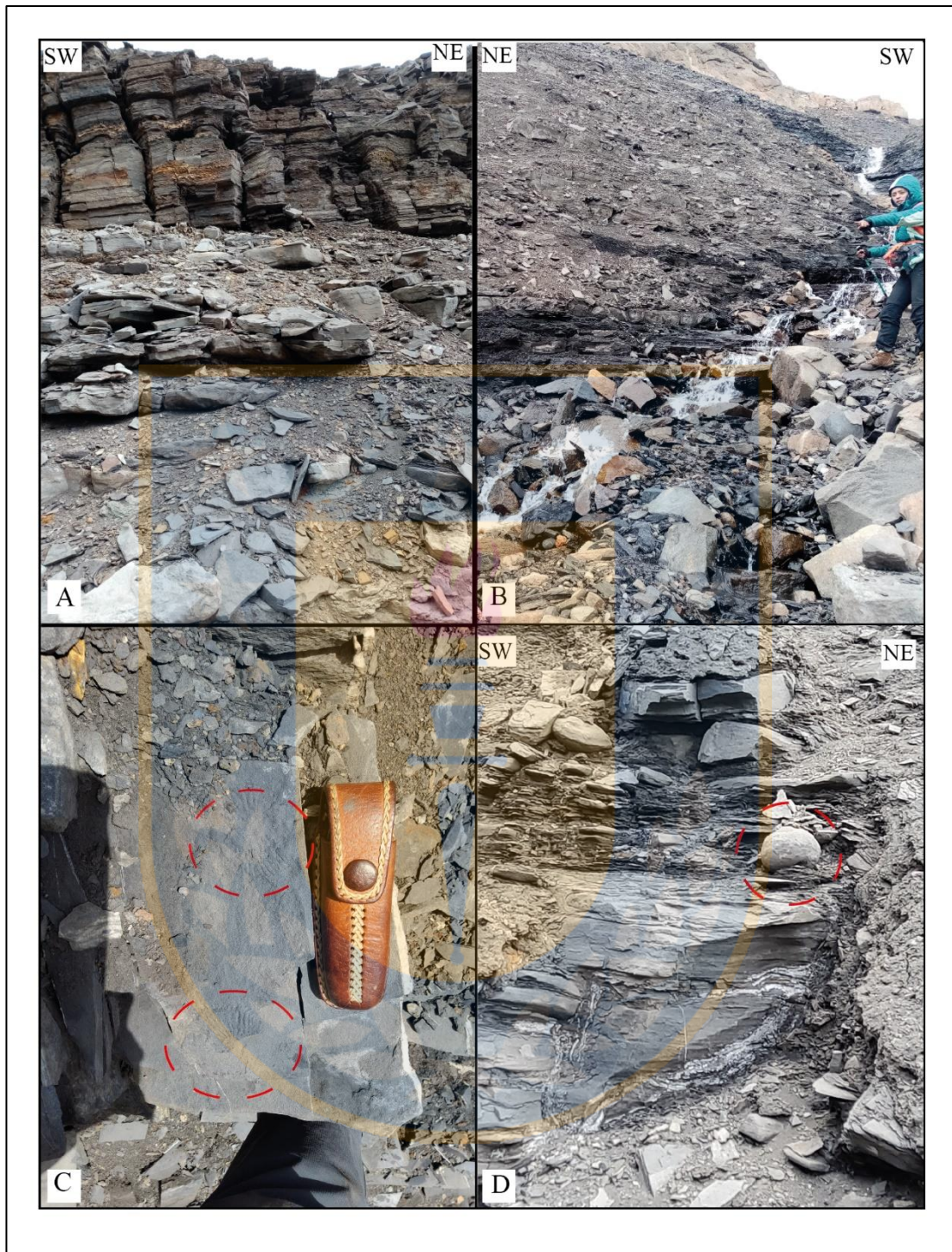
Fotografía 3.10: A-B: Areniscas con laminación convoluta. C-D: Areniscas con estratificación cruzada *Hummocky*, formas de domos y cubetas.

Lutitas (*Lut*): lutitas con tamaño de grano de limo grueso de color gris en superficie fresca y más verdoso en superficie alterada. Se disponen en capas tabulares con espesores centimétricos (Fotografía 3.11). *Interpretación:* la sedimentación de capas de grano fino indica una sedimentación por flujos lentos o tranquilos.



Fotografía 3.11: Lutitas de la Formación Lo Valdés.

Lutitas con restos de ammonites (*Lam*): lutitas de color gris negruzco. Se disponen en capas tabulares con espesores centimétricos a métricos. Se observan restos de ammonites y concreciones (Fotografía 3.12). *Interpretación:* La presencia de ammonites indica un ambiente de sedimentación marino y tranquilo para que se preserven los organismos.



Fotografía 3.12: A-B: Afloramientos de lutitas. C: Detalle de restos de ammonites. D: Concreciones en Formación Lo Valdés.

3.2.2 Asociaciones de Facies

3.2.2.1 Formación Río Damas

Las facies descritas anteriormente para la Formación Río Damas se encuentran todas incluidas dentro de la siguiente asociación de facies:

Asociación de areniscas con laminación paralela, ondulitas y lutitas (ASFRD): esta asociación de facies se observa en la columna Cruz de Piedra Flanco Norte y en los tramos inferiores de la columna Cruz de Piedra Flanco Sur, y representa flujos laminares o *sheet floods* de granos finos a medios. La facies predominante corresponde a las areniscas con laminación paralela, las que se disponen en capas tabulares, con contactos principalmente rectos y solo en algunos sectores con contactos erosivos u ondulados producto de la deformación tectónica. Estas capas tienen potencias que varían entre 1 a 2 metros y se encuentran intercaladas por delgadas capas de lutitas. En menor medida y hacia techo se deposita la facies de areniscas con ondulitas en capas finas de aproximadamente 10 centímetros de espesor. *Interpretación*: la predominancia de laminación paralela indica que la sedimentación ocurre principalmente en regímenes de flujo de alta intensidad y la baja cantidad de ondulitas por sobre las laminaciones paralela apunta a un flujo que disminuye rápidamente. Además, las finas capas de lutitas representan sedimentación en flujos lentos o tranquilos, por decantación. Por su parte, las variaciones de espesor en las capas de areniscas pueden deberse a variaciones en la escorrentía, ya sea por aumento de lluvias u otros.

3.2.2.2 Formación Lo Valdés

Las facies descritas anteriormente para la sección basal de la Formación Lo Valdés se encuentran distribuidas en tres asociaciones de facies:

Asociación de areniscas masivas con areniscas con clastos de lutitas (ASFLVI): esta asociación de facies se observa en la columna Cruz de Piedra Flanco Sur, y corresponde a un contacto transicional entre la Formación Río Damas y la Formación Lo Valdés. La facies predominante corresponde a las areniscas con clastos de lutitas, la cual tiene una potencia de 40 metros y se dispone en capas

tabulares, que hacia la base son masivas y hacia techo se observan los clastos de lutitas. *Interpretación:* esta asociación de facies muestra la transición gradual entre la Formación Río Damas y Lo Valdés, marcando el término de la regresión marina en la cual se sedimenta la Formación Río Damas.

Asociación de areniscas con laminación paralela, ondulitas, moldes de bivalvos y lutitas (ASFLV2):

esta asociación de facies se observa en el tramo 6 de la columna Cruz de Piedra Flanco Sur. La facies predominante corresponde a la de areniscas con moldes de bivalvos, la cual se dispone en capas tabulares sobre las areniscas con laminación paralela y ondulitas. Esta representa una facies marina somera. *Interpretación:* caracteriza un ambiente de energía moderada a baja, con procesos de decantación por suspensión (Kietzmann et al., 2008). La presencia de areniscas, bien seleccionadas de grano medio, y de moldes de bivalvos, sugiere una sedimentación en la zona de *shoreface* superior, donde fueron constantemente retrabajados por acción del oleaje. Estas facies se depositaron en un ambiente marino costero de moderada energía. Las facies de lutitas se depositaron en ambientes de baja energía en la zona de *offshore*, producto de sedimentación por decantación en aguas por debajo del nivel de olas de tormenta (Posamentier y Walker, 2006).

Asociación de areniscas con estratificación cruzada *Hummocky*, laminación convoluta y lutitas con ammonites (ASFLV3):

esta asociación de facies corresponde al tramo 7 de la columna Cruz de Piedra Flanco Sur y representa al techo de la formación Lo Valdés en la columna. Esta es indicativa de una sedimentación marina más profunda, observada por capas de color oscuro con estructuras como estratificación cruzada *Hummocky* y restos de ammonites. *Interpretación:* la presencia de lutitas indica que los procesos de depositación de estos sedimentos ocurrieron en ambientes de baja energía (Nichols, 2009). La existencia estructuras sedimentarias como estratificación cruzada *Hummocky* y niveles de areniscas medias, están relacionados a procesos de mayor energía asociados a tormentas, por lo que se sugiere que estas facies se formaron por encima de la base del oleaje de tormentas y por debajo de la base del oleaje diario normal (Reading, 1996; Nichols, 2009).

3.3 Paleocorrientes

En el área de estudio, solo se pudo obtener un dato de paleocorriente, el cual fue medido en ondulitas. Esta medida fue restaurada según las indicaciones descritas en el capítulo de Metodología. Debido a que solo es un dato no se considera determinante, ya que para desarrollar un trabajo estadístico se debe tener un set con una gran base de datos. La tabla de datos confeccionada consiste en la medición de la estructura sedimentaria (ES), que contienen la medida original tomada en terreno, la medida restaurada que indica la dirección final de paleocorriente y medida de actitud de capa que contiene las ES.

En la Columna Cruz de Piedra Flanco Norte, se obtuvo una medida de paleocorriente mediante planos con ondulitas (Tabla 3.1 y Figura 3.1)

Tabla 3.1: Medida original y restaurada en plano de ES y medida de plano en capa.

Dato	Actitud Capa	Medida Original	Medida Restaurada
1	10/302	14/310	4/309

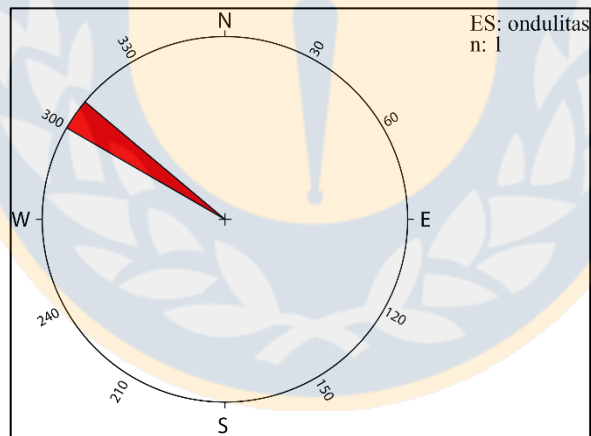


Figura 3.1: Diagrama de roseta. Se observa una dirección de flujo NW.

3.4 Análisis Estructural

3.4.1 Medición de Actitud de Capas

Las capas en el área de estudio se encuentran inclinadas formando un pliegue de tipo anticlinal (Figura 3.2). Las medidas obtenidas de base a techo para las columnas Flanco Norte y Sur se encuentran en las Tablas 3.2 y 3.3 respectivamente.

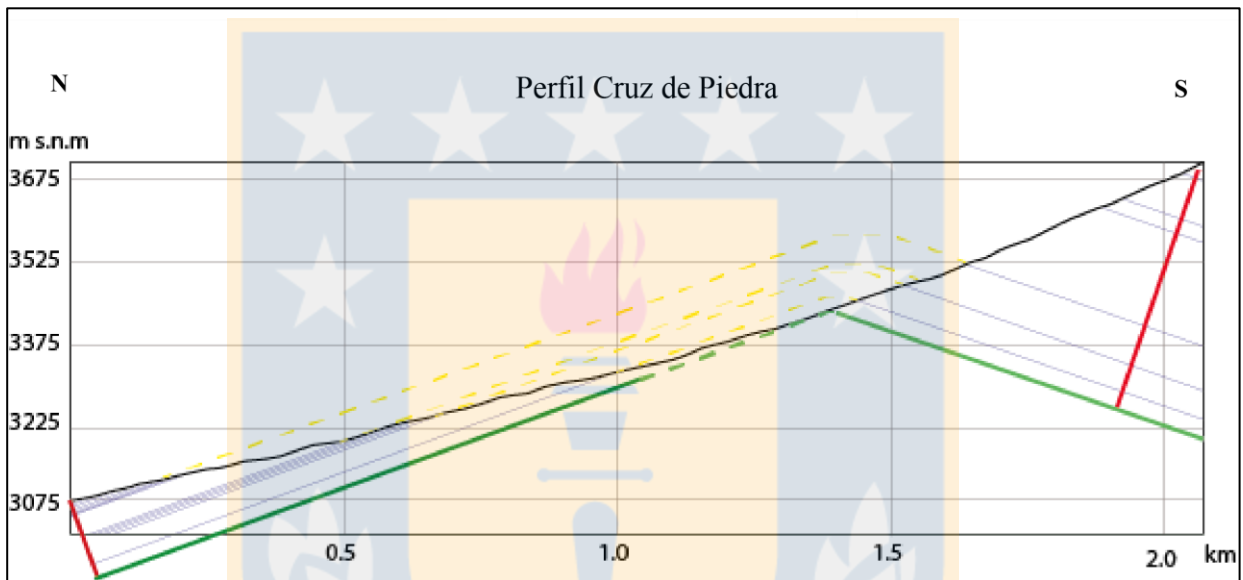


Figura 3.2: Perfil esquemático de las formaciones Río Damas y Lo Valdés, representando un pliegue anticlinal.

Tabla 3.2: Medidas de actitud de las capas de la Columna Flanco Norte.

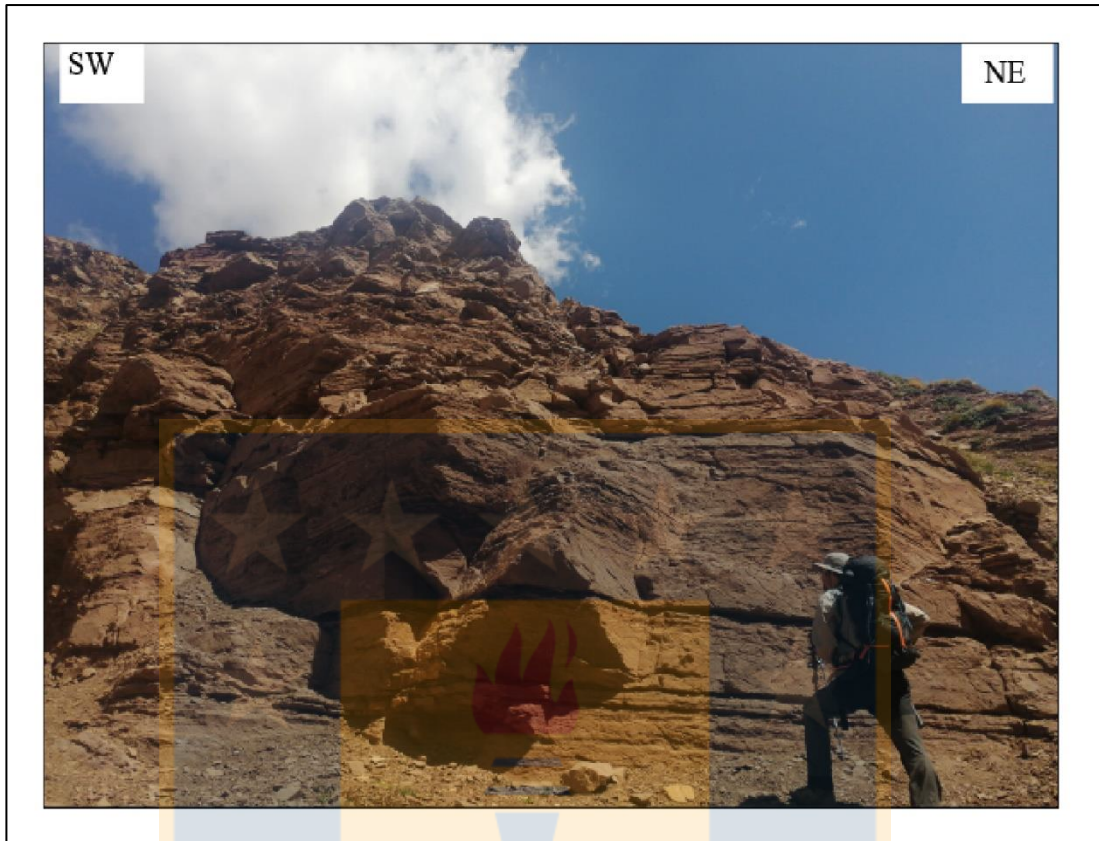
Punto	Litología	Rumbo/Manteo	Columna	Tramo	Formación
D2CP10	Arenisca	N55W/16NE	Columna Flanco Norte	Tramo 1	Río Damas
D2CP9	Arenisca	N49W/17NE	Columna Flanco Norte	Tramo 1	Río Damas
D2CP8	Arenisca	N14W/15NE	Columna Flanco Norte	Tramo 2	Río Damas
D2CP8	Arenisca	N44W/18NE	Columna Flanco Norte	Tramo 2	Río Damas
D2CP8	Arenisca	N66W/5NE	Columna Flanco Norte	Tramo 2	Río Damas
D2CP4	Arenisca	N35E/18SE	Columna Flanco Norte	Tramo 2	Río Damas
D2CP4	Arenisca	N41E/18SE	Columna Flanco Norte	Tramo 2	Río Damas
D2CP2	Lutita	N73W/14NE	Columna Flanco Norte	Tramo 2	Río Damas
D1CP5	Arenisca	N14E/22SE	Columna Flanco Norte	Tramo 2	Río Damas
D1CP1	Arenisca	N60W/13NE	Columna Flanco Norte	Tramo 2	Río Damas
D1CP1	Arenisca	N77W/15NE	Columna Flanco Norte	Tramo 2	Río Damas

Tabla 3.3: Medidas de actitud de las capas de la Columna Flanco Sur.

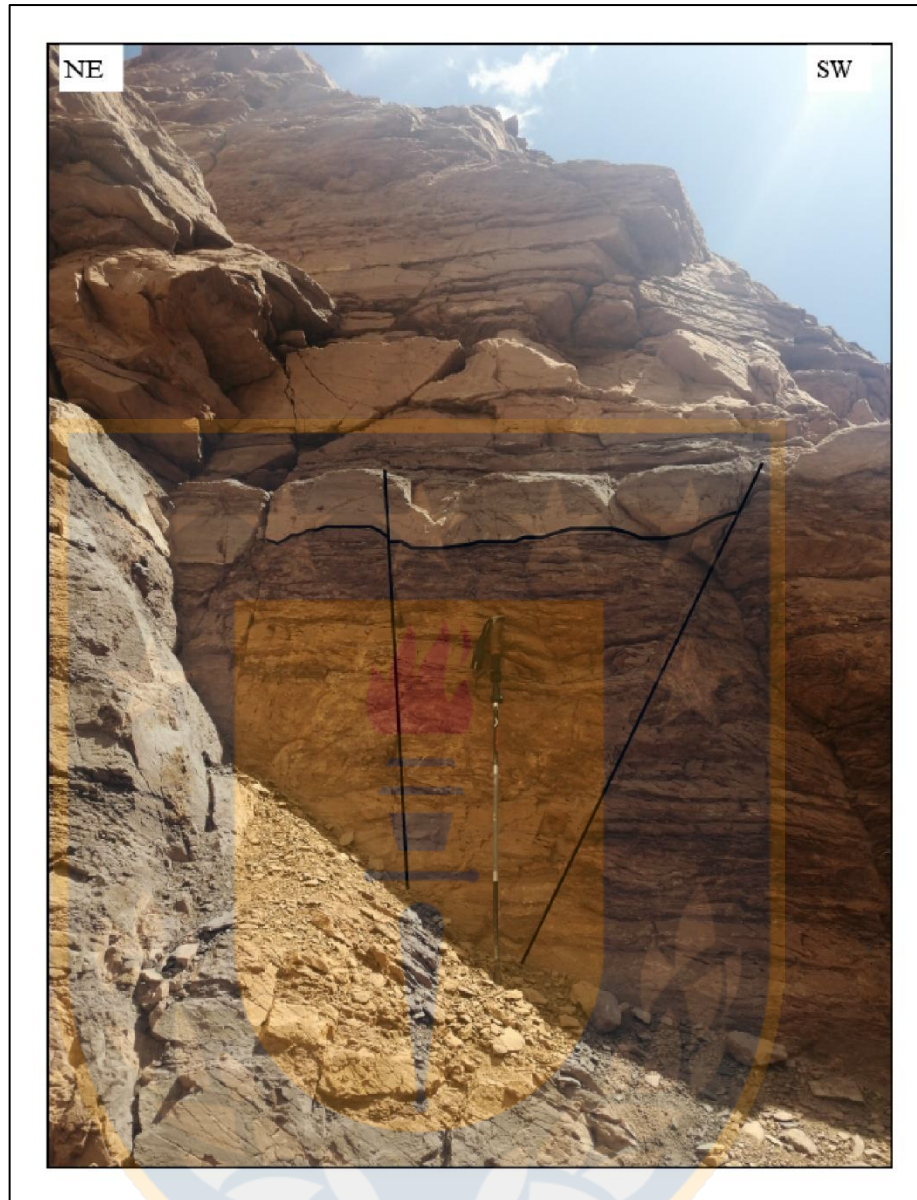
Punto	Litología	Rumbo/Manteo	Columna	Tramo	Formación
D3CP8	Arenisca	N40W/28NE	Columna Flanco Sur	Tramo 4	Lo Valdés
D3CP8	Arenisca	N9W/24NE	Columna Flanco Sur	Tramo 4	Lo Valdés
D3CP8	Arenisca	N67W/13NE	Columna Flanco Sur	Tramo 4	Lo Valdés
D3CP8	Arenisca	N15W/9NE	Columna Flanco Sur	Tramo 4	Lo Valdés
D3CP6	Arenisca	N47W/12NE	Columna Flanco Sur	Tramo 6	Lo Valdés
D3CP6	Arenisca	N61W/9NE	Columna Flanco Sur	Tramo 6	Lo Valdés
D3CP4	Arenisca	N87E/14SE	Columna Flanco Sur	Tramo 7	Lo Valdés
D3CP4	Arenisca	N79E/6SE	Columna Flanco Sur	Tramo 7	Lo Valdés
D3CP4	Arenisca	N38E/10SE	Columna Flanco Sur	Tramo 7	Lo Valdés
D3CP4	Arenisca	N52E/4SE	Columna Flanco Sur	Tramo 7	Lo Valdés
D3CP3	Arenisca	N62E/23SE	Columna Flanco Sur	Tramo 7	Lo Valdés
D3CP3	Arenisca	N70E/17SE	Columna Flanco Sur	Tramo 7	Lo Valdés
D3CP1	Arenisca	N33E/21SE	Columna Flanco Sur	Tramo 7	Lo Valdés
D3CP1	Arenisca	N56E/15SE	Columna Flanco Sur	Tramo 7	Lo Valdés
D3CP1	Arenisca	N57E/20SE	Columna Flanco Sur	Tramo 7	Lo Valdés

3.4.2 Estratos de Crecimiento

En la columna Cruz de Piedra Flanco Norte, específicamente en el Tramo 2, se encuentra un afloramiento (Fotografía 3.13) en el cual se observan estratos de crecimiento sin sedimentarios asociados a dos fallas normales (Fotografía 3.14, Figura 3.3 y Tabla 3.4), por lo cual son indicativos de a una tectónica extensional. Estas capas se encuentran en una secuencia de areniscas con potencias centimétricas con intercalaciones delgadas de lutitas.



Fotografía 3.13: Afloramiento en donde se encuentran los estratos de crecimiento.



Fotografía 3.14: Detalle de los estratos de crecimiento y las dos fallas que los generan.

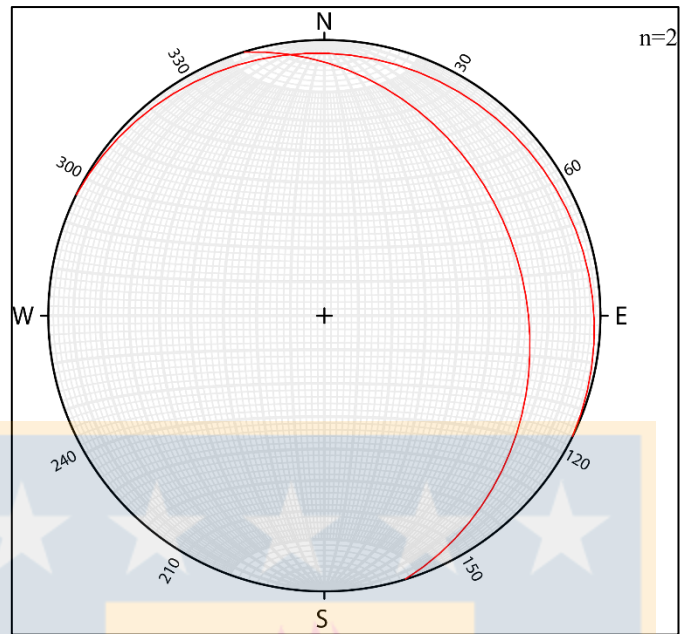


Figura 3.3: Diagrama de planos de falla.

Tabla 3.4: Medidas de las fallas asociadas a los estratos de crecimiento.

Dato	Ubicación	Dip/DipAzimuth
1	Columna Cruz de Piedra Flanco Norte, Tramo 2	84/206
2	Columna Cruz de Piedra Flanco Norte, Tramo 2	62/253

4. DISCUSIÓN

4.1 Estratigrafía

El contacto de la base de la Formación Río Damas con la Formación Río Colina no aflora dentro del área de estudio, sin embargo, Thiele (1980) describe un contacto concordante con la Formación Río Colina en la hoja de Santiago.

La ubicación del contacto hacia techo entre la Formación Río Damas y la Formación Lo Valdés no se puede definir con precisión. Las capas de areniscas con clastos de lutitas (*ASFLVI*) podrían corresponder a la parte basal de la Formación Lo Valdés. Existe la posibilidad de que esta capa corresponda a areniscas de la Formación Río Damas con intraclastos de lutitas o que sean areniscas la Formación Lo Valdés con clastos de lutitas de la Formación Río Damas. Sobre esta capa se sedimentan facies marinas someras de la Formación Lo Valdés. Trabajos dentro del área de estudio, como los de Klohn (1960) y Thiele (1980) describen un contacto concordante entre ambas formaciones.

4.2 Ambiente de Sedimentación

La Formación Río Damas en el sector Cruz de Piedra corresponde a facies típicas de abanicos aluviales. Los abanicos aluviales son depósitos sedimentarios que tienen forma de abanico o cono, que se forman por la abrupta pérdida de energía al pasar de una zona montañosa a una llanura, generalmente en contacto por falla. Para que se formen se requiere de un relieve pronunciado y abundante aporte de sedimentos. También dependen de factores como la tectónica, el clima y la naturaleza de las rocas del área fuente. Se forman en climas áridos a semi áridos, pero también se pueden desarrollar en climas húmedos cuando hay suficiente aporte de sedimentos (Blair y Mcpherson, 2009).

Las facies de estos depósitos se dividen en proximales, medias y distales. Las facies son formadas por flujos de gravedad y flujos fluidales que generalmente ocurren de forma esporádica, cuando se

producen precipitaciones en el área. Se distinguen tres tipos principales de depósitos: (1) depósitos de flujos de detritos, (2) depósitos de flujos canalizados, (3) depósitos de flujos laminares (Blair y Mcpherson, 2009).

En el área de estudio se observan facies típicas de depósitos de flujos laminares o *sheet floods* distales de grano fino. Estos depósitos tienen forma tabular y en la mayoría de las ocasiones presentan buena estratificación. Corresponden a capas de areniscas de potencias centimétricas a métricas con laminación paralela y, en menor medida, ondulitas de corriente que presentan intercalaciones de lutitas con potencias centimétricas a decimétricas. Esta asociación de facies es comparable con las descritas por Tunbridge (1981) para la Formación Trentishoe, que comprende una secuencia de areniscas rojas de grano fino a medio de origen continental, con estructuras como laminación paralela y capas levemente onduladas con intercalaciones de limos. Esta secuencia corresponde a un depósito aluvial producto de flujos efímeros en regiones semi áridas.

Klohn (1960) indica que la Formación Río Damas se depositó en un ambiente terrestre subaéreo y lagunar. Calderón (2008) menciona un ambiente aluvial con influencia de ríos trezados. A diferencia de los trabajos de Klohn (1960) y Calderón (2008) no se observan evidencias de un ambiente lagunar o ríos trezados, respectivamente. El análisis sedimentológico realizado en esta investigación permite identificar e interpretar que la Formación Río Damas en el sector Cruz de Piedra, corresponde a depósitos de abanicos aluviales dominados por flujos laminares o *sheet floods* distales, con características similares a los depósitos aluviales descritos por Tunbridge (1981) para la Formación Trentishoe.

4.3 Proveniencia

En el análisis petrológico de las areniscas de la Formación Río Damas en el sector Cruz de Piedra (ANEXO 2), se observa la predominancia de litarenitas feldespáticas y arcosas líticas, con selección mala a moderada y clasificadas como inmaduras composicionalmente. Esto sugiere que la mayoría de los componentes son primarios (no han sufrido retrabajo) y que tuvieron un bajo transporte antes de su sedimentación. La mayoría de los líticos son sedimentarios y volcánicos. Dentro de los líticos volcánicos se encuentran principalmente andesitas y posibles tobas en menor

medida. También se pueden observar algunos líticos de rocas intrusivas que se presume corresponden a granitos u otras rocas de composición ácida, estos no pudieron ser clasificados debido al grado de alteración de las muestras y al pequeño tamaño de los granos.

En el análisis de paleocorrientes del área, el dato obtenido de las ondulitas indica una dirección de flujo NW, sin embargo, este no puede ser considerado, ya que al ser una sola medida no es determinante.

Charrier (1981) señala que en las cabeceras de los ríos Cachapoal y Maipo las areniscas pertenecientes a la Formación Río Damas presentan principalmente líticos volcánicos de composición intermedia, con cantidades variables de cuarzo y plagioclasa, y propone que el área fuente fue una cadena montañosa volcánica situada al oeste de la cuenca. Mientras que Gulisano (1988) sugiere que los materiales clásticos, piroclásticos y volcánicos en la Cuenca de Neuquén corresponden al arco magmático andino. Una evidencia directa de la actividad volcánica del arco magmático es la intercalación de rocas volcánicas andesíticas entre la secuencia siliciclástica de la Formación Río Damas (Charrier et al., 2007).

Oliveros et al. (2012) proponen que las fuentes de los sedimentos de la Formación Lagunillas ($27^{\circ}30'S-28^{\circ}30'S$), la cual es correlacionable con la Formación Río Damas, provienen del este y el oeste. Al este se encuentra la provincia ácida de Choiyoi compuesta por rocas ácidas pertenecientes al Pérmico-Triásico (Jensen, 1976; Mercado, 1982) y del Carbonífero-Triásico tardío asociadas a complejos plutónicos (Mpodosis y Kay, 1992). Y al oeste se ubican rocas básicas a intermedias del arco andino jurásico (Grocott y Taylor, 2002; Charrier et al., 2007), ubicado en el extremo oeste de la Cordillera de la Costa.

Naipauer y Ramos (2016) reafirman que durante el Jurásico medio a tardío el arco magmático andino jurásico se convirtió en la región fuente más importante de suministro de sedimentos, aunque también señalan que se exhumaron fuentes más antiguas del basamento como rocas del ciclo Precuyano y la provincia magmática de Choiyoi.

Mescua et al. (2020) señala que las rocas volcánicas del retroarco kimmeridgiano, ubicados al oeste de la Cuenca Neuquina (Formación Río Damas, Klohn, 1960), presentan exclusivamente composiciones básicas e intermedias, que van desde andesitas basálticas hasta andesitas (Charrier et al., 2007) y que en contraste, el basamento que aflora en el margen oriental de la cuenca corresponde a rocas volcánicas ácidas y plutónicas del Grupo Choiyoi (Pérmico tardío-Triásico temprano), dominadas por riolitas y granitos (Llambías et al., 1993).

A nivel local, en el sector del río Barroso, más hacia el oeste del área de estudio, Klohn (1960) describe un importante incremento de rocas volcánicas y de conglomerados, con un espesor estimado de 2.000 metros en esta área. En sectores más al norte, específicamente en el valle del río El Volcán, Mardones (2019) señala que, el espesor de estratos de la Formación Río Damas cambia abruptamente de 3.000 metros de conglomerados y brechas conglomerádicas, a 1.000 metros de areniscas rojas, en la sección situada al este de la anterior. Además, en la ladera norte del valle de las Arenas, observa estratos de crecimiento en areniscas medias a gruesas de la Formación Río Damas. Mardones et al. (2021) consideran que existió una falla maestra, que denominan como Falla F1 (que asocian con la falla Chacayes-Yesillo que es producto de la inversión de la misma) la cual provocó una mayor subsidencia en este sector, explicando las diferencias de espesor de la Formación Río Damas. Esto sugiere que la proveniencia de sedimento sea desde el oeste produciendo una disminución en el tamaño de grano hacia el este.

Basados en el análisis petrológico y en concordancia con la propuesta de Mescua et al. (2020) y Mardones et al. (2021), la proveniencia de sedimentos para este sector corresponde al oeste. Los escasos clastos de composiciones más ácidas debiesen venir del este como mencionan la mayoría de los autores, aunque no se puede descartar que provengan del oeste dado que gran parte de la Cordillera Andina Occidental y la Depresión Central están cubiertas por rocas más recientes. Dado que las únicas rocas andesíticas más antiguas en el área son aquellas de la Formación Río Damas, se sugiere que estas provengan de rocas de esta unidad, posiblemente volcanes contemporáneos con la sedimentación. Finalmente, se descarta la proveniencia de la Cordillera de la Costa porque la distancia con el área de estudio es de aproximadamente 70 km, y no corresponde con las características de los depósitos que, de acuerdo a nuestras observaciones, sufrieron un transporte relativamente corto.

4.4 Contexto Tectónico

La Cuenca Neuquina de Argentina y Chile central contiene una sucesión casi continua desde el Triásico tardío al Cenozoico temprano depositada en el lado oriental de la Cordillera de los Andes, y corresponde a una cuenca polifásica caracterizada por tres etapas principales de evolución: (1) etapa inicial de *rift*; (2) hundimiento térmico relacionado con la subducción y (3) etapa de antepaís (Howell, 2005). Durante el Triásico tardío al Jurásico temprano la extensión en la Cuenca Neuquina está relacionada al colapso del Orógeno de Gondwana, lo que produjo una serie de largos y estrechos *hemi grabens* que fueron rellenados por un complejo conjunto de depósitos clásticos y volcanoclásticos asociados con extensos flujos de lava (Franzese et al., 2006). En el Jurásico temprano a medio se inició el régimen de subducción a lo largo del margen occidental de Gondwana (Franzese et al., 2003). En el Jurásico temprano se conectaron los depocentros aislados y se registró la primera transgresión marina desde el Pacífico. El ciclo completo está representado en la cuenca por areniscas, lutitas y evaporitas marinas de los grupos Cuyo y Lotena (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). En el Jurásico tardío el arco magmático andino estaba casi completamente desarrollado (Franzese et al., 2003). El hundimiento del arco condujo a la inundación de la cuenca (Spalletti et al., 2000; Macdonald et al., 2003) y se produjo un segundo ciclo transgresivo-regresivo en el Jurásico tardío, siendo la subsidencia térmica la principal responsable del aumento del espacio de acomodación. Este espacio fue rellenado por las pizarras, calizas y areniscas marinas del Grupo Mendoza, y posteriormente por las evaporitas y sedimentos continentales del Grupo Bajada del Agrio (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991, 1996). En Chile central los depósitos equivalentes corresponden a las formaciones Río Colina (norte)-Nacientes del Teno (sur), Río Damas, Lo Valdés (norte)-Baños del Flaco (sur) y Colipamu (Klohn, 1960; González, 1963; Martínez-Pardo y Osorio, 1963; Thiele, 1980; Hallam et al., 1986; Salazar, 2012; Rossel et al., 2014; Junkin et al., 2019)

Los depósitos continentales de la Formación Río Damas-Tordillo, de edad Kimmeridgiano-Titoniano, reflejan la transición entre: a) la culminación del primer evento jurásico de transgresión-regresión, y b) el inicio del segundo, que comenzó en el Titoniano.

Las causas de la regresión que da origen a los depósitos de la Formación Río Damas son discutidas, Spalletti y Veiga (2007) proponen que el levantamiento tectónico del arco magmático al oeste de la Cuenca Neuquina junto con un importante cambio en el régimen de subducción en el margen activo de Gondwana, podría haber potenciado el descenso relativo del nivel del mar y producido una desconexión temporal de la cuenca del océano Pacífico. Rossel et al. (2014) al igual que Spalletti y Veiga (2007), indican mediante datos estratigráficos y geocronológicos que se produjo una emersión progresiva del dominio de arco y antearco, desconectando finalmente a la cuenca de trasarco del océano Pacífico durante el Jurásico superior. Este cambio en la configuración del margen tuvo como resultado el desarrollo de una regresión marina y posterior sedimentación continental en la cuenca de trasarco. Otros autores sugieren que regímenes tectónicos variables controlaron la subsidencia en el Jurásico tardío en la Cuenca Neuquina, como un régimen transpresivo en el sector sur de la cuenca (Orchuela et al., 1981; Spalletti y Colombo, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008) o una tectónica extensional en su sector noroccidental (Lo Forte, 1996; Cegarra y Ramos, 1996; Pángaro et al., 1996; Giambiagi et al., 2003; Mescua et al., 2014). Sin embargo, la mayoría de los autores concuerdan con que la Formación Río Damas se sedimentó en un ambiente extensional (Vergani et al., 1995; Charrier et al., 2007).

Durante la sedimentación de la Formación Río Damas, se produjo la reactivación de fallas normales que participaron en el desarrollo temprano de la extensión de la cuenca de trasarco (hundimiento tectónico) asociada al volcanismo y depósitos conglomeráticos muy gruesos (Charrier et al., 2007). Las nuevas fallas normales generaron *graben* y *hemi grabens* asimétricos N-S que permitieron la depositación de espesas secuencias sedimentarias (Giambiagi et al., 2003). Las formaciones Río Damas y Tordillo, presentan los mayores espesores en lugares donde se formaron o reactivaron estas fallas normales (Mescua et al., 2014). Esto se observa en el sector del río Barroso, aledaño al área de estudio, donde Klohn (1960) describe aproximadamente 2.000 metros de depósitos volcánicos efusivos y conglomeráticos. También, más hacia el norte, en el sector del valle del río el Volcán, la Formación Río Damas representa una sucesión de más de 4.000 metros de potencia, en su gran mayoría por depósitos proximales de abanicos aluviales de grano grueso, los cuales pueden estar asociadas a este tipo de fallas (Henríquez, 2021). Mardones (2019), identifica estratos de crecimiento en sector del valle de las Arenas, los cuales son

indicativos de una tectónica extensional. En el área de estudio también se observaron estratos de crecimiento asociados a fallas normales, lo cual apoyaría una tectónica extensiva, donde la sedimentación en cuencas de tipo *graben* o *hemi grabens* presenta rápidos cambios de espesor en distancias relativamente cortas dentro de facies de abanicos aluviales. La procedencia de estos sedimentos ubicados al oeste de la Cuenca Neuquina, provendrían del retroarco kimmeridgiano (Mescua et al., 2020), compuestos exclusivamente por rocas básicas e intermedias, que van desde andesitas basálticas hasta andesitas (Charrier et al., 2007). Aunque en un contexto de carácter local es un poco más complejo, ya que al tratarse de facies de abanicos aluviales presumiblemente estos sedimentos no podrían venir de áreas muy lejanas. En contraste, el margen oriental de la cuenca recibiría sedimentos del basamento, que corresponde a rocas volcánicas ácidas y plutónicas del Grupo Choiyoi del Pérmico tardío-Triásico temprano, dominadas por riolitas y granitos provenientes del este (Llambías et al., 1993; Mescua et al., 2020). Es por esto que los escasos clastos de granitos del sector Cruz de Piedra debiesen venir del este, aunque no se puede descartar que provengan del oeste, dado que todo ese sector está cubierto por rocas más recientes.

Si bien, la subsidencia térmica está bien caracterizada, otros mecanismos son necesarios para producir los patrones de subsidencia y depósito de estas unidades en la porción norte de la Cuenca Neuquina (Mescua et al., 2020). Por lo que se atribuye una influencia significativa a la carga volcánica en el arco magmático como resultado de la compactación diferencial de sedimentos del Jurásico temprano (Cristallini et al., 2009) y los cambios abruptos de espesor se han interpretado como resultado de fallas normales que controlan la depositación (Lo Forte, 1996; Cegarra y Ramos, 1996; Pángaro et al., 1996; Giambiagi et al., 2003). En general, en el área de estudio no se observan variaciones de espesor, ya que, al encontrarse en las facies más distales del abanico aluvial, se sedimentaron capas de baja potencia de areniscas y lutitas, lo que indica una subsidencia bastante continua durante la sedimentación de la Formación Río Damas.

Las lavas contenidas en la Formación Río Damas-Tordillo representan un evento particular de actividad volcánica, acompañado de sedimentación continental, que tuvo lugar durante Jurásico tardío-Cretácico temprano en la frontera occidental de la Cuenca Mendoza-Neuquén (Mescua et al., 2011). Los depósitos volcánicos se interpretan como los componentes distales del arco volcánico principal desarrollado al oeste en la actual Cordillera Costera (Davidson, 1971;

Davidson y Vicente; 1973), o un volcanismo de trasarco que escaló a través de las fallas normales que acomodan la extensión en la cuenca del trasarco (Charrier et al., 2007). El volcanismo de trasarco habría ocurrido también durante el Cretácico temprano, ya que se han encontrado intercalaciones volcánicas dentro de las formaciones marinas Lo Valdés y Baños del Flaco de edad Titoniano-Hauteriviano, que sobreyacen a la Formación Río Damas en esta misma región (González, 1963; Biro-Bagoczky, 1964), entre los 33°30'S y 34°15'S. Al final de la sedimentación de la Formación Río Damas, llega un momento en que se produce una subsidencia regional generalizada, que permite una gran transgresión marina desde el oeste, inundando toda la cuenca, que da lugar a la sedimentación de la Formación Lo Valdés-Vaca Muerta (Giambiagi et al., 2003).

Hacia el final del Cretácico temprano los cambios en las tasas de propagación del Atlántico Sur y una reorganización de las placas del Pacífico, incluyendo una disminución del ángulo de subducción de las placas, resultaron en el desarrollo de un régimen tectónico compresivo que causó la inversión de las estructuras extensionales previas (Vergani et al., 1995). Finalmente, la Cuenca Neuquina registró una transgresión marina atlántica que tuvo lugar desde el Cretácico tardío hasta el Paleoceno, representada por el Grupo Malargüe (Aguirre Urreta et al., 2011). Esta transgresión fue interpretada como el resultado de la carga tectónica generada durante estas primeras fases de levantamiento andino (Barrio, 1990) que coincidieron con un importante altibajo del nivel del mar (Uliana et al., 1989). Durante el resto del Cenozoico, esta cuenca continuó predominantemente como cuenca de antepaís bajo un régimen contraccional, interrumpido por un corto evento extensional a fines del Oligoceno (Jordan et al., 2001; Silvestro y Atencio, 2009; Folguera y Ramos, 2011; Álvarez Cerimedo et al., 2013).

5. CONCLUSIONES

La Formación Río Damas en el sector Cruz de Piedra corresponde una secuencia continental de 391 metros de espesor, compuesta por alternancias de areniscas y lutitas con potencias en general centimétricas a decimétricas. Dentro de las areniscas se observan estructuras sedimentarias como laminación paralela, y en menor medida, ondulitas. En las lutitas se observan impresiones de gotas de lluvia. Estas características permiten caracterizar a la Formación como las facies más distales de un abanico aluvial, específicamente como depósitos de flujos laminares o *sheet floods*, sedimentados en un periodo caracterizado por una subsidencia regional.

En el sector Cruz de Piedra no se observa la base de la Formación, y hacia techo se describe una secuencia transicional con la Formación Lo Valdés. La Formación Río Damas se habría depositado en un contexto de régimen tectónico extensional, en una importante regresión marina. La poca variación en el tamaño de grano que presentan las columnas en el sector Cruz de Piedra, evidencian una subsidencia bastante continua y uniforme donde predominan los depósitos más distales del abanico aluvial. La presencia de estratos de crecimiento asociados a fallas normales, junto con la relación de variación en el tamaño de grano de estos depósitos en comparación con los de otros sectores antes mencionados, como el del río Barroso o el valle del río el Volcán hacia el norte, en donde se encuentran secuencias de mayor potencia y mayor tamaño de grano (principalmente conglomerados) evidencian una sedimentación en cuencas de tipo *graben* o *hemi grabens*, las cuales suelen presentar rápidos cambios en el tamaño de los sedimentos en distancias relativamente cortas, y son evidencia de que la sedimentación de la Formación Río Damas ocurre en un contexto extensivo. Esta sedimentación culmina en una intensa actividad volcánica y una subsidencia regional generalizada que permite el inicio de una nueva transgresión marina, evidenciada en el área por facies marinas someras hacia la base y una profundización hacia techo.

6. REFERENCIAS

ACEVEDO, E.; ROSSELOT, E.; MARTOS, F.; NAIPAUER, M.; PEREZ, M.; FERNANDEZ, L. & FOLGUERA, A. 2018. Análisis de procedencia y variaciones de espesor de la Formación Tordillo en la faja plegada y corrida del Aconcagua. Congreso Geológico Chileno N° 15. Actas: 1096. Concepción.

AGUIRRE-URRETA, B.; LAZO, D. G.; GRIFFIN, M.; VENNARI, V.; PARRAS, A. M.; CATALDO, C.; GARBEROGLIO, R & ARREGUI, C. 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 465-488.

ÁLVAREZ CERIMEDO, J.; ORTS, D.; ROJAS VERA, E., FOLGUERA, A.; BOTTESI, G. & RAMOS, V. A. 2013. Mecanismos y fases de construcción orogénicos del frente oriental andino (36 S, Argentina). *Andean geology*, **40**, (3): 504-520.

ANASTASIO, D.J.; ERSLEV, E.A. & FISHER, D.M. (Eds.). 1997. Fault-Related Folding. *Journal of Structural Geology*, Special Issue, Vol. **19**, (3-4): v-vi.

BARRIO, C. A. 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina). *Sedimentary Geology*, **66**, (3-4): 255-275.

BIRÓ, L. 1964. Estudio sobre el límite entre el Titoniano y el Neocomiano en la Formación Lo Valdés, Provincia de Santiago, principalmente en base a Ammonoideos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 118 pp. Santiago.

BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. 2009. Processes and forms of alluvial fans. *Geomorphology of desert environments* (Parsons, A.J. Y Abrahams, A.D. editores). Springer Science y Business Media B.V.: 413-467. Springer.

CALDERÓN, S. 2008. Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del río Volcán (33°50' -34°00'S). Memoria para optar al Título de Geólogo Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 109 pp., Santiago.

CEGARRA, M.I. & RAMOS, V.A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza (Ramos, V.A. editor). Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales: Vol. **24**: 387-422.

CHARRIER, R. 1981. Geologie der Chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° and 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische, und paläogeographische Entwicklung. Berliner Geowiss Abh. Vol. 36: 270 pp. Berlín.

CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J. J.; GANS, P.; KAY, S. M.; MUÑOZ, N.; WYSS, A.R & ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33-36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **15**, (1): 117-139.

CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T. & Gibbons, W. editores). The Geological Society: 21-114. London.

COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Vol. **18**, (3-4): 303-332.

CORFIELD, S. & SHARP, I. R. 2000. Structural style and stratigraphic architecture of fault propagation folding in extensional settings: A seismic example from the Smorbukk area, Halten Terrace, Mid - Norway. *Basin Research*, **12**, 329–341. [https://doi.org/10.1111/j.1365-](https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00133.x)

2117.2000.00133.x

CRISTALLINI, E.; TOMEZZOLI, R.; PANDO, G.; GAZZERA, C.; MARTÍNEZ, J. M.; QUIROGA, J.; BUHLER, M.; BECHIS, F.; BARREDO, S. & ZAMBRANO, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Asociación Geológica Argentina*, Vol. **65**, (2): 248-264.

DAVIDSON, J. & VICENTE, J. C. 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35° 15' latitud sur). In Congreso Geológico Argentino N° 5, pp. 11-55.

DIGREGORIO, J.H. 1972. Neuquén. Geología Regional Argentina (Leanza, A. F. editor). Academia Nacional de Ciencias: 439-505. Córdoba.

FENNELL, L. M.; FOLGUERA, A.; NAIPAUER, M.; GIANNI, G.; ROJAS VERA, E. A.; BOTTESI, G. & RAMOS, V. A. 2017. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35° 30'–37° S). *Basin Research*, Vol. **29**, 51-72.

FOCK, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° S. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología Universidad de Chile, Escuela de Postgrado, Escuela de Ingeniería y Ciencias (Inédito): 179 pp., Santiago.

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

FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; PÉREZ, I. G. & MACDONALD, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32-54 S). *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, (1): 81-90.

GAWTHORPE, R. L.; FRASER, A. J. & COLLIER, R. E. L. 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: Implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, **11**, 642–658. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(94\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0264-8172(94)90021-3)

GAWTHORPE, R. L.; SHARP, I.; UNDERHILL, J. R. & GUPTA, S. 1997. Linked sequence stratigraphy and structural evolution of propagating normal faults. *Geology*, **25**, 795–798. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0795](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0795).

GAWTHORPE, R. L. & LEEDER, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, **12**, 195–218. <https://doi.org/10.1111/j.13652117.2000.00121.x>

GIAMBIAGI, L.; TUNIK, M. & GHIGLIONE, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **14**, 707-724.

GIAMBIAGI, L.; ÁLVAREZ, P.; GODOY, E. & RAMOS, V. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. *Tectonophysics*. Vol. **369**: 1-19.

GONZÁLEZ, O. 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*, Vol. **17**, (81): 20-61.

GRESSLY, A. 1838. Observations géologiques sur le Jura Soleurois. auf Kosten der Gesellschaft.

GROCOTT, J. & TAYLOR, G.K. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25 30' S to 27 00' S). *Journal of the Geological Society*. Vol. **159**, (4): 425-443.

GROEBER, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina, **1**, (3): 177-2.

GULISANO, C.A. 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (Inédito): 247 pp. Buenos Aires.

GULISANO, C.A. & GUTIÉRREZ PLEIMLING, A.R. 1994. Guía de campo El Jurásico de la Cuenca Neuquina, a) Provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina. Vol. 2: 111 pp. Buenos Aires.

HALLAM, A.; BIRÓ-BAGÓZKY, L. & PEREZ, E. 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian-Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and the paleogeographic of the Andean Basin. *Geological Magazine*, Vol. **123**, (4): 425-435

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. (Wilgus, C. K., et al. Editores), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 42: 71-108.

HENRIQUEZ, N. 2021. Estratigrafía, ambiente de sedimentación y contexto tectónico de la Formación Río Damas (Kimmeridgiano-Titoniano) en el sector del río el volcán (34°s, Chile Central). Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 96 pp., Chile.

HORTON, B. K. 2018. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, Vol. **178**, 279-309.

HORTON, B.K.; FUENTES, F.; BOLL, A.; STARCK, D.; RAMIREZ, S.G. & STOCKLI, D.F. 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: a

case study from the northern Neuquén basin, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.*, Vol. **71**, 17-40.

HOWELL, J. A., SCHWARZ, E., SPALLETTI, L. A. & VEIGA, G. D. 2005. The Neuquén basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. **252**, (1): 1-14.

JENSEN, O. 1976. Geología de la Cordillera de las nacientes del río Copiapó, entre los 27°53' y 28°30' latitud sur, Provincia de Atacama, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 249 pp. Santiago.

JORDAN, T. E., ISACKS, B., RAMOS, V. A. & ALLMENDINGER, R. W. 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, Vol. **3**, (3): 20-26.

JUNKIN, W. D. & GANS, P. B. 2019. Stratigraphy and geochronology of the Nacientes del Teno and Río Damas Formations: insights into Middle to Late Jurassic Andean volcanism. *Geosphere*, Vol. **15**, (2): 450-479.

KLOHN, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Boletín N° 8, 95 pp. Santiago.

LEGARRETA, L. & GULISANO, C.A. 1989. Análisis Estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Chebli G.A. & Spalletti L.A. Editores). *Simp. Cuencas Sedimentarias Argentinas, Ser. Correlación Geol.*, 6. 221-244 pp.

LEGARRETA, L. & ULIANA, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *Sedimentation, Tectonics and Eustasy* (McDonald, D.I.M. Editor). *IAS Spec. Publ.*, 12: 429-450.

LEGARRETA, L. & ULIANA, M. A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **120**, (3-4): 303-330.

LEGARRETA, L. & ULIANA, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. (Caminos, R. Editor). Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 399-416, Buenos Aires.

LO FORTE, G.L. 1996. Los depósitos jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza (Ramos, V.A. editor). Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales: 179- 230, Buenos Aires.

LLAMBÍAS, E.J.; KLEIMAN, L.E. & SALVARREDI, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V.; editor). Congreso Geológico Argentino N° 12. Actas 1: 53-64. Mendoza.

MARTÍNEZ, R. & OSORIO, R. 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerale*s, Vol. **9**, (82): 28-43. Santiago.

MERCADO, M. 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco, región de Atacama, 1:100.000.

MESCUA, J. F. 2011. Evolución estructural de la cordillera principal entre Las Choicas y Santa Elena (35 S), provincia de Mendoza, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

MESCUA, J.; GIAMBIAGI, L.; TASSARA, A.; GIMENEZ, M. & RAMOS, V. 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargue foldand- thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geosphere*. Vol. **10**, (3): 585-609.

MESCUA, J. F.; SURIANO, J.; SCHENCMAN, L. J.; GIAMBIAGI, L. B.; SRUOGA, P.; BALGORD, E. & BECHIS, F. 2020. Controls on Deposition of the Tordillo Formation in Southern Mendoza (34°–36° S): Implications for the Kimmeridgian Tectonic Setting of the Neuquén Basin. *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, 127-157. Springer, Cham.

MPODOZIS, C. & KAY, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31 S). *Andean Geology*, Vol. **17**, (2): 153-180.

MPODOZIS, C. & KAY, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28 S to 31 S). *Geological Society of America*. Vol. 104, (8): 999-1014.

MPODOZIS, C. & RAMOS, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. (Eriksen, G.E.; Cañas, M.T. & Reintmund, J.A. Editores). *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources; Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, Earth Sciences Series, Houston, Texas, Vol. 11, pp 59-90.*

NAIPAUER, M. & RAMOS, V. A. 2016. Changes in source areas at Neuquén Basin: Mesozoic evolution and tectonic setting based on U–Pb ages on zircons. *Growth of the Southern Andes* (Folguera A., et al. Editores). *Springer Earth System Sciences*: 33-61. Cham.

NAIPAUER, M.; MORABITO, E. G.; MARQUES, J. C.; TUNIK, M.; VERA E. A. R.; VUJOVICH, G. I.; PIMENTEL, M. P. & RAMOS, V. A. 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics*, Vol. **524-525**, 59-75.

NAIPAUER, M.; TAPIA, F.; MESCUA, J.; FARÍAS, M.; PIMENTEL, M. M. & RAMOS, V. A. 2015. Detrital and volcanic zircon U–Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **64**, 434-451.

OLIVEROS, V.; GONZÁLEZ, J.; VARGAS, M. E.; VÁSQUEZ, P.; ROSSEL, P.; CREIXELL, C., SEPÚLVEDA, F. & BASTIAS, F. 2018. The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, 165-190. Springer, Cham.

OLIVEROS, V.; LABBÉ, M.; ROSSEL, P.; CHARRIER, R. & ENCINAS, A. 2012. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27 30'–28 30'S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 37: 25-40.

PÁNGARO, F.; RAMOS, V.A. & GODOY, E. 1996. La Faja plegada y corrida de la Cordillera Principal de Argentina y Chile a la latitud del Cerro Palomares (33°35'S). Congreso Geológico Argentino N° 13 y Congreso Exploración de Hidrocarburos N° 3. Actas **2**: 315-324. Buenos Aires.

POBLET, J.; MCCLAY, K.; STORTI, F. & MUÑOZ, J. A. 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*, Vol. **19**, (3-4): 369-381.

RAMOS, V. A. & FOLGUERA, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society*, London, Special Publications, Vol. **252**, (1): 15-35.

RIBA, O. 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, Vol. **15**, 213-233.

ROSSEL, P., OLIVEROS, V., MESCUA, J. F., TAPIA, F., DUCEA, M. N., CALDERÓN, S., CHARRIER, R. & HOFFMAN, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33-35.5 S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology*, Vol. **41**, (3): 529-557.

ROTEVATN, A. & JACKSON, C. 2014. 3D structure and evolution of folds during normal fault dip linkage. *Journal of the Geological Society of London*, **171**, 821–829.
<https://doi.org/10.1144/jgs2014-045>

RUSSO, R. M. & SILVER, P. G. 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology*, Vol. **24**, (6): 511-514.

SALAZAR, C. 2012. The Jurassic-Cretaceous boundary (Tithonian-Hauterivian) in the Andean Basin, central Chile: Ammonite fauna, bio- and sequence stratigraphy and palaeobiogeography. Ph.D. Thesis. Universität Heidelberg ,388 pp, Heidelberg. südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische, und paläogeographische Entwicklung.

SERCK, C.S. & BRAATHEN, A. 2019. Extensional fault and fold growth: Impact on accommodation evolution and sedimentary infill. *Basin Res.*; **31**: 967–990. <https://doi.org/10.1111/bre.12353>.

SHAW, J. H.; HOOK, S. C. & SITOANG, E. P. 1997. Extensional fault-bend folding and synrift deposition: An example from the Central Sumatra Basin, Indonesia. *AAPG bulletin*, **81**(3), 367-379.

SILVESTRO, J. & ATENCIO, M. 2009. La cuenca cenozoica del Río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, Faja plegada de Malargüe (36 S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **65**, (1): 154-169.

SPALLETTI, L. A.; FRANZESE, J. R.; MATHEOS, S. D. & SCHWARZ, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate–siliciclastic ramp; the Tithonian–Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, **157**, (2): 433-446.

SPALLETTI, L. A. & VEIGA, G. D. 2007. Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, **14** (2), 85-104.

SRUOGA, P.; LLAMBÍAS, E. & FAUQUÉ, L. 2000. Geocronología y evolución geoquímica del volcán Maipo (34° 10' S). Congreso Geológico Chileno N° 9. Actas: Vol. **2**. pp. 72-76, Puerto Varas.

STIPANICIC, P.N. 1969. Las sucesiones triásicas en la Argentina. 1° International Union Geological Sciences (IUGS) Symposium-Gondwana Stratigraphy (Mar del Plata), Earth Sciences 2: 1121-1149

SUPPE, J.; CHOU, G. T. & HOOK, S. C. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. *Thrust tectonics*, 105-121. Springer, Dordrecht.

THIELE, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21 pp.

TUNBRIDGE, I. P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation-some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. *Sedimentary Geology*, **28**, (2): 79-95.

TUNIK, M.; FOLGUERA, A.; NAIPAUER, M.; PIMENTEL, M. & RAMOS, V. A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, Vol. **489**, (1-4): 258-273.

ULIANA, M. A.; BIDDLE, K. T. & CERDAN, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins: Chapter 39: analogs.

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

VERGANI, G.D.; TANKARD, A.J.; BELOTTI, H.J. & WELSINK, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *Cuencas de petróleo de América del Sur* (Tankard, A.; Suarez, R. y Welsink, H. editores). Asociación Estadounidense de Geólogos del Petróleo: 383-402. Neuquén.

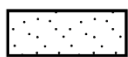
WITHJACK, M. O.; SCHLISCHE, R. W. & OLSEN, P. E. 2002. Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. *Sedimentation in Continental Rifts, SEPM Special Publication*, **73**, 57-81. [https:// doi.org/10.2110/pec.02.73.0057](https://doi.org/10.2110/pec.02.73.0057).



ANEXO 1: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

Leyenda

Litología



Areniscas



Lutitas

Tipo de contacto



Recto



Erosivo

Estructuras Sedimentarias

M

Estructura masiva



Laminación paralela



Estratificación cruzada mamblada (hummocky)



Ondulitas asimétricas



Laminación convoluta



Intraclastos



Impresiones de gotas de lluvia



Concreciones

Tamaño de grano

Ac: Arcilla (< 0,004 mm)

Lm: Limo (0,004-0,063 mm)

Amf: Arena muy fina (0,063-0,125 mm)

Af: Arena fina (0,125-0,25 mm)

Am: Arena media (0,25-0,5 mm)

Ag: Arena gruesa (0,5-1 mm)

Amg: Arena muy gruesa (1-2 mm)

GlF: Gravilla fina (2-4 mm)

Gl: Gravilla (4-16 mm)

Gr: Grava (16-64 mm)

Rp: Ripio (64-256 mm)

RpB: Ripio de bolones (>256 mm)

Fósiles



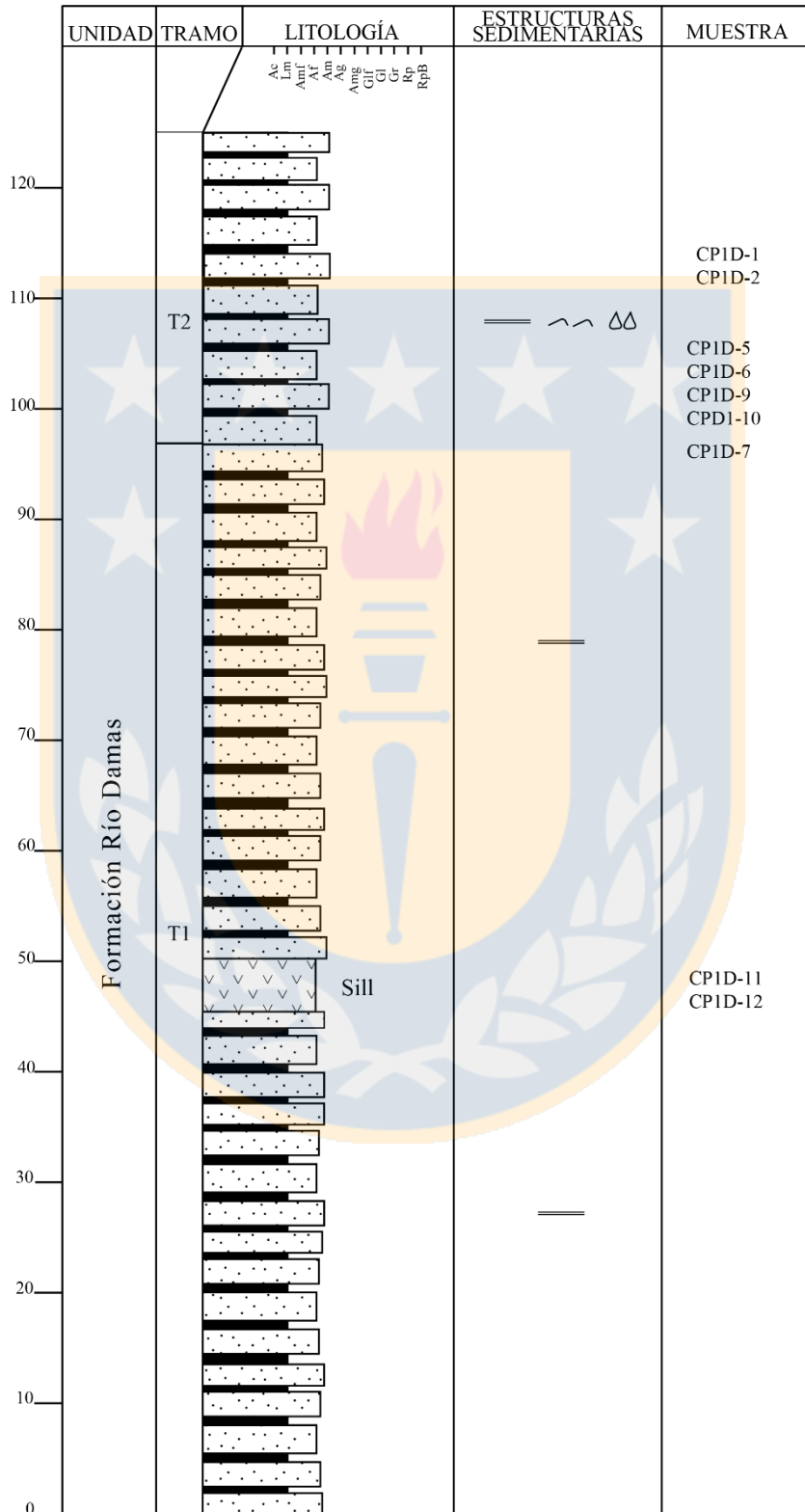
Ammonites



Moldes de bivalvos

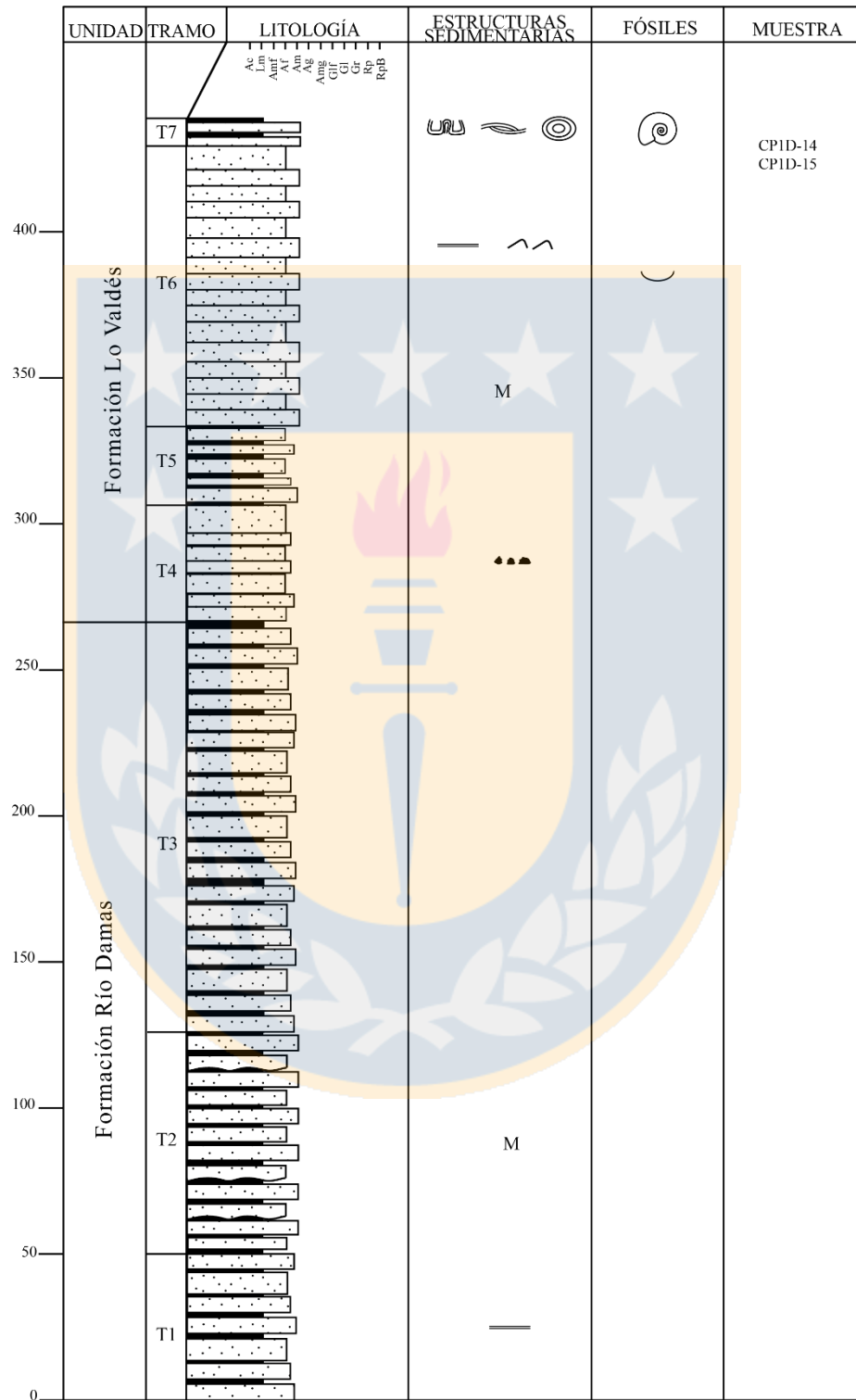
COLUMNA CRUZ DE PIEDRA FLANCO NORTE

Coordenadas UTM: 19H 418243.296 E 6211472.701 S
 19H 418803.416 E 6212238.261 S



COLUMNA CRUZ DE PIEDRA FLANCO SUR

Coordenadas UTM: 19H 418067.011 E 6211232.290 S
 19H 417861.554 E 6210900.335 S



COLUMNA CRUZ DE PIEDRA, FLANCO NORTE

En esta columna se describe una secuencia perteneciente a los tramos superiores de la Formación Río Damas.

Coordenadas GPS: 19H 418243.296 E 6211472.701 S (base).

19H 418803.416 E 6212238.261 S (techo).

Espesor: 125 m.

Unidad Litoestratigráfica: Formación Río Damas

Base: cubierta.

Tramos

Tramo 1 (97 m) (97 m): Areniscas y lutitas. Los estratos son de forma tabular y presentan contactos rectos en la mayoría de las ocasiones. En algunos sectores se observan contactos levemente erosivos.

Los espesores de las capas son relativamente uniformes, las areniscas tienen potencias que varían entre 1 a 2 metros, mientras que las capas de lutitas son centimétricas, variando entre 10 a 30 centímetros de espesor.

Las areniscas corresponden a arcosas líticas con granos de tamaño arena fina, de color pardo violeta en superficie fresca y parduzco en superficie alterada y selección moderada. En estas rocas se observa laminación paralela.

Las lutitas tienen un tamaño de grano de limo grueso y presentan un color violeta en superficie fresca y un color violeta negruzco en superficie alterada.

A los 45 metros de potencia se encuentra intercalado un sill de 5 metros de espesor. Corresponde a una andesita de hornblenda, con textura porfídica, compuesta por fenocristales de hornblenda y plagioclasa y una masa fundamental de plagioclasas.

Muestra CP1D11: Corte transparente.

Muestra CP1D12: Zircones.

Tramo 2 (28 m) (125 m): Areniscas y lutitas. Los estratos son de forma tabular y el contacto entre las distintas litologías es recto. En algunos sectores se observa levemente ondulado producto del plegamiento tectónico que afecta a las rocas.

Los espesores de las capas son relativamente uniformes, las areniscas tienen potencias que varían entre 1 a 2 metros, mientras que las capas de lutitas son centimétricas, variando entre 10 a 30 centímetros de espesor.

Se observan tres tipos de areniscas. Las primeras son litarenitas feldespáticas con granos tamaño arena media, color gris pardo en superficie fresca y pardo anaranjado en superficie alterada. Su selección es moderada. Las segundas corresponden a arcosas líticas de tamaño de grano arena fina y color grisáceo en superficie fresca y pardo en superficie alterada. Estas varían hacia techo a arcosas, ya que los líticos disminuyen, su color es gris verdoso y presentan buena selección. Estas areniscas presentan laminación paralela y ondulitas en algunos sectores. Las terceras también son arcosas líticas con granos de tamaño arena fina, color pardo violeta en superficie fresca y parduzco en superficie alterada y selección moderada.

Las lutitas tienen un tamaño de grano de limo grueso y se diferencian por su color, unas son de color violeta en superficie fresca y violeta negruzco en superficie alterada, mientras que las otras son de color gris en superficie fresca y más verdoso en superficie alterada. Entre las capas de lutita se observan pequeños niveles de yeso de espesor milimétrico.

A los 101 metros de potencia se observan capas con estratos de crecimiento. Estos estratos son tabulares y presentan contactos rectos, que en algunos lugares se ven ondulosos producto del plegamiento tectónico. Las capas de areniscas presentan espesores de aproximadamente 50 centímetros, mientras que las potencias de las lutitas varían entre 5 a 20 centímetros. Es posible observar que los estratos muestran un aumento de espesor de algunos centímetros hacia las fallas normales sin sedimentarias.

A los 111 metros se observan impresiones de gotas de lluvia en las capas de lutitas.

Las muestras tomadas en este tramo se encuentran en los siguientes metrajes:

- 97 metros → **Muestra CP1D7: Corte transparente.**
- 101 metros → **Muestra CP1D5: Corte transparente, Muestra CP1D6: Corte transparente, Muestra CP1D9: Corte transparente, CP1D10: Corte transparente.**
- 111 metros → **Muestra CP1D1: Corte transparente, Muestra CP1D2: Zircones**

COLUMNA CRUZ DE PIEDRA, FLANCO SUR

En esta columna se describen los tramos superiores de la Formación Río Damas y un contacto con la Formación Lo Valdés.

Coordenadas GPS: 19H 418067.011 E 6211232.290 S (base).

19H 417861.554 E 6210900.335 S (techo).

Espesor: 439 m.

Unidad Litoestratigráfica: Formación Río Damas.

Base: cubierta.

Techo: base de la Formación Lo Valdés.

Tramos

Tramo 1 (50 m) (50 m): Areniscas y lutitas. Los estratos son de forma tabular y presentan contactos rectos en la mayoría de las ocasiones. En algunos sectores se observan contactos más erosivos.

Los espesores de las capas son relativamente uniformes, las areniscas tienen potencias que varían entre 1 a 2 metros, mientras que las capas de lutitas son centimétricas, variando entre 10 a 30 centímetros de espesor.

Las areniscas corresponden a arcosas líticas con granos de tamaño arena fina, color pardo violeta en superficie fresca y parduzco en superficie alterada y selección moderada. En estas rocas se observa laminación paralela.

Las lutitas tienen un tamaño de grano de limo grueso y se diferencian por su color, unas son de color violeta en superficie fresca y violeta negruzco en superficie alterada, mientras que las otras son de color gris en superficie fresca y más verdoso en superficie alterada.

Tramo 2 (76 m) (126 m): Areniscas y lutitas. Los estratos son de forma tabular y el contacto entre las distintas litologías es recto principalmente y en algunos sectores se observa levemente erosivo.

Se distinguen tres tipos de areniscas. Las primeras son litarenitas feldespáticas con granos tamaño arena media, color gris pardo en superficie fresca y pardo anaranjado en superficie alterada. Su selección es moderada. Las segundas corresponden a arcosas líticas con granos tamaño arena fina y color grisáceo en superficie fresca y pardo en superficie alterada. La selección de estas areniscas es buena. Las terceras también son arcosas líticas granos de tamaño arena fina, color pardo violeta en superficie fresca y parduzco en superficie alterada y selección moderada.

Cabe destacar que en este tramo las areniscas presentan un aspecto masivo. Esto puede ser producto del alto grado de tectonismo que afecta a las rocas, ya que el afloramiento se encuentra altamente diaclasado y presenta mucho material de coluvio, lo cual pudo provocar que no se preservaran las estructuras sedimentarias.

Las lutitas tienen un tamaño de grano de limo grueso y se diferencian por su color, unas son de color violeta en superficie fresca y violeta negruzco en superficie alterada, mientras que las otras son de color gris en superficie fresca y más verdoso en superficie alterada.

Tramo 3 (140 m) (266 m): Areniscas y lutitas. Los estratos son de forma tabular y presentan contactos rectos.

Los espesores de las capas son relativamente uniformes, las areniscas tienen potencias que varían entre 1 a 3 metros, mientras que las capas de lutitas son centimétricas, variando entre 10 a 30 centímetros de espesor.

Las areniscas corresponden a arcosas líticas con granos de tamaño arena fina, color pardo violeta en superficie fresca y parduzco en superficie alterada y selección moderada.

Las lutitas tienen un tamaño de grano de limo grueso y presentan un color violeta en superficie fresca y un color violeta negruzco en superficie alterada.

FORMACIÓN LO VALDÉS (?)

Tramo 4 (40 m) (306 m): Areniscas con clastos de lutitas. Posiblemente en este sector comienza una secuencia transicional entre la Formación Río Damas y Lo Valdés, ya que los clastos podrían pertenecer a la Formación Río Damas y las areniscas a la base de la **Formación lo Valdés**. También cabe la posibilidad de que este tramo corresponda por entero a la Formación Río Damas y los clastos de lutitas correspondan a intraclastos de esta unidad.

Los estratos son de forma tabular y presentan contactos rectos. Las areniscas corresponden a arcosas líticas con granos de tamaño arena fina, color pardo violeta en superficie fresca y parduzco en superficie alterada y selección moderada.

Se observan clastos de lutitas de color violeta de forma sub-discoidal a sub-prismoidal y presentan un grado de redondez de angular a sub-redondeados, con tamaños centimétricos, variando entre 1 a 5 centímetros.

Tramo 5 (27 m) (333 m): Areniscas y lutitas. Los estratos son de forma tabular y presentan contactos rectos. Los espesores de las capas son relativamente uniformes, las areniscas tienen potencias que varían entre 1 a 3 metros, mientras que las capas de lutitas son centimétricas, variando entre 10 a 30 centímetros de espesor.

Se observan tres tipos de areniscas. Las primeras son litarenitas feldespáticas con granos tamaño arena media, color gris pardo en superficie fresca y pardo anaranjado en superficie alterada. Su selección es moderada. Las segundas corresponden a arcosas de tamaño de grano arena fina y color gris verdoso, presentan buena selección. Las terceras corresponden a subarcosas con granos tamaño arena media, color grisáceo en superficie fresca y buena selección.

Las lutitas tienen un tamaño de grano de limo grueso y presentan un color gris en superficie fresca y más verdoso en superficie alterada.

Tramo 6 (96 m) (429 m): Areniscas. Los estratos son de forma tabular y presentan contactos rectos. Los espesores de las capas son relativamente uniformes, en donde las areniscas tienen potencias que varían entre 1 a 3 metros.

Se observan dos tipos de areniscas. Las primeras son litarenitas feldespáticas con granos tamaño arena media, color gris pardo en superficie fresca y pardo anaranjado en superficie alterada. Su selección es moderada. Las segundas corresponden a arcosas de tamaño de grano arena fina y color gris verdoso, presentan buena selección. Estas areniscas hacia la base son masivas y hacia techo presentan laminación paralela y ondulitas.

Se ven posibles moldes de bivalvos en las areniscas gris verdosas, debido a sus caras convexas, los cuales se encuentran orientados siguiendo la actitud de las capas. Estos presentan tamaños variables entre los 5 milímetros hasta los 5 centímetros, siendo el tamaño promedio 1 centímetro. También se observan algunos clastos de lutita de tamaños entre 3 a 10 centímetros, de formas tabulares a ovaladas, siguiendo la disposición de los estratos. Debido a las características observadas en estas capas, éstas podrían corresponder a facies marinas someras pertenecientes a la Formación Lo Valdés.

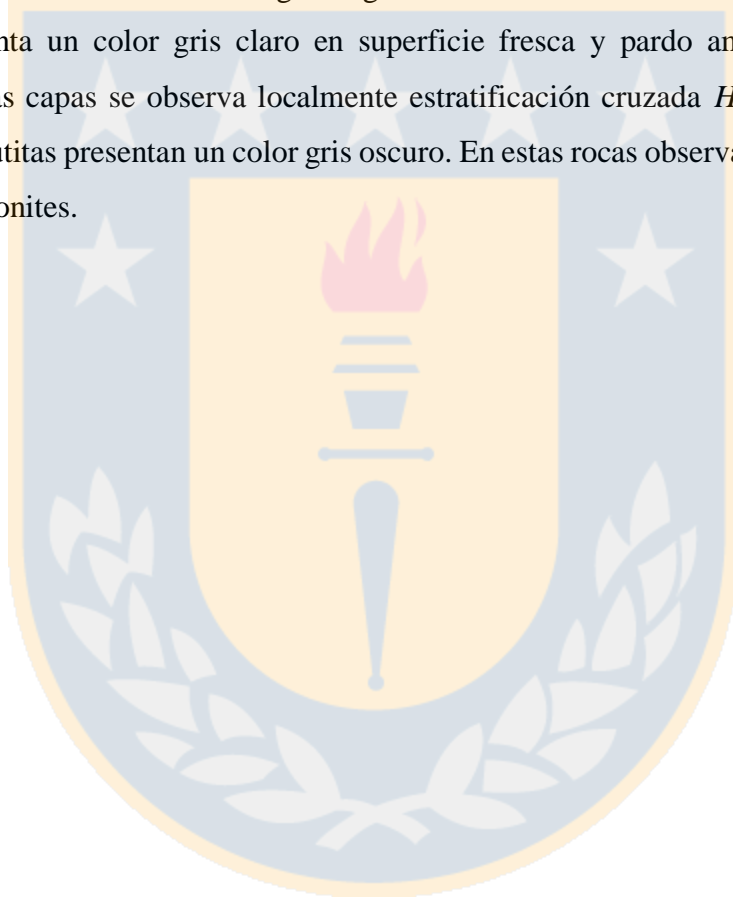
Muestra CP1D14: Corte transparente.

Muestra CP1D15: Zircones.

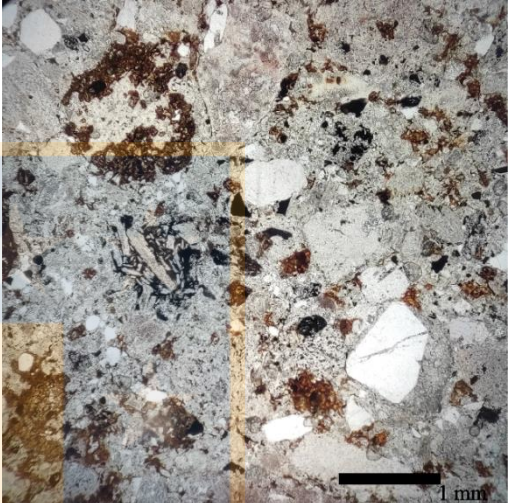
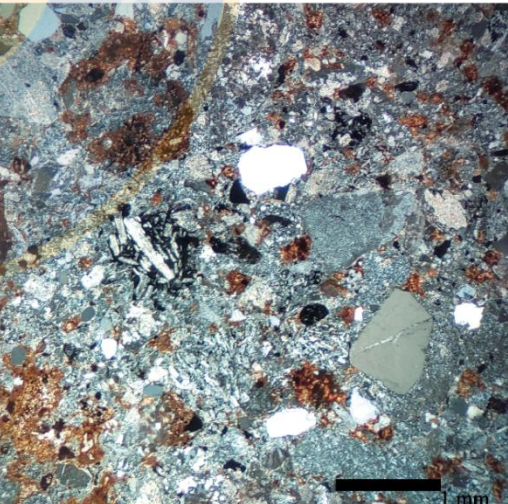
Tramo 7 (10 m) (439 m): Areniscas y lutitas. Los estratos son de forma tabular y presentan contactos rectos.

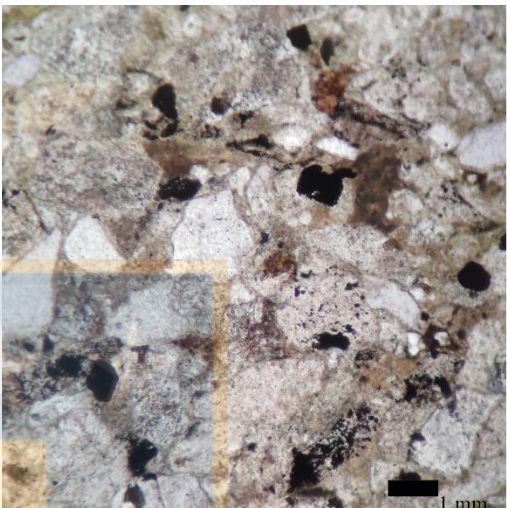
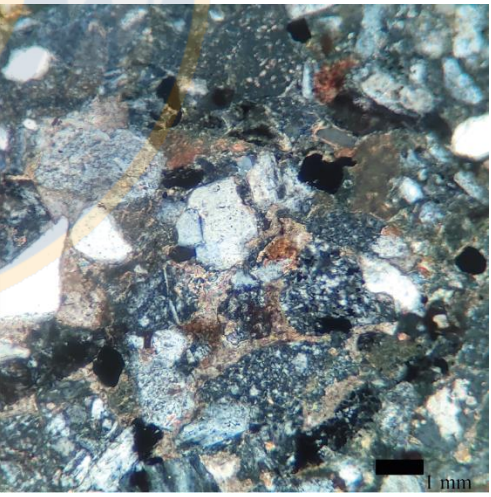
Las areniscas tienen potencias métricas que varían entre 1 a 3 metros, mientras que los espesores de las lutitas son más variables, hacia la base son centimétricos, variando entre los 10 a 30 centímetros de potencia, y hacia techo son más potentes con espesores de 1 a 2 metros.

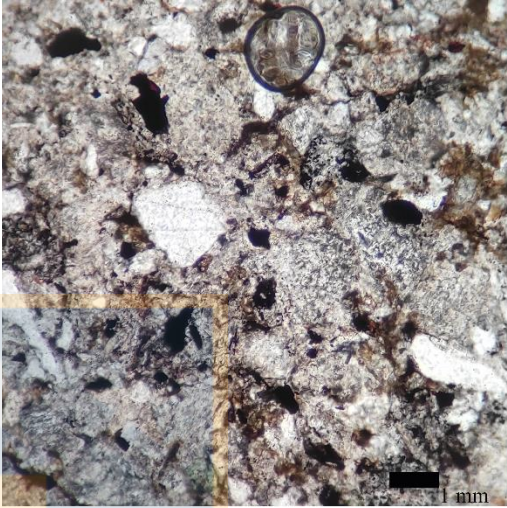

Las areniscas y lutitas tienen un color gris negruzco. Las areniscas son de grano medio con buena selección, presenta un color gris claro en superficie fresca y pardo amarillento en superficie alterada. En estas capas se observa localmente estratificación cruzada *Hummocky* y laminación convoluta. Las lutitas presentan un color gris oscuro. En estas rocas observan algunas concreciones y restos de ammonites.

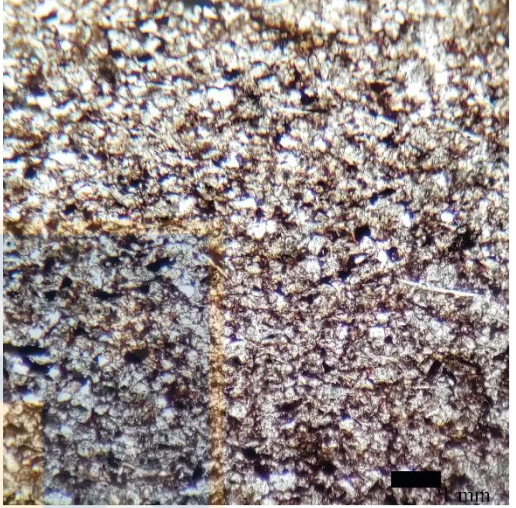
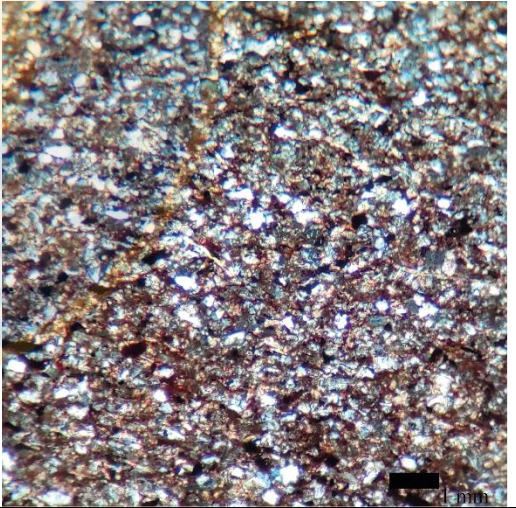


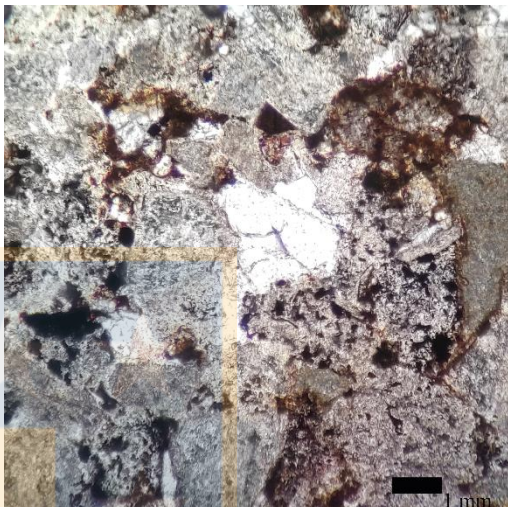
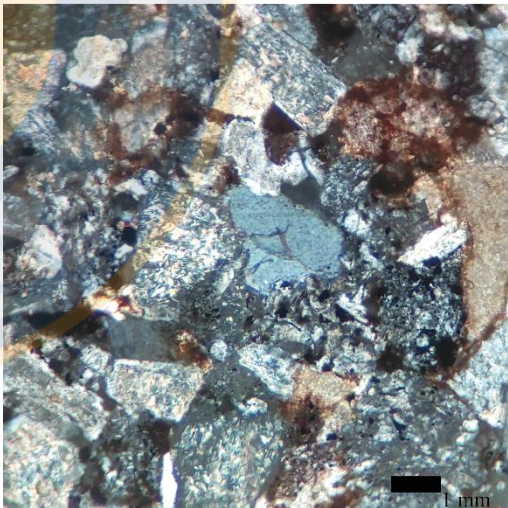
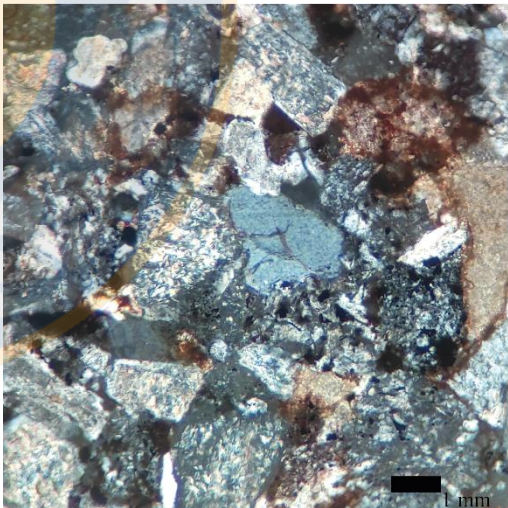
ANEXO 2: CORTES TRANSPARENTES

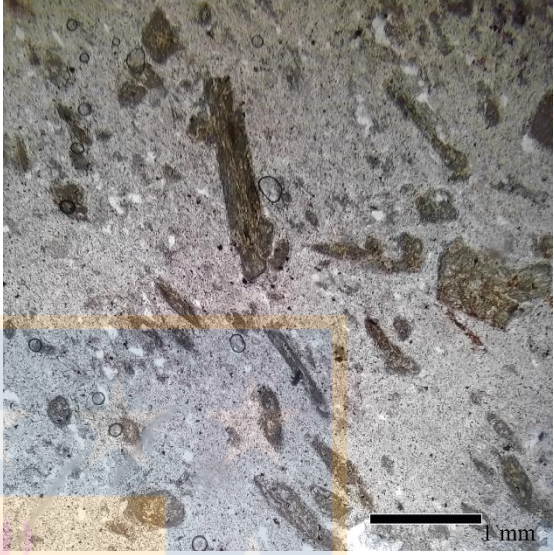
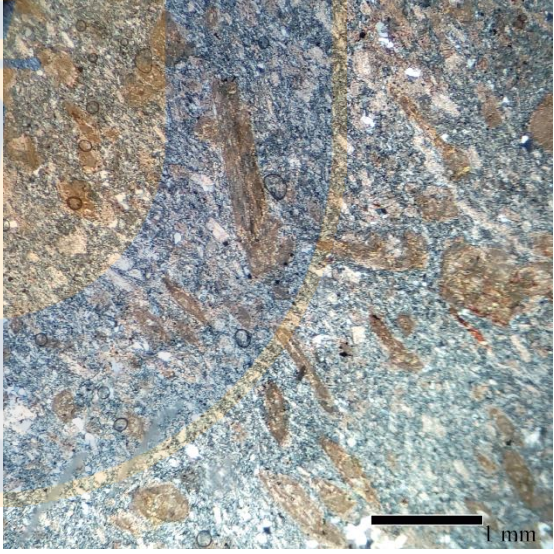
Muestra	CP1D-2		Objetivo: 2.5x	Luz: LPP		
Coordenadas	34°13'39"S-69°52'53"W. Columna Flanco Norte Tramo 2 (111 m)					
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra					
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca conglomerádica					
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Litarenita feldespática					
Fábrica	Grano soportada					
Selección	Pobre-Moderada					
Textura	Clástica					
Componentes	Porcentaje (%)					
Granos	70					
Matriz	10					
Cemento	20					
Forma de los granos						
Redondez	Sub-anguloso a sub-redondeado		Objetivo: 2.5x	Luz: NC		
Esfericidad	Sub-prismoidal a esférico					
Composición de granos						
Monominerales	%	Líticos			%	
Cuarzo	30	Rocas intrusivas			5	
Plagioclasa	17	Rocas volcánicas			22	
Opacos	8	Rocas sedimentarias			5	
		Indiferenciados			13	
Madurez Composicional	Inmadura					
Tipo de contacto	Tangente					
Cementos	Hematítico (tipo B) Silíceo (tipo A) Calcáreo (tipo B)					
Observaciones	Los líticos volcánicos corresponden a andesitas y algunos posiblemente a tobas. Los líticos intrusivos se reconocen por su textura y que son de composición ácida, pero no es posible clasificarlos. Los líticos sedimentarios corresponden probablemente a areniscas. Debido al pequeño tamaño es difícil clasificarlos.					

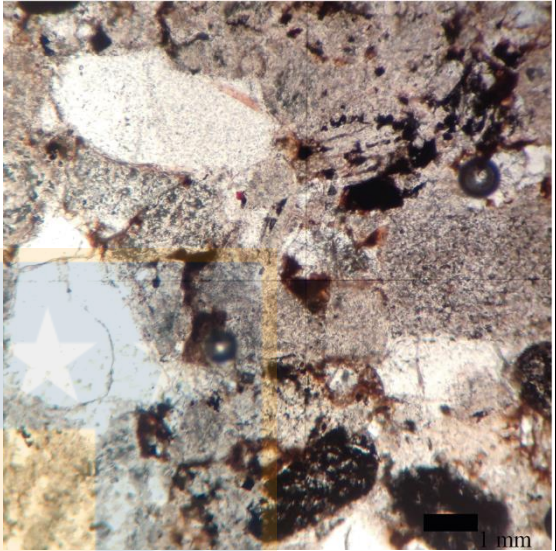
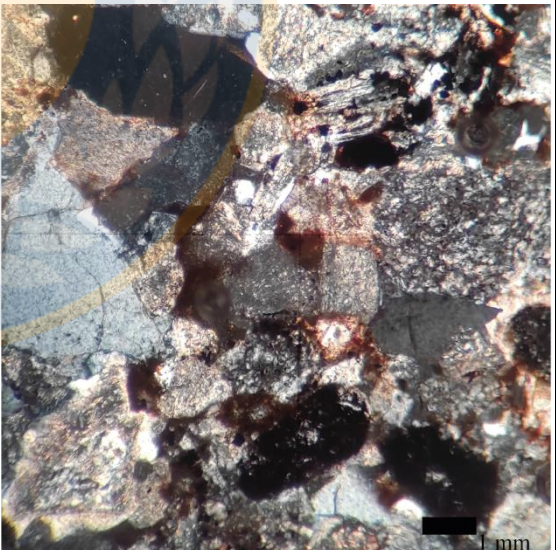
Muestra	CP1D-4		Objetivo: 10x	Luz: LPP		
Coordenadas	34°14'16"S-69°53'28"W					
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra					
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca					
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Arcosa lítica					
Fábrica	Grano soportada					
Selección	Moderada					
Textura	Clástica					
Componentes principales	Porcentaje (%)					
Granos	65					
Matriz	25					
Cemento	10					
Forma de los granos					Objetivo: 10x Luz: NC	
Redondez	Sub-angular					
Esfericidad	Sub-prismoidal					
Composición de granos						
<i>Monominerales</i>	%	<i>Líticos</i>	%			
Cuarzo	45	Rocas volcánicas	5			
Feldespato K	7	Rocas sedimentarias	10			
Plagioclasa	20	Indiferenciados	5			
Opacos	8					
Madurez Composicional	Inmadura					
Contacto entre granos	Puntual					
Cementos	Silíceo (tipo B) Calcáreo (tipo B) Hematítico (tipo B)					
Observaciones	Los líticos volcánicos corresponden a andesitas y posibles tobas. Los líticos sedimentarios son probablemente areniscas, no se tiene certeza debido al fino tamaño de los granos.					
						

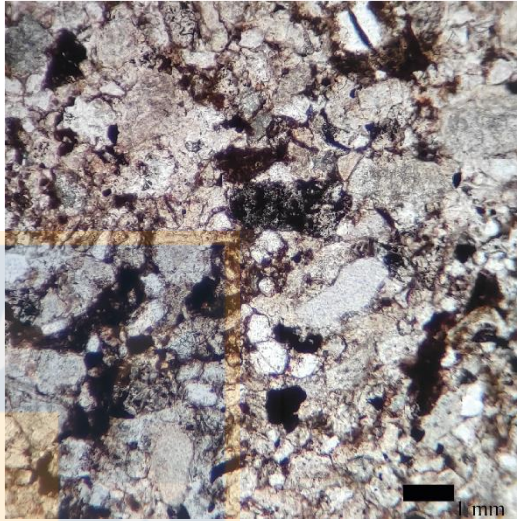
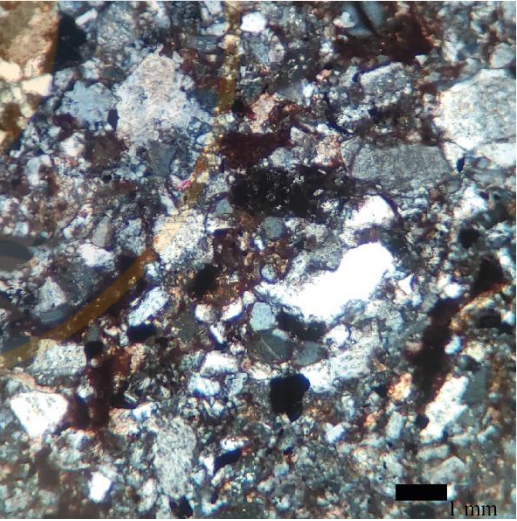
Muestra	CP1D-5		Objetivo: 10x	Luz: LPP	
Coordenadas	34° 13' 42" S - 69° 52' 56" W. Columna Flanco Norte Tramo 2 (101 m)				
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra				
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca				
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Arcosa lítica				
Fábrica	Grano soportada				
Selección	Buena				
Textura	Clástica				
Componentes principales	Porcentaje (%)				
Granos	75				
Matriz	15				
Cemento	10				
Forma de los granos					
Redondez	Sub-redondeado		Objetivo: 10x	Luz: NC	
Esfericidad	Sub-prismoidal a esférico				
Composición de granos					
Monominerales	%	Líticos			%
Cuarzo	25	Rocas volcánicas			10
Feldespato K	15	Rocas sedimentarias			10
Plagioclasa	30				
Micas	1				
Epidota	1				
Opacos	8				
Madurez Composicional	Inmadura				
Contacto entre granos	Tangente				
Cementos	Hematítico (tipo B) Calcáreo (tipo A) Silíceo (tipo B)				
Observaciones	Muestra con alto grado de alteración a sericita. Los líticos volcánicos corresponden a andesitas y los sedimentarios a areniscas probablemente.				

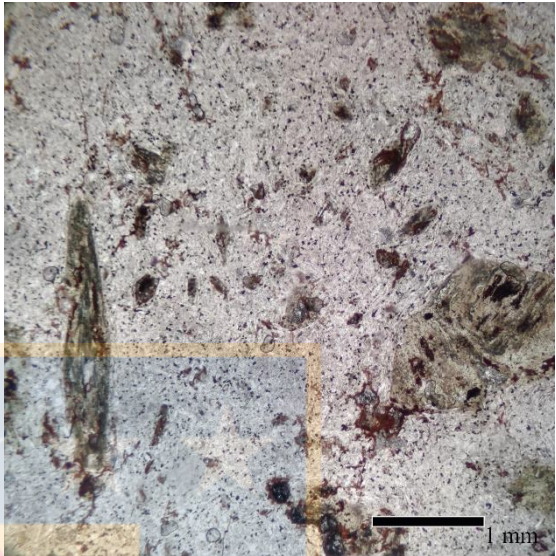
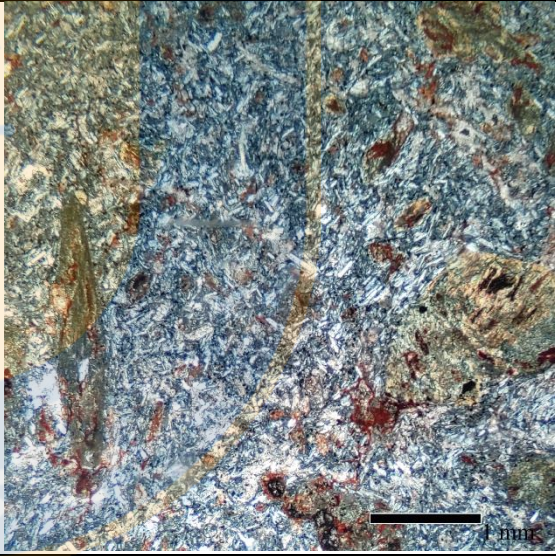
Muestra	CP1D-6		Objetivo: 10x	Luz: LPP		
Coordenadas	34°13'42"S-69°52'56"W. Columna Flanco Norte Tramo 2 (101 m)					
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra					
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Fangolita					
Clasificación textural de rocas siliciclásticas de grano medio a fino	Arcillolita					
Fábrica	Grano soportada					
Selección	Muy buena					
Textura	Clásica					
Componentes principales	Porcentaje (%)					
Granos	72					
Matriz	10					
Cemento	18					
Forma de los granos			Objetivo: 10x			
Redondez	Angular				Luz: NC	
Esfericidad	Sub-prismoidal					
Composición de granos						
Monominerales	%	Líticos			%	
Cuarzo	83					
Micas	7					
Opacos	10					
Madurez Composicional	-					
Contacto entre granos	Tangente					
Cementos	Hematítico (tipo B)					
Observaciones	Se observa una vetilla continua y recta de cuarzo, de espesor variable entre 0.2 y 0.5 mm de espesor. Es posible que existan líticos dentro de la composición de los granos, sin embargo, debido al fino tamaño de estos es imposible distinguirlos, ya que todo se observa como cuarzo y cemento.					

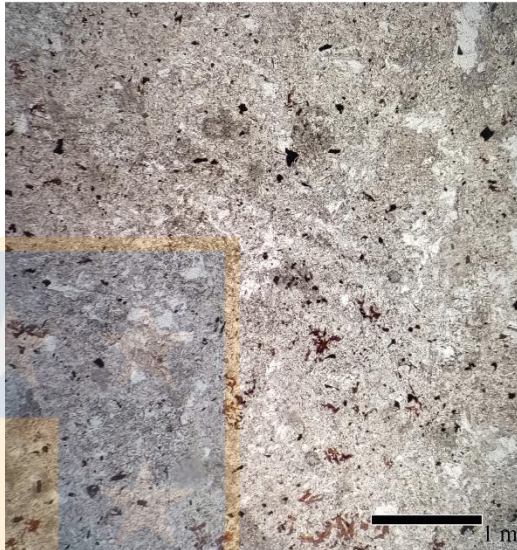
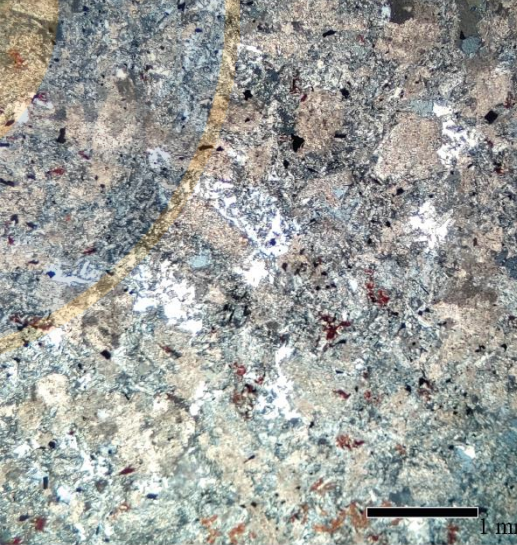
Muestra	CP1D-7		Objetivo: 10x	Luz: LPP		
Coordenadas	34°13'40"S-69°52'57"W. Columna Flanco Norte Tramo 2 (97 m)					
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra					
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca					
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Litarenita feldespática					
Fábrica	Grano soportada					
Selección	Moderada					
Textura	Clástica					
Componentes principales	Porcentaje (%)					
Granos	70					
Matriz	10					
Cemento	20					
Forma de los granos						
Redondez	Anguloso a sub-redondeado					
Esfericidad	Sub-prismoidal					
Composición de granos						
Monominerales	%	Líticos			%	
Cuarzo	24	Rocas volcánicas			10	
Feldespato K	5	Rocas sedimentarias			10	
Plagioclasa	15	Indiferenciados			10	
Micas	1					
Opacos	5					
Indiferenciados	10					
Madurez Composicional	Inmadura					
Contacto entre granos	Completo					
Cementos	Hematítico (tipo B) Calcáreo (tipo B) Silíceo (tipo A)					
Observaciones	Roca con alto grado de alteración sericitica y a arcilla. Los líticos volcánicos corresponden a andesitas y los sedimentarios probablemente a areniscas.					

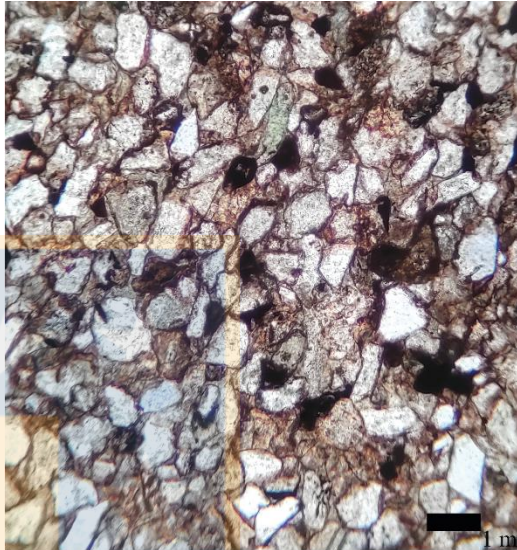
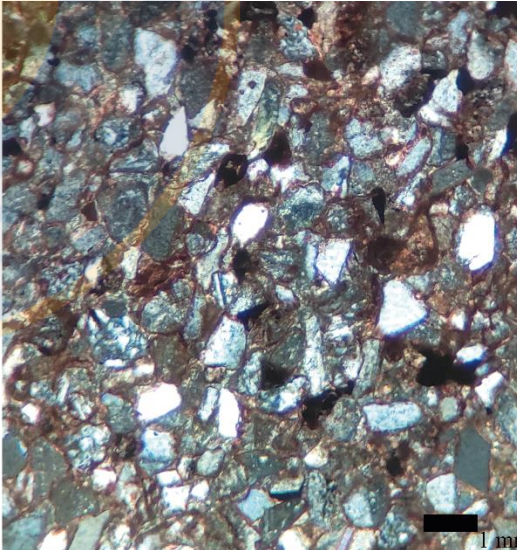
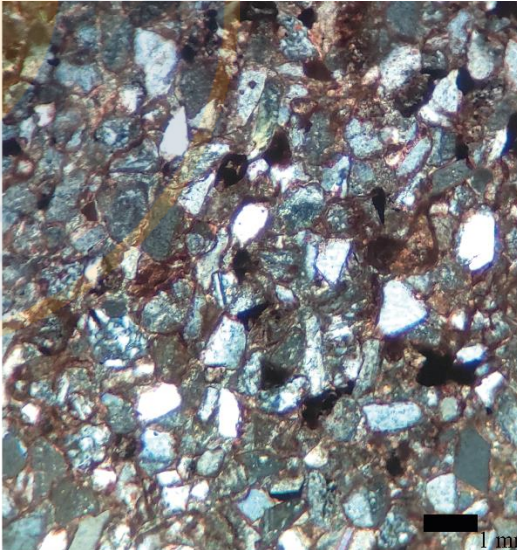
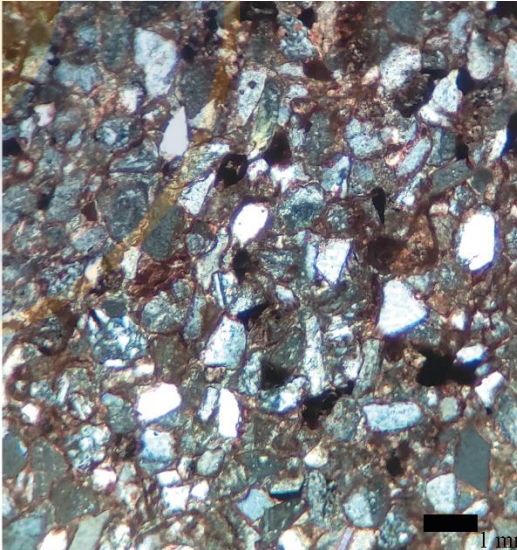
Muestra	CP1D-8		Objetivo: 2.5x	Luz: LPP		
Coordenadas	34°13'46"S-69°53'0"W					
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra					
Clasificación (Diagrama de Streckeisen)	Andesita de anfíbol					
Textura	Porfídica moderadamente hialopilitica					
Componentes Principales	%					
Fenocristales	35					
Masa Fundamental	65					
Total						
Composición mineral						
Fenocristales	%	Masa fundamental			%	Objetivo: 2.5x
Anfíbol	25	Plagioclasa	40			
Plagioclasa	7	Vidrio fino	20			
Cuarzo	3	Cuarzo	3			
		Opacos	2			
Cemento	-					
Evidencias de alteración						
Mineral de alteración	Óxido de hierro					
Componente alterado	Anfíbol					
Observaciones	Se observa que tanto los microlitos como los fenocristales se encuentran orientados según una dirección de flujo.					

Muestra	CP1D-9		Objetivo: 10x	Luz: LPP		
Coordenadas	34°13'4"S-69°52'59"W. Columna Flanco Norte Tramo 2 (101 m)					
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra					
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca					
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Arcosa					
Fábrica	Grano soportada					
Selección	Buena					
Textura	Clástica					
Componentes principales	Porcentaje (%)					
Granos	77					
Matriz	8					
Cemento	15					
Forma de los granos						
Redondez	Sub-angular a sub-redondeado		Objetivo: 10x	Luz: NC		
Esfericidad	Sub-discoidal					
Composición de granos						
<i>Monominerales</i>	%	<i>Líticos</i>			%	
Cuarzo	25	Sedimentarios			5	
Feldespato K	15	Volcánicos			5	
Plagioclasa	30	Indiferenciados			5	
Epidota	1					
Indiferenciados	5					
Opacos	10					
Madurez Composicional	Inmadura					
Contacto entre granos	Completo					
Cementos	Hematítico (tipo B) Silíceo (tipo B)					
Observaciones	Muestra con alto grado de alteración a sericita. Los líticos volcánicos corresponden a andesitas y los sedimentarios probablemente a areniscas.					

Muestra	CP1D-10		Objetivo: 10x	Luz: LPP	
Coordenadas	34°14'3"S-69°52'59"W. Columna Flanco Norte Tramo 2 (101 m)				
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra				
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca				
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Arcosa lítica				
Fábrica	Grano soportada				
Selección	Moderada				
Textura	Clástica				
Componentes principales	Porcentaje (%)				
Granos	70				
Matriz	0				
Cemento	30				
Forma de los granos			Objetivo: 10x	Luz: NC	
Redondez	Angular a sub-redondeado				
Esfericidad	Sub-discooidal a esférico				
Composición de granos					
Monominerales	%	Líticos			%
Cuarzo	40	Rocas volcánicas			10
Feldespatos K	12	Rocas sedimentarias			8
Plagioclasa	20				
Opacos	10				
Madurez Composicional	Inmadura				
Contacto entre granos	Tangente				
Cementos	Hematítico (tipo B) Calcáreo (tipo B)				
Observaciones	Los líticos volcánicos corresponden a andesitas y los sedimentarios a areniscas probablemente.				

Muestra	CP1D-11		Objetivo: 2.5x	Luz: LPP		
Coordenadas	34°13'50"S-69°53'15"W. Columna Flanco Norte Tramo 1 (97 m)					
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra					
Clasificación (Diagrama de Streckeisen)	Andesita de hornblenda					
Textura	Porfídica					
Componentes Principales	%					
Fenocristales	25					
Masa Fundamental	75					
Total						
Composición mineral					Objetivo: 2.5x	Luz: NC
<i>Fenocristales</i>	<i>%</i>	<i>Masa fundamental</i>			<i>%</i>	
Hornblenda	20	Plagioclasa	43			
Plagioclasa	5	Vidrio fino	20			
		Feldespatos K	3			
		Cuarzo	2			
		Opacos	5			
Cemento	Hematítico					
Evidencias de alteración						
Mineral de alteración	Sericita					
Componente alterado	Plagioclasa					
Observaciones	Los fenocristales de hornblenda son de mayor tamaño a los de plagioclasa y alcanzan tamaños de 1.5 milímetros, siendo el tamaño promedio de 0.8 a 1 milímetro.					

Muestra	CP1D-13	Objetivo: 2.5x	Luz: LPP
Coordenadas	34°13'50"S-69°53'25"W		
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra		
Clasificación (Diagrama de Streckeisen)	Tonalita/Cuarzo- andesita		
Textura	Indeterminada		
Componentes principales			
Fenocristales	Porcentaje (%)		
Cuarzo	20		
Plagioclasa	55		
Feldespato K	5		
Opacos	5		
Indiferenciados	15		
Observaciones		Objetivo: 2.5x	Luz: NC
<p>Roca muy alterada a sericita y arcilla, no se logra reconocer la textura para determinar si la roca es volcánica o intrusiva. Se observan cristales de cuarzo, plagioclasas y algunos cristales de feldespato K. No se distingue si todo lo que está alterado a sericita es plagioclasa o no.</p>			

Muestra	CP1D-14		Objetivo: 10x	Luz: LPP		
Coordenadas	34°14'24"S-69°53'16"W. Columna Flanco Sur Tramo 6 (429 m)					
Localidad	San José de Maipo, Fundo Cruz de Piedra					
Clasificación textural (Nichols, 1999)	Arenisca fangosa					
Clasificación composicional (Folk, 1980)	Subarcosa					
Fábrica	Grano soportada					
Selección	Muy buena					
Textura	Clástica					
Componentes principales	Porcentaje (%)					
Granos	75					
Matriz	0					
Cemento	25					
Forma de los granos						
Redondez	Angular a sub-redondeado					
Esfericidad	Sub-prismoidal a esférico					
Composición de granos						
Monominerales	%	Líticos			%	
Cuarzo	68	Rocas volcánicas			5	
Feldespato K	5					
Plagioclasa	10					
Micas	2					
Opacos	10					
Madurez Composicional	Inmadura					
Contacto entre granos	Completo					
Cementos	Hematítico (tipo B) Calcáreo (tipo A)					
Observaciones	Dentro de los líticos solo es posible identificar aquellos de andesita, en los demás no se reconoce la composición.					