



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

Facultad de Ciencias Químicas

Departamento Ciencias de la Tierra



**ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA DEL SECTOR RÍO
CORRENTOSO-CERRO ROSADO ENTRE LAS
COORDENADAS 45°20'-45°23'S Y 72°09'-72°05'W,
REGIÓN DE AYSÉN DEL GENERAL CARLOS IBÁÑEZ
DEL CAMPO, CHILE.**



Memoria para optar al título de Geólogo

Pedro Antonio Cea Álvarez

Profesora Patrocinante	Dra. María Pineda Mascayano
Profesor Guía	MSc. Leonardo Pérez-Barría
Profesores Comisión	Dr. Alfonso Encinas Martin
	MSc. Sylvia Palma Heldt

Concepción, 2022

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. FORMULACIÓN DEL PROYECTO	1
1.2. OBJETIVOS	1
1.2.1. Objetivo General.....	1
1.2.2. Objetivos Específicos.....	1
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	2
1.4. GEOMORFOLOGÍA	3
1.4.1. Geomorfología Local.....	4
1.5. TRABAJOS ANTERIORES	4
1.6. AGRADECIMIENTOS	5
2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO	7
2.1. ROCAS MESOZOICAS	7
2.1.1. Batolito Norpatagónico.....	7
2.1.2. Formación Ibáñez.....	9
2.1.3. Grupo Coyhaique.....	9
2.2.3.1. Formación Toqui.....	9
2.2.3.2. Formación Katterfeld.....	10
2.2.3.3. Formación Apeleg.....	11
2.1.4. Formación Divisadero.....	11
2.1.5. Formación El Toro.....	12
2.4.6. Pórfidos ácidos.....	13
2.2. ROCAS CENOZOICAS	13
2.2.1. Gabro Bandurrias.....	13
2.2.2. Cuerpos hipabisales básicos a intermedios.....	14
2.3. DEPÓSITOS SUPERFICIALES RECIENTES	14
2.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA	14
3. METODOLOGÍA DE TRABAJO	17
3.1. ETAPA DE TRABAJO	17
3.1.1 Etapa de Pre-terreno.....	17
3.1.2. Etapa de Terreno.....	17
3.1.3. Etapa de Gabinete.....	17
3.2. ESTRATIGRAFÍA	18
3.2.1. Análisis petrológico.....	18

3.2.2. Análisis de facies.....	19
4. ESTRATIGRAFÍA.....	21
4.1. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS.....	21
4.1.1. Columna R1.E1.....	21
4.1.2. Columna R1.E2.....	30
4.1.3. Columna R2.E3.....	39
4.2. FACIES.....	53
4.2.1. Descripción.....	52
4.2.2. Asociación.....	59
5. DISCUSIÓN.....	64
5.1. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.....	64
5.2. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN.....	65
5.3. CORRELACIONES Y EDAD.....	67
6. CONCLUSIONES.....	72
7. REFERENCIAS.....	74

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos.....	2
1. 2. Mapa de geomorfología regional.....	3
1. 3. Mapa de elevación digital.....	4
1. 4. Principales rasgos geomorfológicos del área de estudio.....	5
2. 1. Mapa geológico integrado e interpretativo entre los 45°19'-45°38'S y los 72°15'71°55'W.....	8
3. 1. Leyenda litológica y simbología empleada en la confección de las columnas estratigráficas.....	18
4. 1. Mapa de ubicación de las transectas recorridas para la elaboración de las columnas estratigráficas.....	21
4. 2. Columna estratigráfica E1.R1.....	22
4. 3. Litología del tramo E1-1.....	24
4. 4. Litología del tramo E1-3.....	24
4. 5. Litología del tramo E1-4.....	25
4. 6. Litología del tramo E1-7.....	26
4. 7. Litología del tramo E1-8.....	26
4. 8. Litología del tramo E1-9.....	27
4. 9. Litología del tramo E1-10.....	28

4.	10.	Litología del tramo E1-12.....	29
4.	11.	Sección al microscopio del tramo E1-12.....	29
4.	12.	Litología del tramo E1-13.....	30
4.	13.	Columna estratigráfica E1.R2.....	31
4.	14.	Litología del tramo E2-1.....	32
4.	15.	Litología del tramo E2-2.....	33
4.	16.	Litología del tramo E2-3.....	34
4.	17.	Litología del tramo E2-4.....	35
4.	18.	Sección al microscopio del tramo E2-4.....	36
4.	19.	Litología del tramo E2-5.....	37
4.	20.	Litología del tramo E2-6.....	38
4.	21.	Sección al microscopio del tramo E2-8.....	39
4.	22.	Columna estratigráfica E2.R3.....	40
4.	23.	Litología del tramo E3-1, parte I.....	42
4.	24.	Litología del tramo E3-1, parte II.....	43
4.	25.	Litología del tramo E3-2.....	43
4.	26.	Litología del tramo E3-3.....	44
4.	27.	Sección al microscopio del tramo E3-3.....	45
4.	28.	Litología del tramo E3-4.....	46
4.	29.	Litología del tramo E3-5.....	47
4.	30.	Litología del tramo E3-6.....	48
4.	31.	Litología de los tramos E3-7 y E3-8.....	48
4.	32.	Litología del tramo E3-9, parte I.....	49
4.	33.	Litología del tramo E3-9, parte II.....	51
4.	34.	Litología del tramo E3-10.....	52
4.	35.	Esquema de distribución de facies volcanoclásticas en ambientes subaéreos de composición andesítica a dacítica.....	61
5.	1.	Correlación de las columnas estratigráficas sector cerro Rosado.....	64
5.	2.	Esquema interpretativo del ambiente de sedimentación.....	65
5.	3.	Restos vegetales fósiles.....	66
5.	4.	Muestras fósiles sin asignación estratigráfica.....	67
5.	5.	Columna estratigráfica en el área río Emperador Guillermo.....	68
5.	6.	Interpretación de la secuencia de Skarmeta (1974).....	71

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
2. 1. Relaciones tectonoestratigráficas para los 45°19'-45°38'S y 72°15'-71°55'W.....	15
3. 1. Simbología empleada para la identificación de facies.....	19
4. 1. Resumen de las facies definidas.....	54

4.	2.	Resumen de las asociaciones de facies definidas y su interpretación deposicional.....	60
----	----	---	----



RESUMEN

En la Cordillera Patagónica de la Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo entre los 45°20'-45°23'S y 72°09'-72°05'W se exponen rocas ígneas extrusivas, volcanoclásticas y sedimentarias (carbonáticas y siliciclásticas). El objetivo de este presente trabajo de Memoria de Título es desarrollar un estudio estratigráfico y petrográfico de las secuencias exhibidas en el área entre el río Correntoso y el cerro Rosado para contribuir a la geología de la región y dar contexto al registro fósil. Para ello, se presentan 3 columnas estratigráficas, a partir de las cuales se definen facies y asociaciones de estas mismas para concluir en una interpretación del ambiente de sedimentación.

Gran parte de las muestras descritas y clasificadas corresponden rocas volcanoclásticas, y en menor cantidad rocas lávicas, sedimentarias carbonáticas y siliciclásticas. Texturalmente las rocas volcanoclásticas se clasifican como tobas de ceniza, tobas de ceniza-lapilli y brechas piroclásticas; la composición de las tobas es principalmente vítrea, en menor medida lítica a cristalina. Las litologías ígneas extrusivas corresponden a niveles de andesita porfídica, subordinadamente afanítica, con abundantes vesículas y amígdalas rellenas de clorita. La mayoría de las secuencias carbonáticas se clasifican texturalmente como calizas *bindstone*, debido a la ocurrencia de bioconstrucciones algares. Finalmente, los estratos sedimentarios siliciclásticos corresponden a lutitas y areniscas (finas a gruesas).

La definición de 17 facies y su posterior asociación sugiere una sedimentación cercana a un arco volcánico, con una potente sedimentación de secuencias volcanoclásticas. Las diferentes litologías extrusivas y volcanoclásticas sugieren un volcanismo subaéreo con depósitos de flujo y caída piroclástica, variando de facies proximales a distales. Mientras que, rocas sedimentarias siliciclásticas como areniscas de granulometría fina a conglomerádica indicarían una sedimentación a partir de flujos laminares en un abanico aluvial volcanoclástico. Finalmente, las facies carbonáticas evidencian bioconstrucciones algares planares y dómicas (conferido a estructuras estromatolíticas) lo que podría sugerir un ambiente marino costero, asociado a una llanura mareal.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL PROYECTO

A unos 10 km al W de Villa Ortega se reconoce un área no mapeada, en la cual se emplaza un bosque petrificado de edad, posiblemente, cretácica (Nishida y otros, 1992; Pérez-Barría, 2021). Esta unidad comprende una sucesión de capas volcánicas y volcanosedimentarias semejantes a las que se han atribuido a la Formación Divisadero (Skarmeta, 1974; Niemeyer y otros, 1984).

El antecedente más próximo al área corresponde a Skarmeta (1974), quien levantó una columna cercana al río Emperador Guillermo donde describe una sucesión de brechas volcánicas y andesitas sobre lutitas, tobas y calizas (con fósiles marinos) interpretándolas como parte de la “Formación Coyhaique”. Posteriormente, las litologías volcanoclásticas en la parte superior de la secuencia son asignadas a la Formación Divisadero, mientras que las capas sedimentarias marinas son correlacionadas a la “Formación Coyhaique” por Niemeyer y otros (1984).

La zona de estudio se ubica fuera de las cartas geológicas de las áreas Coyhaique-Balmaceda (De La Cruz y otros, 2003), Ñirehuao-Baño Nuevo (Suárez y otros, 2007) y Puerto Cisnes (De la Cruz y Cortés, 2011); el presente estudio propone llevar a cabo un estudio en detalle en el sector con el fin de contribuir a la geología de la Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Desarrollar un estudio estratigráfico y petrográfico de detalle en el área comprendida entre el río Correntoso y cerro Rosado, con el fin de esclarecer el contexto de los hallazgos fósiles del sector y contribuir a la geología de la Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Identificar unidades litoestratigráficas y caracterizarlas según la información petrológica, estratigráfica, y paleontológica.
- Reconocer la posición estratigráfica de las localidades con madera fósil y otras estructuras sedimentarias biogénicas reconocidas en el sector.
- Establecer las relaciones estratigráficas entre las sucesiones que afloran en el área.
- Proponer un ambiente de sedimentación para caracterizar la sucesión estratigráfica.

- Establecer correlaciones con unidades formalmente definidas en las cartas geológicas adyacentes al área de estudio.
- Estimar un rango de edad para la secuencia, identificando posibles correspondencias con unidades geológicas previamente descritas en la región.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se encuentra ubicada a unos 23 km al NW de la ciudad de Coyhaique, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, en una zona comprendida entre los $45^{\circ}20' - 45^{\circ}23' S$ y $72^{\circ}09' - 72^{\circ}05' W$ (Fig. 1.1), los afloramientos se encuentran en la zona aledaña al cerro Rosado, a 10 km al oeste de la localidad de Villa Ortega. El acceso desde la ciudad de Coyhaique es a través de la Ruta 7 (Carretera Austral) en dirección a Villa Ortega, a unos 6 km de la localidad indicada se debe tomar el desvío a la Ruta X-558, luego se continua por la Ruta X-554 durante 4,4 km, finalmente se debe caminar por senderos privados, previo permiso, se accede al área.

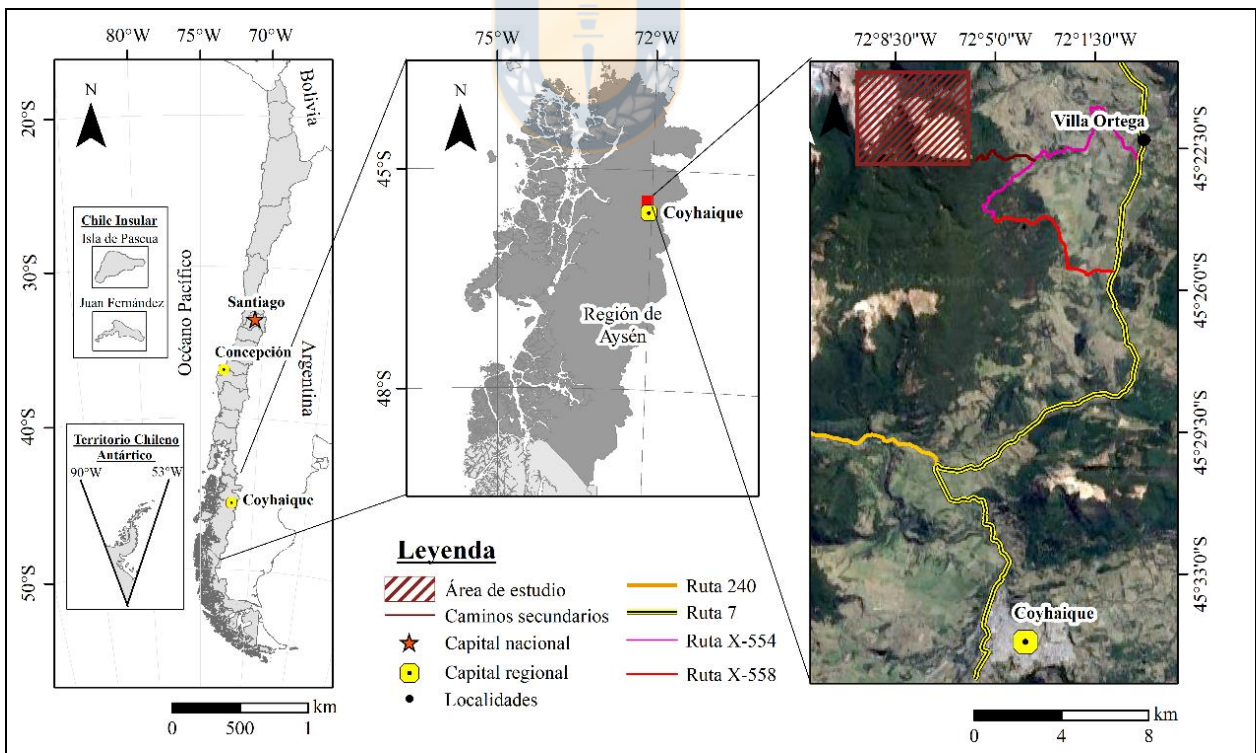


Figura 1.2: Mapa de ubicación y accesos.

1.4. GEOMORFOLOGÍA

La Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo puede ser dividida en tres unidades morfológicas mayores que, de W a E, corresponden a Cordillera de la Costa, Llano Central y Cordillera Patagónica (de lagos y ríos, de fiordos y ríos, ventisqueros del Pacífico e insular), como se puede observar en la Fig. 1.2.

El área de estudio está inmersa en la unidad geomorfológica Cordillera Patagónica de lagos y ríos control tectónico, esta zona se caracteriza, por el factor modelador que ha tenido la tectónica en el paisaje, con drenajes de ríos de tipo paralelo y rectangular; y lagos con tendencias a digitaciones en ángulos rectos y bordes rectilíneos (Börgel, 1983).

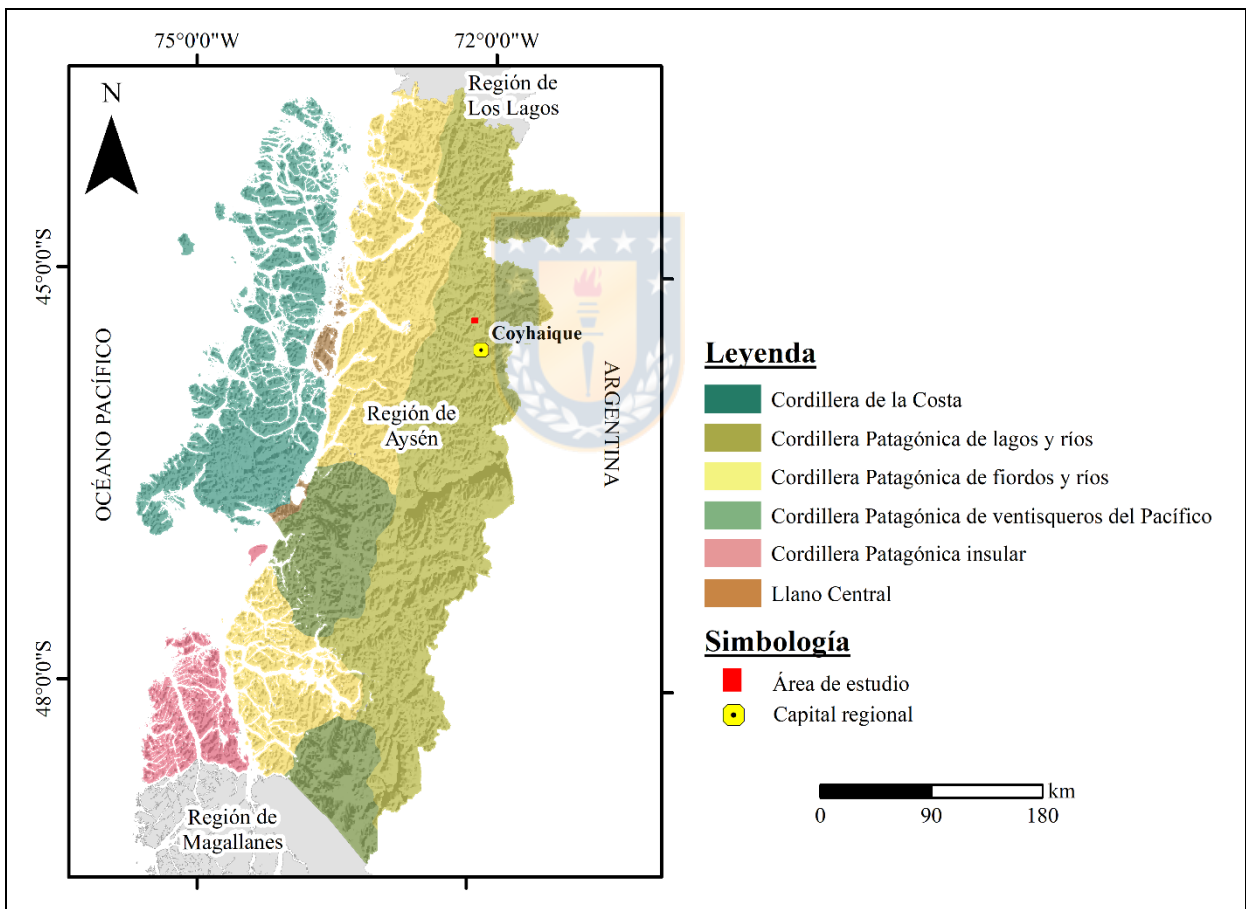
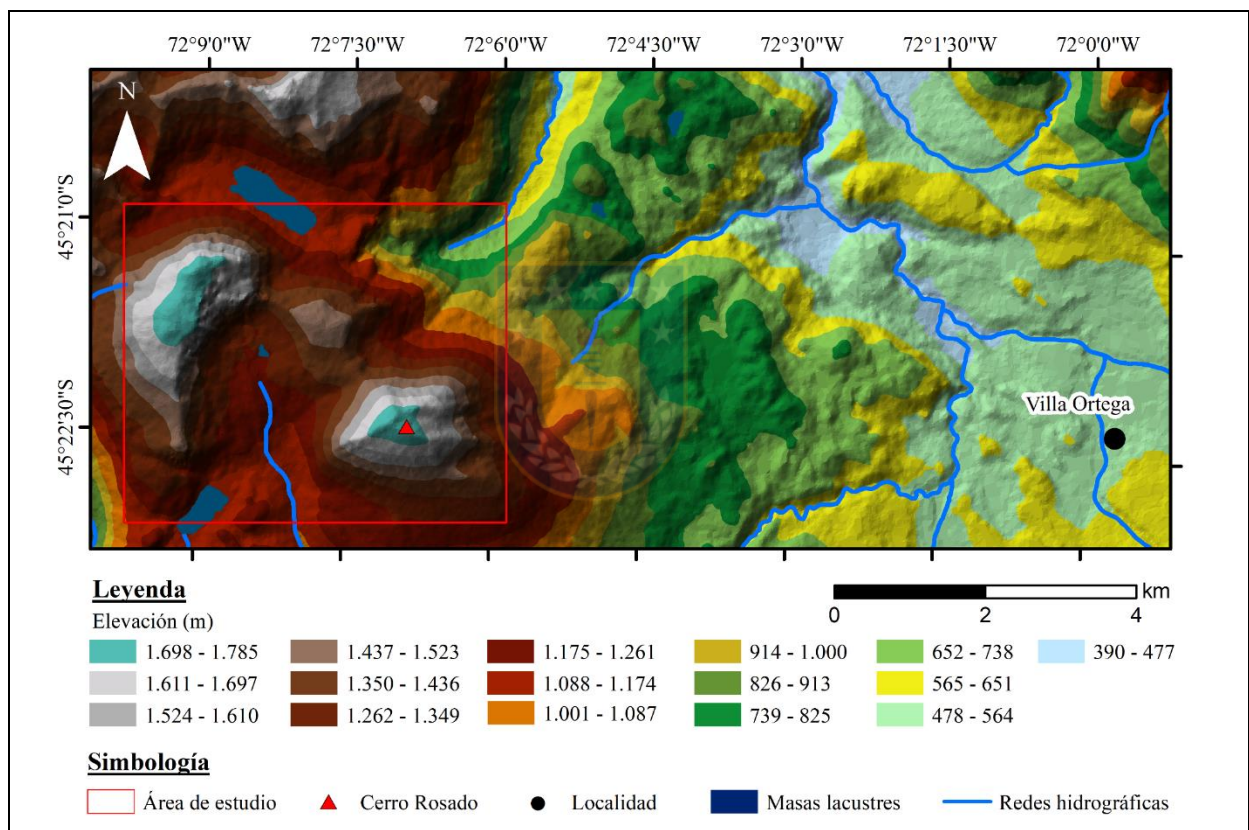


Figura 1.2: Mapa de geomorfología regional. Tomado de Börgel (1983).

1.4.1. Geomorfología local

En la imagen del modelo de elevación digital del área de estudio (Fig. 1.3) se distingue una topografía montañosa fuertemente erosionada por la acción glacial, cuya mayor altitud se ubica en la parte SE, que corresponde al cerro Rosado con 1.785 m s.n.m.

Geomorfológicamente, en el área predomina el modelado glacial, con la formación de un circo glaciar que engloba gran parte de la zona, valles colgados (Fig. 1.4, A y B), depósitos de morrenas (Fig. 1.4, C) y bloques erráticos (Fig. 1.4, D). Además, procesos gravitacionales con ocurrencia de abanicos aluviales y coluviales asociados a zonas de gran pendiente (Fig. 1.4, A).



1.1. TRABAJOS ANTERIORES

Skarmeta (1974), realiza un levantamiento estratigráfico en las cercanías al cerro Emperador Guillermo (3 km al N del cerro Rosado), describe una sucesión de tobas, brechas volcánicas, lavas andesíticas, lutitas con fósiles marinos y areniscas volcánicas correlacionadas a la “Formación Coyhaique” (formaciones Katterfeld y Apeleg). Además, delimita el área del cerro

Rosado y la interpreta como Formación Divisadero. **Nishida y otros (1992)**, describen el contenido paleobotánico del sector río Correntoso, aledaño al área de estudio, indicando el registro de las especies *Araucarioxylon ohzuanum*, *A. pichasquense*, y *A. kellerense*, asignando estos restos a la Formación Divisadero. **Pérez-Barría (2021)** desarrolla las primeras pesquisas y confirma la existencia de maderas fósiles en el sector cerro Rosado.

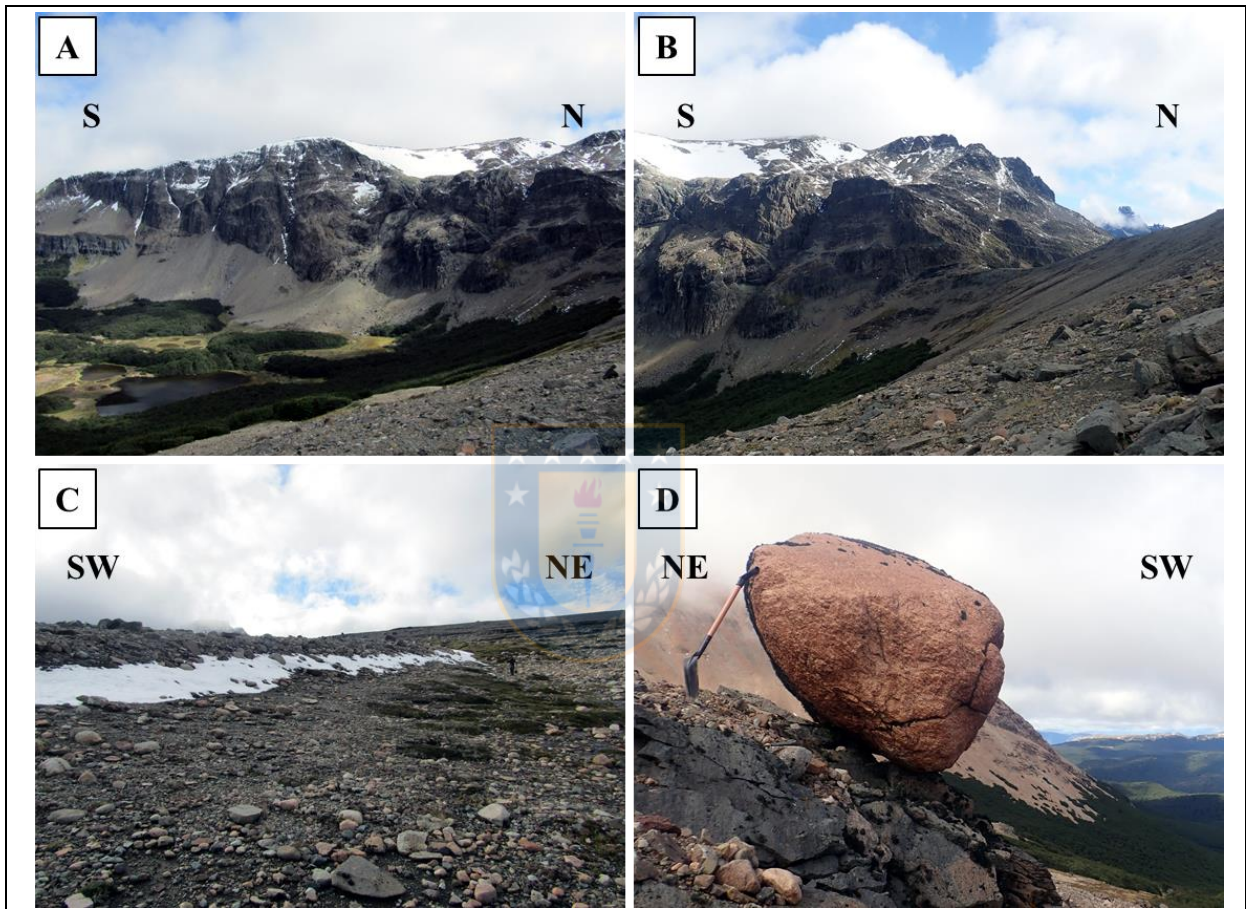


Figura 1.4: Principales rasgos geomorfológicos del área. (A y B) Ladera W del circo glaciar, con predominio de depósitos gravitacionales. C) Depósitos de till. D) Bloque errático.

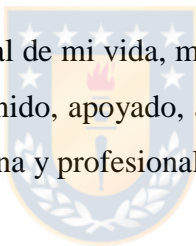
1.2. AGRADECIMIENTOS

Agradezco al MSc. Leonardo Pérez-Barría por otorgarme la posibilidad de realizar este trabajo en el tema de Estratigrafía. Gracias por la oportunidad y guía durante el desarrollo de este tema de Memoria. De la misma manera doy gracias al Museo Regional de Aysén por permitirme hacer uso de sus instalaciones, al personal y a los demás memoristas involucrados en este proyecto. Además, a los profesores y alumnos del Magister de Paleontología de la Universidad Austral de Chile, por su ayuda en las labores realizados durante la campaña de terreno.

Quiero reconocer el apoyo a mi profesora patrocinante, Dra. María Pineda, y profesores de la comisión, Dr. Alfonso Encinas y Msc. Sylvia Palma., por ser pilares importantes en el proceso educativo, desarrollo y discusión del presente escrito y durante el desarrollo académico.

A todos quienes forman parte del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, profesores y funcionarios que han participado en mi formación universitaria. A mis amigos que han sido parte durante estos años, por su apoyo, confianza, paciencia y sobre todo por alegrar cada momento.

Finalmente, al pilar fundamental de mi vida, mi familia. A mis padres, hermanos, abuelos, y tíos; por ser quienes me han contenido, apoyado, ayudado y dado el cariño y amor necesario para poder desarrollarme como persona y profesional.



2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

La geología entre los 45°19'-45°38'S y los 72°15'-71°55'W, está representada por unidades principalmente de edad mesozoica (Fig. 2.1). Las rocas más antiguas corresponden a los pulsos iniciales del Batolito Norpatagónico y al volcanismo representado por la Formación Ibáñez de edad Jurásica Superior-Cretácico Inferior (De la Cruz & Cortés, 2011). Durante el Titoniano-Aptiano se genera la Cuenca de Aysén, donde son depositadas las secuencias del Grupo Coyhaique (formaciones Toqui, Katterfeld y Apeleg) desde el Valanginiano al Aptiano temprano (Suárez y otros, 2007; De la Cruz & Cortés, 2011). En el Cretácico Superior tardío se genera el volcanismo de la Formación Divisadero que es comagmático a los máximos pulsos del Batolito Norpatagónico (Pankhurst y otros, 1999). A finales del Mesozoico, el volcanismo del arco magmático se representa con las secuencias de la Formación El Toro y análogos subvolcánicos descritos como pórfidos ácidos (De la Cruz y otros, 2003). En el Cenozoico, durante el Oligoceno se genera el tectonismo que da paso a la unidad Gabro Bandurrias y cuerpos subvolcánicos porfídicos de composición máfica a intermedia (De la Cruz y otros, 2003). Finalmente, en el Cuaternario, debido a los procesos de meteorización y erosión se sedimentan los depósitos superficiales recientes, de origen glacial y fluvial, principalmente.

2.1. ROCAS MESOZOICAS

2.1.1. Batolito Norpatagónico

Rocas plutónicas asociados a subducción, emplazadas entre el Jurásico Superior al Mioceno, e incluso Plioceno (Pankhurst y otros, 1999; Suárez & De la Cruz, 2001). El Batolito Norpatagónico es considerado por Hervé y otros (1994 en Pankhurst y otros, 1999) como el segmento que se extiende al norte del golfo de Penas (47°S) hasta aproximadamente la localidad de Curacautín (38°27'S). Está compuesto por monzogranitos, granodioritas, monzonitas

cuarcíferas de anfíbola y tonalitas; y se encuentra tanto en contacto por intrusión como por falla con las formaciones Ibáñez y Divisadero (De la Cruz y otros, 2003).

A fines del Jurásico Superior hasta el Barremiano, el arco magmático se desarrolló tanto en el margen occidental como en el margen oriental de la cordillera, con plutones de edades Rb-Sr que varían desde 126 ± 1 Ma a 140 ± 6 Ma, localizados en las islas del Archipiélago de Los Chonos, y que poseen edades similares a granitos en los ríos Cisnes y El Toqui de 148 ± 14 Ma (Pankhrust y otros, 1999). En la confluencia de los ríos Simpson y Correntoso se reconoce una granodiorita con edad Rb/Sr en isócrona de 100 ± 6 Ma (Halpern & Fuenzalida, 1978).

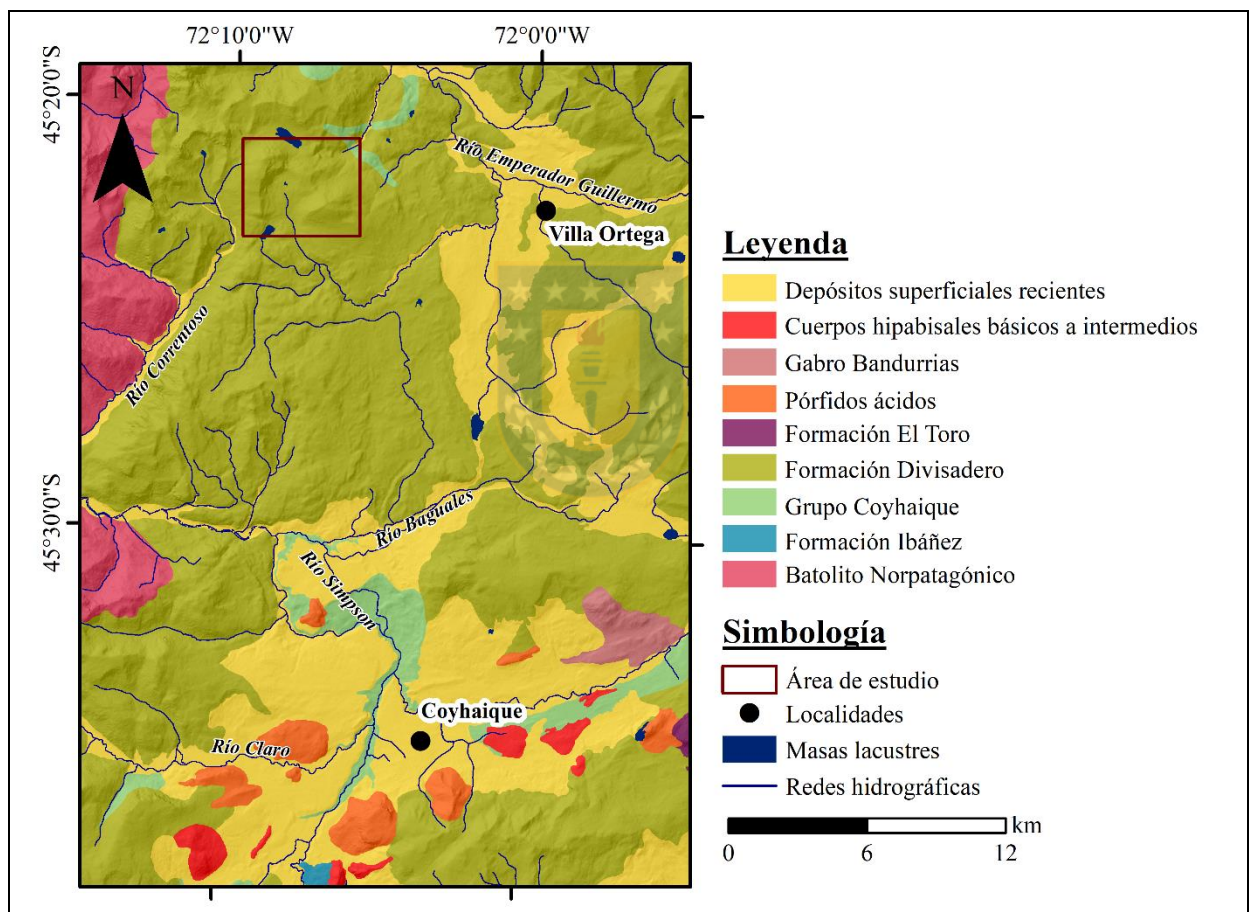


Figura 2.1: Mapa geológico integrado e interpretativo entre los $45^{\circ}19'-45^{\circ}38'S$ y los $72^{\circ}15'-71^{\circ}55'W$. Basado en Skarmeta (1974, en Skarmeta 1976); Suárez y otros (2007); De la Cruz y otros (2003) y SERNAGEOMIN (2003).

El segmento septentrional (Batolito Norpatagónico, $\sim 41-47^{\circ}S$) es comagmático con el volcanismo jurásico de la Formación Ibáñez, distribuido en el eje cordillerano y hacia la vertiente oriental (Haller y Lapido 1982, Niemeyer y otros 1984, Bruce y otros, 1991; Suárez y otros, 2009).

La naturaleza episódica en los pulsos magmáticos calcoalcalinos del Batolito Norpatagónico posee un máximo en el Cretácico Inferior tardío-Cretácico Superior temprano (Pankhurst y otros, 1999); aunque las tasas de producción magmática luego decaen hacia el Cretácico Superior, existe registro de unidades plutónicas de esta edad que se encuentran desplazadas hacia el este. Esta expansión oriental del magmatismo ha sido registrada también para los productos volcánicos del Grupo Divisadero a los $\sim 44^{\circ}30'S$ (Suárez & De la Cruz, 2001). Finalmente, suites miocenas han sido datadas principalmente en la ladera occidental andina en Chile (Pankhurst y otros, 1999; Adriasola y otros, 2006).

2.1.2. Formación Ibáñez

Definida formalmente por Niemeyer (1975), consiste en una secuencia de rocas volcanoclásticas y volcánicas, de composición ácida a intermedia. Subyace en discordancia angular a las formaciones Apeleg y Divisadero (De la Cruz & Cortés, 2011). Esta formación está compuesta fundamentalmente por ignimbritas riolíticas y dacíticas, depósitos de oleadas de piroclastos riolíticos, depósitos de caída de ceniza, cristales y lapilli, brechas piroclásticas y, subordinadamente, lavas y brechas riolíticas, dacíticas y andesíticas (De la Cruz & Cortés, 2011). Sobre la base de la información existente, se asigna a las rocas de la Formación Ibáñez, una edad comprendida entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior bajo (Valanginiano) (De la Cruz & Cortés, 2011). La unidad representa productos de colapso de calderas, y subordinadamente la actividad de estratovolcanes andesíticos, acumulados en un ambiente subaéreo. En las áreas de Ñireguao-Baño Nuevo y Coyhaique-Balmaceda la secuencia fue invadida localmente por transgresiones marinas durante el Berriasiano, luego el volcanismo continuó hasta el Valanginiano. El volcanismo de la Formación Ibáñez es riodacítico con asociaciones andesíticas, de naturaleza calcoalcalina, relacionado con procesos de subducción y contemporáneo a un importante período de '*rifting*' jurásico (Baker y otros, 1981; Suárez y otros, 1999; Hervé y otros, 2007). Se interpreta esta unidad como acumulada en un ambiente continental, asociado a un arco volcánico desarrollado en respuesta a la subducción del margen pacífico. Cortés (1996) menciona que el magma habría tenido aporte de material del manto, lo que habría generado la bimodalidad química que se observa en la unidad, con probable activación, debido a extensión y adelgazamiento cortical de la cuenca.

2.1.3. Grupo Coyhaique

2.1.3.1. Formación Toqui

Definida por Suárez & De la Cruz (1994), corresponde a una unidad sedimentaria y volcanoclástica, marino litoral, compuesta principalmente por calizas, areniscas, lutitas y tobas, con fósiles marinos. Se dispone concordante y, en ciertos sectores, engrana parcialmente con la Formación Ibáñez y subyace concordantemente a la Formación Katterfeld (Suárez y otros, 2007). Litológicamente comprende tres asociaciones de facies: (1) calcárea, constituida por calizas, coquinas de “ostreas” y areniscas calcáreas fosilíferas, expuestas generalmente en la base de la formación; (2) arenoso-calcárea incluye arenisca calcárea, areniscas guijarrosas, conglomerados volcanoclásticos con matriz calcárea, localmente fosilíferos, y lutitas y limolitas fosilíferas; y (3) piroclástico-calcárea de carácter marino, compuesta por tobas submarinas, depósitos de flujos piroclásticos y de caída (tobas de ceniza bandeadas y de lapilli), calizas fosilíferas con aportes volcanoclásticos, areniscas calcáreas volcánicas con fragmentos de conchas, areniscas tobáceas y lutitas tobáceas (Suárez y otros, 2007; De la Cruz & Cortés, 2011). Sobre la base de la información existente, se le asigna una edad Titoniano-Valanginiano (De la Cruz & Cortés, 2011). La Formación Toqui representa el inicio de una transgresión marina ocurrida luego del volcanismo Jurásico Superior-Cretácico Inferior bajo, que, en algunas partes, es diacrónica con los últimos episodios de este. La unidad se acumuló en un ambiente marino somero, cercano a la costa y de energía variable, al que eventualmente llegó material volcanoclástico producto de actividad volcánica más o menos proximal (facies arenosa y piroclástica). De esta manera se reconocen ambientes costeros restringidos con actividad faunística (facies carbonatada y coquinoidea), ambientes marinos abiertos de energía variable y ocasionalmente depósitos de tormenta (Suárez y otros, 2007; De la Cruz & Cortés, 2011). Esta unidad se interpreta como acumulada en las últimas etapas del “*rifting*” iniciado durante el Jurásico Superior (Gust y otros, 1985) y durante la etapa de subsidencia térmica de “*post-rift*” (De la Cruz & Cortés, 2011).

2.1.3.2. Formación Katterfeld

Definida por Ramos (1976), corresponde a una secuencia de lutitas negras fosilíferas. Sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación Toqui y subyace en contacto transicional a la Formación Apeleg (Suárez y otros, 2007). Comprende lutitas y limolitas de color negro con fósiles marinos, ocasionalmente solo se reconoce laminación paralela. Basándose en el

contenido fósil se le asigna una edad Valanginiano-Hauteriviano (Olivero & Aguirre-Urreta, 2002; Suárez y otros, 2007). Representa un ambiente marino de salinidad normal, tranquilo, anóxico, no muy profundo, donde la sedimentación se produjo principalmente por decantación. La presencia de esporádicos belemnites orientados y Gryphaeas invertidas, sugiere ocasionales corrientes submarinas relativamente fuertes. Esta unidad va desde un ambiente oxigenado y somero que caracteriza la unidad subyacente (Formación Toqui) a uno anóxico más profundo donde se acumularon lutitas (Suárez y otros, 2007).

2.1.3.3. Formación Apeleg

Definida por Ploszkiewicz & Ramos (1977), corresponde a una secuencia de areniscas marinas de color gris verdoso. Sobreyace en aparente concordancia a la Formación Ibáñez (De la Cruz & Cortés, 2011) y de manera concordante y transicional a la Formación Katterfeld (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y otros, 2007). Subyace en paraconformidad a la Formación Divisadero (Suárez y otros, 2007). Comprende asociaciones de areniscas y lutitas heterolíticas, areniscas con estratificación cruzada, areniscas masivas y con gradación normal, y lutitas. Las areniscas presentan ondulitas simétricas interpretadas como de olas y estructuras “*flaser*” (Martin, 2000 en De la Cruz & Cortés, 2011). Sobre la base de la información existente, se le asigna una edad Hauteriviano-Aptiano temprano (Suárez y otros, 2007; De la Cruz & Cortés, 2011). El ambiente de sedimentación se interpreta como un ambiente marino de plataforma, con depósitos de barras, generados principalmente por corrientes mareales y tormentas locales, incluyendo, probablemente, depósitos marinos costeros (De la Cruz y otros, 2003). La unidad pasa gradualmente desde un ambiente anóxico de baja energía en la base (contacto transicional con la Formación Katterfeld), a un ambiente oxigenado de alta energía (Suárez y otros, 2007), esto último evidenciado por concentraciones de dientes fósiles de tiburón y abundantes trazas fósiles (Bell & Suárez, 1997 en De la Cruz y otros, 2003; Suárez y otros, 2007). González-Bonorino & Suárez (1995 en Suárez y otros, 2007) mencionan que en cerro Bayo se reconocen lóbulos deltaicos que indicarían, en los últimos episodios de sedimentación, un rápido retroceso de la línea de costa, producto de la regresión del mar; ello permitió, hacia el este, la acumulación de depósitos en un ambiente continental de planicies de inundación.

2.1.4. Formación Divisadero

Definida por Heim (1940), corresponde a una secuencia volcanoclástica, con lavas intercaladas, que varían en composición desde andesitas a riolitas, y cuya localidad tipo corresponde al cerro homónimo, ubicado el SE de Coyhaique (Niemeyer y otros, 1984; De la Cruz y otros, 2003); incluye cuerpos hipabisales y niveles sedimentarios continentales (Suárez y otros, 2007). La secuencia se dispone en discordancia angular sobre las formaciones Ibáñez (Suárez y otros, 2007; De la Cruz y Cortés, 2011), Katterfeld (Suárez y otros, 2007) y Apeleg (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y otros, 2007); aunque se ha reconocido paraconformidad entre Apeleg y Divisadero (De la Cruz y Cortés, 2011). La unidad subyace en discordancia angular a la Formación El Toro (Suárez y otros, 2007). La Formación Divisadero está constituida por rocas volcanoclásticas, principalmente ignimbritas, tobas y, subordinadamente, lavas, domos y cuerpos hipabisales, diques y filones manto, de composición riolítica, dacítica y andesítica. Además, incluye intercalaciones sedimentarias-volcanoclásticas (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y otros, 2007; De la Cruz y Cortés, 2011). En base a antecedentes se le asigna una edad Aptiano-Albiano (De la Cruz & Cortés, 2011). El ambiente de sedimentación es predominantemente continental volcánico subaéreo, caldera y estratovolcanes, con predominio de ignimbritas y tobas interpretadas como producto de la caída de piroclastos (indicando un volcanismo pliniano a ultrapliniano); en menor proporción se reconocen lavas andesíticas y dacíticas. Se distinguen, además, algunos depósitos que se habrían acumulado en un ambiente subaéreo, como lo indica la presencia de bancos de tobas laminadas con lapilli acrecionado; ocasionalmente incluye ambientes aluviales, fluviales efímeros y lacustres, los cuales a su vez incluyen depósitos de flujos de barro y paleosuelos con aporte variable de material piroclástico distal. Por lo tanto, localmente, algunos de los centros volcánicos asociados a la unidad estarían vinculados a un ambiente costero, marino o lacustre, (Niemeyer y otros, 1984; De la Cruz y otros, 2003; Suárez y otros, 2007; De la Cruz y Cortés, 2011). La naturaleza calcoalcalina de las rocas volcánicas de la unidad (Belmar, 1996 en De la Cruz y otros, 2003), indica la continuación de la subducción durante este período y una ampliación hacia el E del cinturón magmático (De la Cruz y otros, 2003).

2.1.5. Formación El Toro

Definida por De la Cruz y otros (2003) en su localidad tipo al este de la laguna El Toro, corresponde a una asociación volcánica subaérea formada por lavas andesíticas, basálticas, en

menor proporción dacíticas. Se dispone en aparente discordancia angular sobre la Formación Divisadero. Litológicamente, corresponden a andesitas y basaltos compuestos por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, olivino subordinado y escasa biotita; con una buena preservación del vidrio, lo que caracteriza a estas rocas. Las escasas brechas basálticas son monolíticas, caóticas, con fragmentos angulosos que varían en su tamaño, desde ceniza a 50 cm, y bombas de tipo corteza de pan (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y otros, 2007). Sobre la base de edades K-Ar (roca total), que varían entre 82 ± 2 Ma y 75 ± 2 Ma, se le asignó una edad Campaniano (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y otros, 2007). Las condiciones de emplazamiento fue en un volcanismo subaéreo, erupciones tranquilas de lavas muy fluidas, ocasionalmente explosiones freatomagmáticas. Durante el magmatismo hubo mezcla de magma, lo que habría generado dacitas con olivino. El magmatismo bimodal es compatible con un emplazamiento durante un régimen tectónico extensional (De la Cruz y otros, 2003).

2.1.6. Pórfidos ácidos

Cuerpos subvolcánicos compuestos principalmente por *stocks* de pórfidos dacíticos y subordinadamente riolíticos y riodacíticos. Afloran en los alrededores de la ciudad de Coyhaique emplazando a las formaciones Katterfeld, Apeleg y Divisadero. Composicionalmente los pórfidos dacíticos contienen hornblenda, piroxeno y pseudomorfos según biotita y/o anfíboles. Los pórfidos riolíticos incluyen biotita cloritizada y alteración a sericita y feldespato potásico de manera incipiente. A partir de una datación en el cerro Mackay se obtuvo un valor K-Ar (roca total) de 63 ± 2 Ma, debido a las alteraciones en la muestra se estima como edad mínima. Esta unidad podría estar asociada a la cámara magmática que generó el volcanismo de la Formación El Toro (De la Cruz y otros, 2003).

2.2. ROCAS CENOZOICAS

2.2.1. Gabro Bandurrias

Unidad compuesta por *stocks* ubicados al NE de la ciudad de Coyhaique, área de cerro Fraile. Corresponden a gabros homogéneos y, localmente, bandeados, gruesos a microcristalinos y porfídicos. Se distinguen, composicionalmente, piroxenos, olivinos y biotitas. Presenta variaciones texturales en sus márgenes, hacia el NW varía a dioritas, microdioritas y doleritas; hacia el S, grada a basaltos de piroxeno y/o anfíboles. Se emplaza en las formaciones Apeleg y

Divisadero (De la Cruz y otros, 2003). Valores K-Ar (biotita) de $28,9 \pm 1,3$ a $26,77 \pm 0,26$ Ma representarían una edad cercana a la cristalización (Suárez & De la Cruz, 2001 en De la Cruz y otros, 2003). El ambiente tectónico está relacionado a un ambiente extensional, la geoquímica de la unidad la diferencia del Batolito Patagónico (De la Cruz y otros, 2003).

2.2.2. Cuerpos hipabisales básicos a intermedios

Unidad subvolcánica compuesta por filones manto y diques holocristalinos y porfídicos. Litológicamente se distinguen dioritas, microdioritas, doleritas, andesitas y basaltos subordinados. Constituyen cuerpos irregulares y tabulares, que se distribuyen al sur de la localidad de Coyhaique. Se emplazan en las formaciones Ibáñez, Katterfeld, Apeleg y Divisadero. Las composiciones de las andesitas y basaltos contienen piroxenos y anfíboles. Al presentar similitudes composicionales, texturales y espaciales con el Gabro Bandurrias, se sugiere una relación genética y temporal entre ellos, asignando una edad Oligoceno (De la Cruz y otros, 2003).

2.3. DEPÓSITOS SUPERFICIALES RECIENTES

Unidad compuesta por depósitos semiconsolidados a no consolidados de edad Holoceno, corresponden en gran parte a depósitos de origen glacial, y de manera subordinada, fluvial, lacustre, coluvial y gravitacional. Entre los depósitos de origen glacial se encuentran los morrénicos, constituidos por gravas polimícticas redondeadas a subredondeadas con matriz de arena, limo y arcilla; se disponen en montículos alargados, característicos de morrenas laterales y formas curvas de morrenas frontales. Los depósitos fluviales se caracterizan por estar asociados a cursos de agua actuales, depositados generalmente en valles preexistentes de origen glacial, compuesta por gravas clasto soportadas, matriz arenosa, con o sin estratificación; también incluyen depósitos de limos, arcillas con abundante materia orgánica y arena asociado a depósitos de planicie de inundación. Los depósitos lacustres se encuentran conformado por material de tamaño limo, arena y localmente grava fina, bien seleccionado; formando parte de zonas de plaza y pequeñas terrazas en bordes de lagos y lagunas. Finalmente, los depósitos coluviales, desarrollados por procesos gravitacionales, se componen de gravas tamaño bloque a gránulo, mal seleccionados, de bordes angulares a subangulares; además de arenas y limos subordinados, estos se generan en laderas de cerros de alta pendiente, cabeceras de quebradas y escarpes rocosos (Suárez y otros, 2007).

2.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La evolución tectónica en el área de estudio comienza en el Jurásico Superior (Tabla 2.1) y está relacionado al desmembramiento de Gondwana y la apertura del Mar de Weddell (Riley & Leat, 1999; Mpodzis & Ramos, 2008). El comienzo de la subducción está representado por el magmatismo y volcanismo del Batolito Patagónico y Formación Ibáñez, respectivamente (Weaver y otros, 1990; Bruce y otros, 1991; Pankhurst y otros, 1999; Suárez y De la Cruz, 2001; De la Cruz y otros, 2003). El magmatismo ocurre, principalmente, durante un período de tectonismo extensional, asociado a procesos de *rifting*, relacionado al volcanismo del Grupo Chon Aike (Gus y otros, 1985; Pankhurst y otros, 2000; Riley y otros, 2001; Suárez y otros, 2007).

Tabla 2.1: Relaciones tectonoestratigráficas para los 45°19'-45°38'S y 72°15'-71°55'W. Basado en los trabajos realizados por Gus y otros (1985), Weaver y otros (1990), Bruce y otros, (1991), Pankhurst y otros (1999), Pankhurst y otros (2000), Riley y otros (2001), Suárez & De la Cruz (2001), De la Cruz y otros (2003) Suárez y otros (2007), De la Cruz & Cortés (2011), Seton y otros (2012) Maloney y otros (2013), Echaurren (2017) y Gianni y otros (2019).

Era/Período/Época		Régimen Tectónico	Procesos Tectónicos	Sucesión Estratigráfica	Litología	Magmatismo	
CENOZOICO				Dep. Superficiales recientes	Limo, arcas y gravas		
MESOZOICO	CRETÁCICO	Superior	Volcanismo	Fm. El Toro	Lavas andesíticas y basálticas	x x x x x x x x x x x x x x x x x x x x	
			Cese subducción				
	Inferior		Migración del arco al E. Cierre de la cuenca de tras-arco	Fm. Divisadero	Secuencias volcanoclásticas, lavas andesíticas	x x x x x x x x x x x x x x x x x x x x	
		Inversión tectónica (compresión)					
	JURÁSICO	Superior	Subsidencia Termal	Transgresión marina, cuenca marginal de tras-arco. Emplazamiento del arco (margen W)	Fm. Apeleg Fm. Katterfeld Fm. Toqui	Sedimentos marinos, intercalaciones volcanoclásticas (Fm. Toqui)	x x
		Medio	Extensión regional	Comienza la subducción	Fm. Ibáñez	Unidad volcánica y volcanoclástica	x x x x x x x x x x
Inferior							
TRIÁSICO							
PALEOZOICO							

Entre el Titoniano-Aptiano el mar se extendió sobre la cuenca de tras e intrarco en la Patagonia central (43°-49°S), producto de una etapa tardía de *rifting* hacia una etapa de subsidencia térmica, dando origen a la Cuenca Austral del Norte (Riccardi, 1988; Suárez y otros, 1996; Suárez y otros, 2010), también denominada Cuenca de Aysén (Bell y otros, 1996; Suárez y otros, 1996) o Embahiamiento de Río Mayo (Aguirre-Urreta & Ramos, 1981; Folguera & Iannizzotto, 2004). Esto se asocia a la acumulación de una secuencia sedimentaria marina transgresiva-regresiva conformada por el Grupo Coyhaique (Formaciones Toqui, Katterfeld y Apeleg), compuestas por facies sedimentarias marino someras y deltaicas. La Formación Toqui se intercala con los depósitos superiores de la Formación Ibáñez y comprende litologías calcáreo-volcanoclásticas de edad Titoniana-Valanginiana cubierta por y transicionalmente por pelitas y ricas siliciclásticas de la Formación Katterfeld de edad Valanginiano-Hauteriviano, lo que indica una profundización de la cuenca asociado a procesos de subsidencia térmica de *post-rift*; Finalmente, se someriza la cuenca y de forma gradual se sedimenta litologías arenosas-siliciclásticas de la Formación Apeleg de edad Hauteriviano-Aptiano (Suárez y otros, 2007; De la Cruz & Cortés, 2011).

Durante la sedimentación de Apeleg, entre los 130 y 120 Ma se produce la inversión tectónica de la Cuenca de Aysén (Gianni y otros, 2019). Posteriormente, como consecuencia de la ampliación hacia el este del arco magmático se deposita el volcanismo calcoalcalino subaéreo de la Formación Divisadero y plutones coetáneos, la discordancia angular entre las formaciones Apeleg y Divisadero indica un tectonismo compresivo o transpresivo durante el Aptiano (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y otros, 2007).

En el Cenomaniano, se produce una paralización de la subducción al oeste del área, posiblemente debido a la colisión de la dorsal que dividía a la placa Aluk en dos subplacas: Catequil y Chazca (Maloney y otros, 2013; Seton y otros, 2012). Posteriormente, a medida que aumentaba la edad de la placa oceánica subductada, aumentó también la velocidad de convergencia, ocasionando una etapa compresional y la probable discordancia angular entre las formaciones Divisadero y El Toro (De la Cruz y otros, 2003; Maloney y otros, 2013).

Desde el Pleistoceno al reciente se han acumulado depósitos glaciales, fluviales, aluviales, coluviales y de remoción en masa, debido a periodos glaciales y procesos de erosión (Suárez y otros, 2007).

3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.1. MÉTODO DE TRABAJO

3.1.1. Etapa de Pre-terreno

Inicialmente, se recopila información bibliográfica de los antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de las formaciones descritas en las Hojas Península de Taitao y Puerto Aisén, Coyhaique-Balmaceda, Ñiriguao-Baño Nuevo y Puerto Cisnes; compilando las litológicas conocidas, sucesiones estratigráficas, ambientes de sedimentación y registros paleontológicos. Posteriormente, se hace una revisión y planificación de las vías de acceso y puntos a visitar durante el desarrollo de la campaña de terreno.

3.1.2. Etapa de Terreno

La salida a terreno se realizó durante el mes de marzo de 2022, entre los días 7 y 12. Se llevó a cabo observaciones y toma de datos, muestras litológicas y paleontológicas de la zona. Con énfasis en el levantamiento de columnas estratigráficas de detalle priorizando los sectores que albergan las capas fosilíferas. Todo esto en el marco del proyecto “Geología y Paleontología de cerro Rosado” (permiso del CMN: ORD 901 del 11-12-2021).

3.1.3. Etapa de Gabinete

Se realizó durante finales de marzo hasta junio de 2022, se agruparon y ordenaron las muestras, litológicas y paleontológicas, e información recolectadas durante la salida a terreno, incluyendo: (1) descripción detallada de las muestras de mano con una clasificación textural y composicional de estas, (2) selección de muestras para la realización de cortes transparentes y su posterior análisis, (3) elaboración de las columnas estratigráficas con ayuda del *software* Adobe Illustrator, empleando la simbología expuesta en la Fig. 3.1; (4) ubicación de los fósiles y estructuras sedimentarias en la sucesión estratigráfica.; y finalmente (5) análisis de facies e integración de resultados con el objetivo de reconstruir el ambiente de sedimentación. Las observaciones petrográficas de las rocas seleccionadas para corte se realizaron en dependencias del Departamento Ciencias de la Tierra en la Universidad de Concepción.

3.2. ESTRATIGRAFÍA

Para el desarrollo del presente estudio, durante la campaña de terreno, se ha realizado el siguiente procedimiento:

- Identificación en el área de los segmentos mejor expuestos.
- Medición de datos estructurales (rumbo y manteo).
- Levantamiento de columnas estratigráficas, considerando descripciones litológicas, relación de contacto, estructuras sedimentarias, rasgos litológicos, contenido fosilífero y espesor de cada capa.

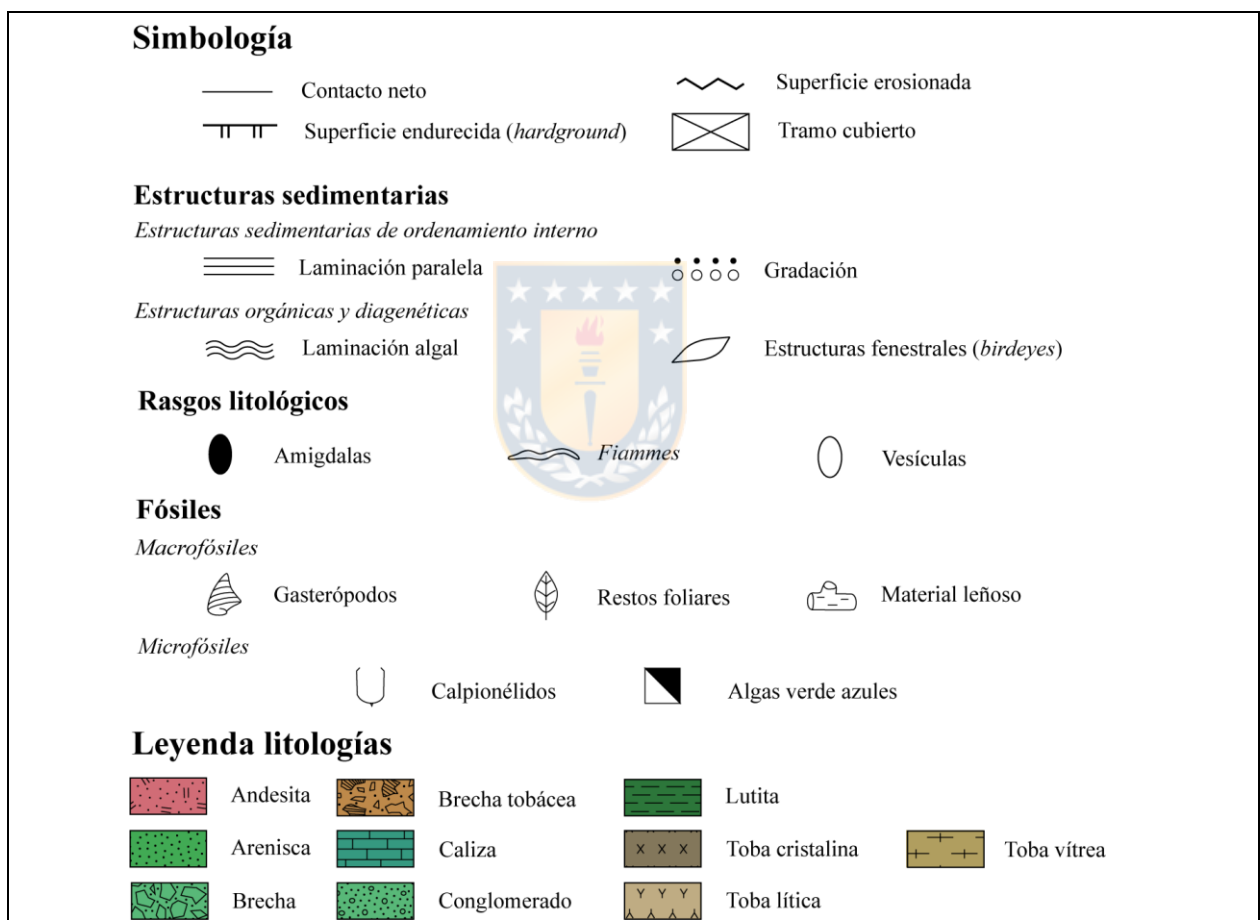


Figura 3.1: Simbología y leyenda litológica empleada en la confección de las columnas estratigráficas.

3.2.1. Análisis petrológico

Las descripciones petrológicas se realizaron mediante la observación macro y microscópica de las rocas. Se recolectaron 37 muestras de mano para una descripción detallada en laboratorio, de las cuales se seleccionaron 3 para un análisis en lámina delgada. Las descripciones de muestras

de mano se realizaron en dependencias del Museo Regional de Aysén con ayuda de una lupa binocular *Motic*. Por otro lado, para las secciones de lámina delgada se utilizó un microscopio *Zeiss Standard* del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

Las muestras de rocas ígneas extrusivas se clasificaron según los parámetros de Streckeisen (1976), las rocas volcanoclásticas según la clasificación textural de Fisher (1966) y composicional de Pettijohn y otros (1967) para tobas, las rocas sedimentarias siliciclásticas según la clasificación textural de Nichols (1999) y composicional de Folk (1968) para areniscas; finalmente para las rocas sedimentarias carbonatadas la clasificación textural de Dunham (1962) modificada por Embry y Klován (1971) y composicional de Folk (1962).

3.2.2. Análisis de facies

El concepto de facies fue introducido formalmente por Gressley (1838 en Arche, 2010) para definir al conjunto de características litológicas y faunísticas de una unidad estratigráfica que permite distinguirla de las adyacentes. En este trabajo se han definido facies considerando los trabajos realizados por Branney & Kokelaar (2002), Miall (2006) y Flügel (2010), principalmente; empleando la simbología expuesta en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Simbología empleada para la identificación de facies. Basado en la nomenclatura de Branney & Kokelaar (2002), con modificaciones cuando se ha requerido.

Símbolo	Significado
<i>A</i>	Andesita ('andesite')
<i>T</i>	Toba ('tuff')
<i>LT</i>	Toba-lapilli ('lapilli-tuff')
<i>TBr</i>	Brecha piroclástica ('tuffaceous breccia')
<i>SM</i>	Arenisca-Fangolita ('sandstone-mudstone')
<i>S</i>	Arenisca ('sandstone')
<i>G</i>	Conglomerado ('gravel, conglomerate')
<i>pr</i>	Abundantes pumicitas ('pumicite-rich')
<i>l</i>	Abundantes líticos ('lithic-rich')
<i>cr</i>	Abundantes cristales ('crystal-rich')
<i>e</i>	Fábrica eutaxítica ('eutaxitic')
<i>m</i>	Estructura masiva ('massive')
<i>//b</i>	Laminación paralela ('parallel-bedded')
<i>db</i>	Difusa laminación ('diffuse-bedded')
<i>st</i>	Estromatolito ('stromatolite')
<i>Bl</i>	Caliza <i>Bindstone</i> ('bindstone, limestone')
<i>Wl</i>	Caliza <i>wackestone</i> ('wackestone, limestone')

Continuación de la Tabla 3.1

Símbolo	Significado
<i>(cs)</i>	Clasto soportado ('clast-supported')
<i>(ms)</i>	Matriz soportado ('matrix-supported')
<i>lf</i>	Colada de lava ('lava-flow')
<i>a</i>	Textura afanítica ('aphanitic')
<i>p</i>	Textura porfídica ('porphyritic')
<i>v</i>	Textura vesicular ('vesicular')
<i>(ppoor)</i>	Pobre en fenocristales ('phenocryst-poor')



4. ESTRATIGRAFÍA

En este trabajo de Memoria de Título se presentan tres columnas estratigráficas, en afloramientos del sector cerro Rosado. La ubicación de las transectas realizadas se pueden observar en la Fig. 4.1.

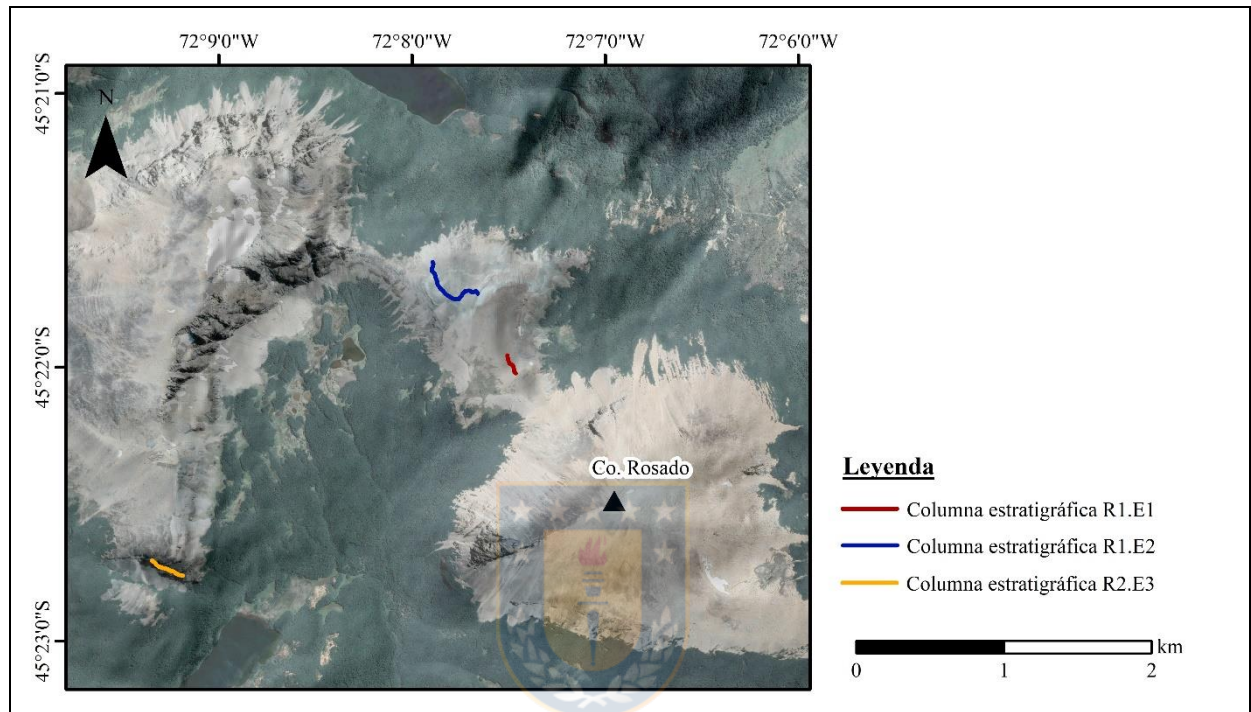


Figura 4.1: Mapa de ubicación de las transectas recorridas para la elaboración de las columnas estratigráficas.

4.1. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

4.1.1. Columna R1.E1

La columna R1.E1 fue realizada inmediatamente al NW del cerro Rosado, como se observa en la Fig. 4.1. La sucesión corresponde a rocas volcanoclásticas con intercalaciones de calizas estromatolíticas que poseen un rumbo de N54°E con un manteo de 26°SE, la potencia total medido para esta secuencia es de 120,65 metros. La columna levantada se puede observar en la Fig. 4.2. La descripción de tramos asignados en la columna estratigráfica R1.E1, descritos desde la base al techo, son los siguientes:

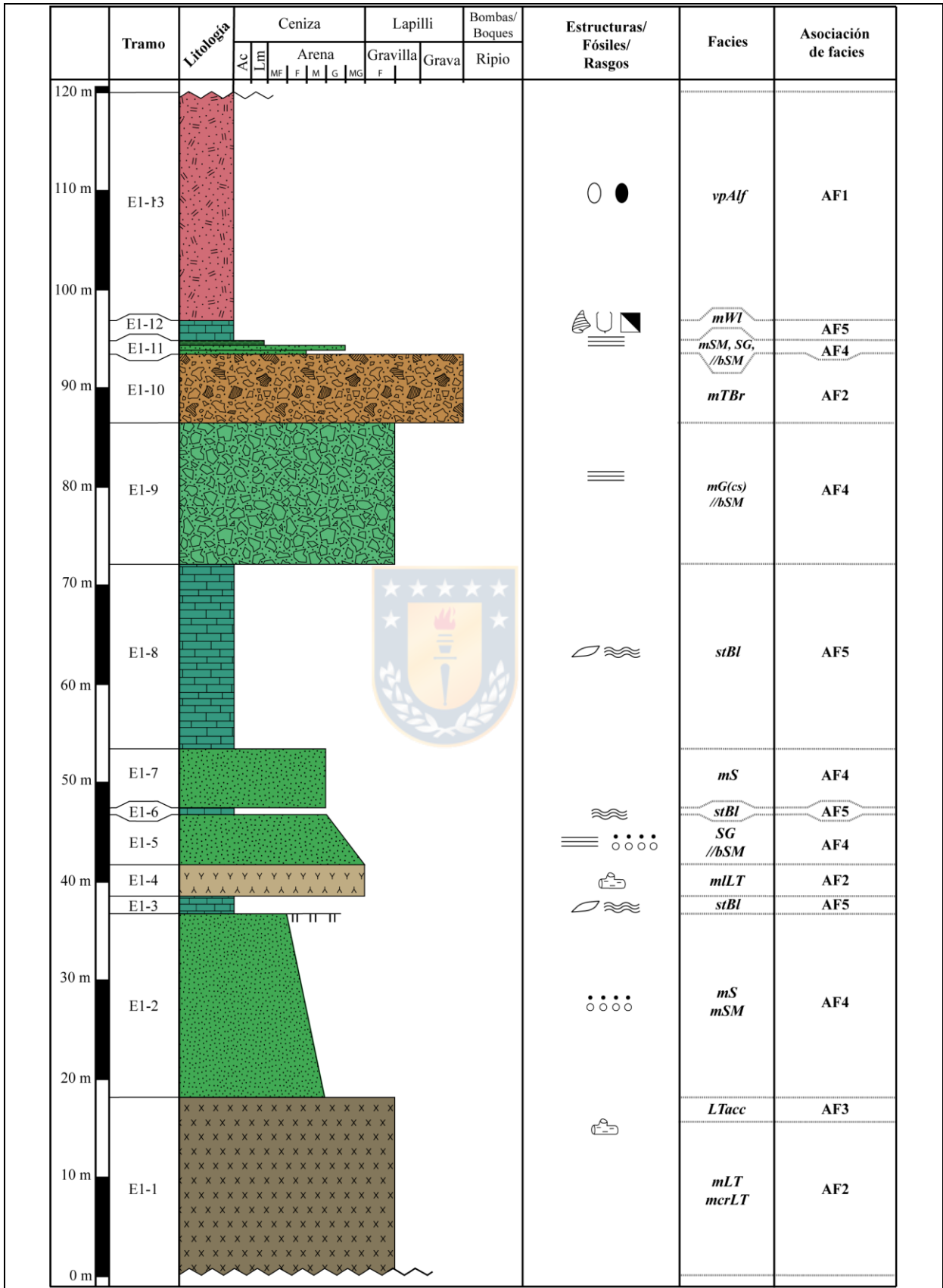


Figura 4.2: Columna estratigráfica E1.R1

- **E1-1:** Toba de lapilli, composicionalmente toba cristalina (facies *mLT* a *mcrLT*), de color grisáceo en cara fresca y verde a morado en superficies expuestas y alteradas (zonas con vetillas de cuarzo). De aspecto masiva (Fig. 4.3, A) y textura fragmentada, contiene abundantes cristales de plagioclasa, cuarzo (Fig. 4.3, B) y líticos subordinados. Los cristales tienen forma angulosa a sub-angulosa, mientras que los líticos son oligomícticos correspondiente a rocas volcánicas de composición intermedia, escorias y pumicitas subordinadas. El tamaño de los líticos va desde los 0,5 a 3,0 cm. Hacia techo es posible distinguir estructuras interpretadas como lapilli acrecional (facies *LT_{acc}*, Fig. 4.3, C), además se observa material fósil correspondiente a restos de troncos, carbonizados durante la sedimentación, los cuales se encuentran silicificados (Fig. 4.3, D). La roca se encuentre bien cohesionada en la sección inferior, mientras que la parte superior tiende a ser deleznable debido a procesos de meteorización. El espesor total estimado es de 18,1 m.
- **E1-2:** Arenisca, composicionalmente litoarenita, de color gris verdosa en superficie fresca y marrón grisáceo en superficie alterada, en la base corresponde a una arenisca masiva de grano medio a grueso (facies *mS*), mientras que hacia techo es fina a muy fina (facies *mSM*). Se observan granos volcánicos, cuarzo y plagioclasas, los cuales presentan una alta esfericidad y una redondez sub-angular. La selección es moderada. El contacto entre esta litología y la que la sobreyace (calizas de E1-3) es irregular, lo que se interpreta como un *hardground*. Espesor total 18,7 m.
- **E1-3:** Caliza, *bindstone* (facies *stBl*), de color negro-grisáceo, se observa laminación algal paralela (Fig. 4.4, A), la potencia de las láminas es milimétricas, de color negro a gris oscuro. Subordinadamente, se percibe laminación algal ondulada (Fig. 4.4, B) y cavidades interpretadas como estructuras fenestrales (*birdeyes*). Espesor total 1,8 m.

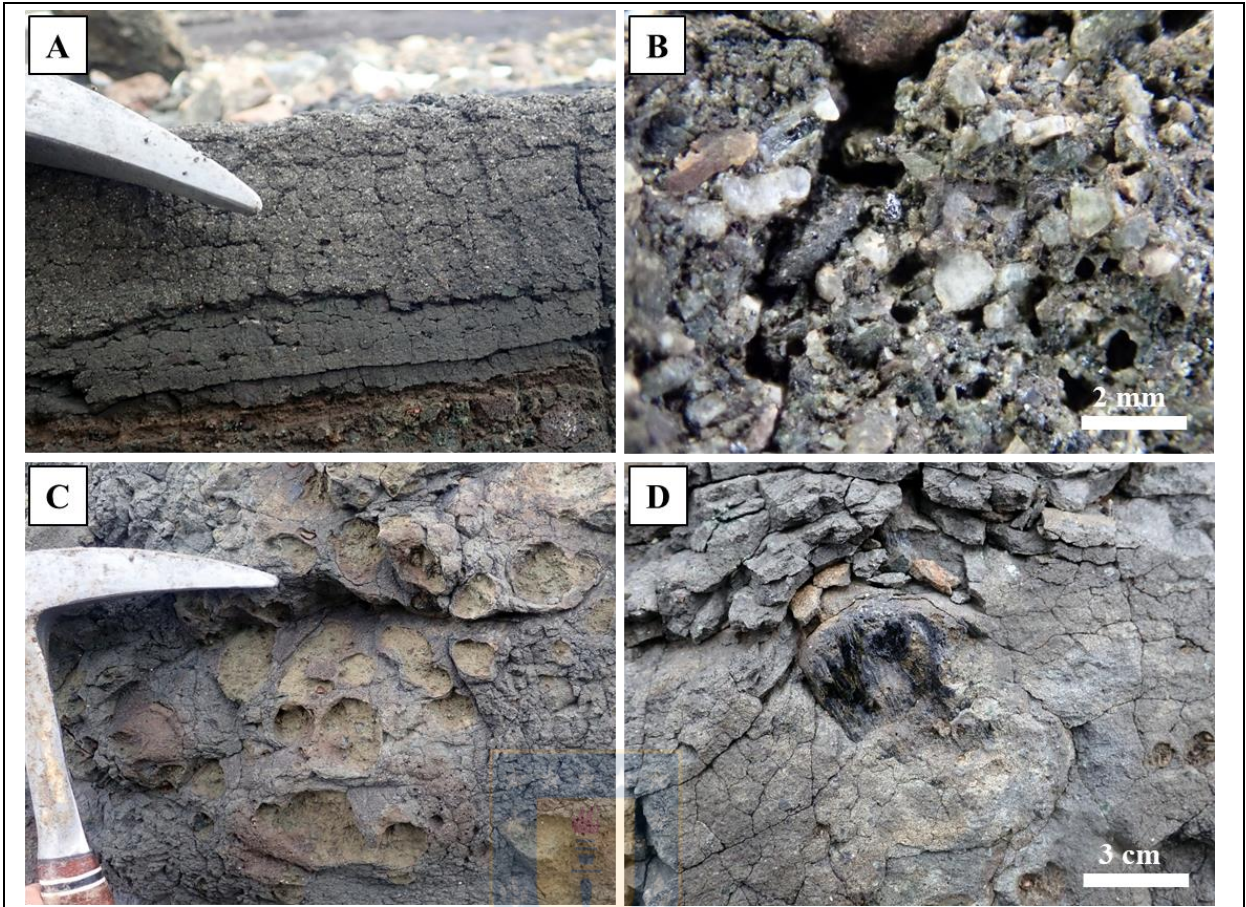


Figura 4.3: Litología del tramo E1-1. (A) Toba de lapilli. (B) Detalle de la composición de la toba de lapilli, compuesta por cristales de cuarzo y plagioclasa principalmente. (C) Sección con la toba acrecional. (D) Tronco fósil silicificado.

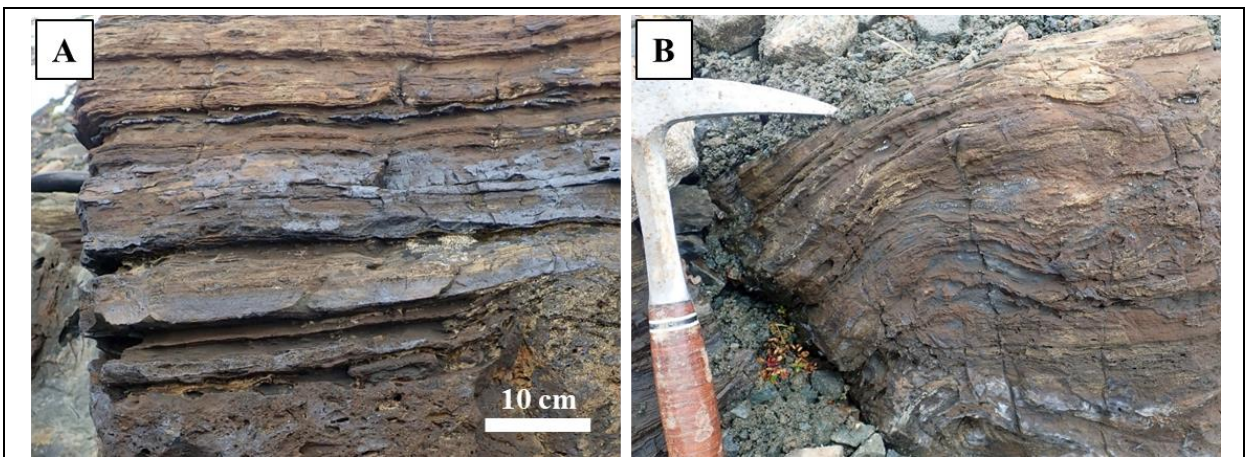


Figura 4.4: Litología del tramo E1-3. (A) Caliza *bindstone* con laminación algal paralela. (B) Caliza *bindstone* con laminación algal ondulada.

- **E1-4:** Toba lítica (facies *mLT*), de color verde a gris verdoso en superficie fresca y marrón grisácea en cara alterada (Fig. 4.5, A). La textura reconocida es de tipo fragmentada y una

composición con abundantes líticos andesíticos de bordes angulosos, pumicitas y plagioclasas; el tamaño de los líticos es milimétrico. En la base se observan restos de troncos fósiles con indicios de carbonización durante la sedimentación (Fig. 4.5, B). Espesor 3,2 m.

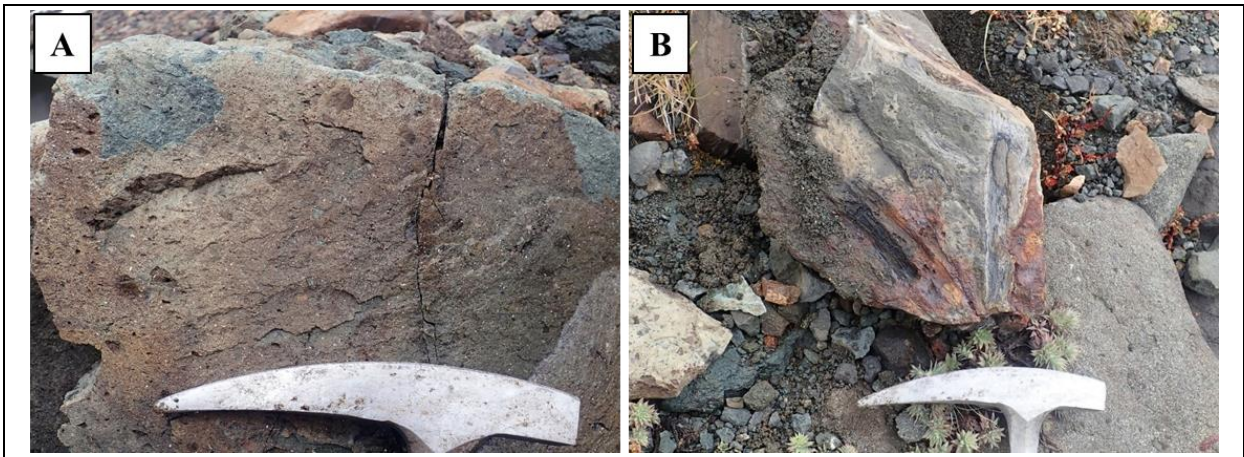


Figura 4.5: Litología del tramo E1-4. (A) Toba lítica de color marrón grisáceo en superficie alterada y gris verdoso en superficie fresca. (B) Restos de troncos fósiles en la toba lítica.

- **E1-5:** Arenisca de grano medio a fino, composicionalmente se clasifica como una litoarenita feldespática, de color gris a gris verdosa. En la base se observa una arenisca conglomerádica con líticos andesíticos de tamaño centimétricos (2 a 8 cm, facies *SG*) y abundantes plagioclasas y cuarzos subredondeados. Hacia techo, los granos disminuyen su tamaño de grano a medio a fino con una laminación paralela incipiente (facies *//bSM*). Espesor 5,7 m.
- **E1-6:** Caliza, *bindstone* (facies *stBl*), de color negro-grisáceo, se observa dominio de laminación algal paralela. Posee similitudes con el tramo E1-3. Espesor 0,7 m.
- **E1-7:** Arenisca, composicionalmente litoarenita feldespática, de color verde grisáceo en superficie fresca y marrón grisáceo en superficie alterada, secuencia bien cohesionada, compacta y de fábrica clasto soportada, corresponde a una arenisca masiva de grano medio a fino (facies *mS*; Fig. 4.6, A). Entre los componentes terrígenos (Fig. 4.6, B) se observan clastos volcánicos (andesitas) y cristaloclastos (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa), los cuales tienen una esfericidad baja en el caso de los líticos y alta en los monominerales, su redondez va de angular a subredondeado. Se observan alternancias conglomerádicas (facies *SG*). Espesor total 6,0 m.



Figura 4.6: Litología del tramo E1-7. (A) Tramo siliciclástico correspondiente a una arenisca. (B) Componentes terrígenos, se observa líticos en colores grises, cuarzo en tonos blancos y feldespatos rosados.

- **E1-8:** Roca sedimentaria carbonática de color negro-grisáceo, se observa principalmente laminación algal ondulada (Fig. 4.7, A), la potencia de las láminas es milimétrica, de color negro a gris oscuro. Subordinadamente hacia techo se observa laminación algal paralela con ocurrencia de oolitos. Se distinguen nódulos silíceos en parte media de la secuencia, indicando procesos de silicificación en la roca, y estructuras fenestrales (*birdeyes*). Se clasifica como caliza tipo *bindstone*, subordinadamente de tipo *packstone* de oolitas en las secciones superiores (Fig. 4.7, B). Espesor 18,8 m.

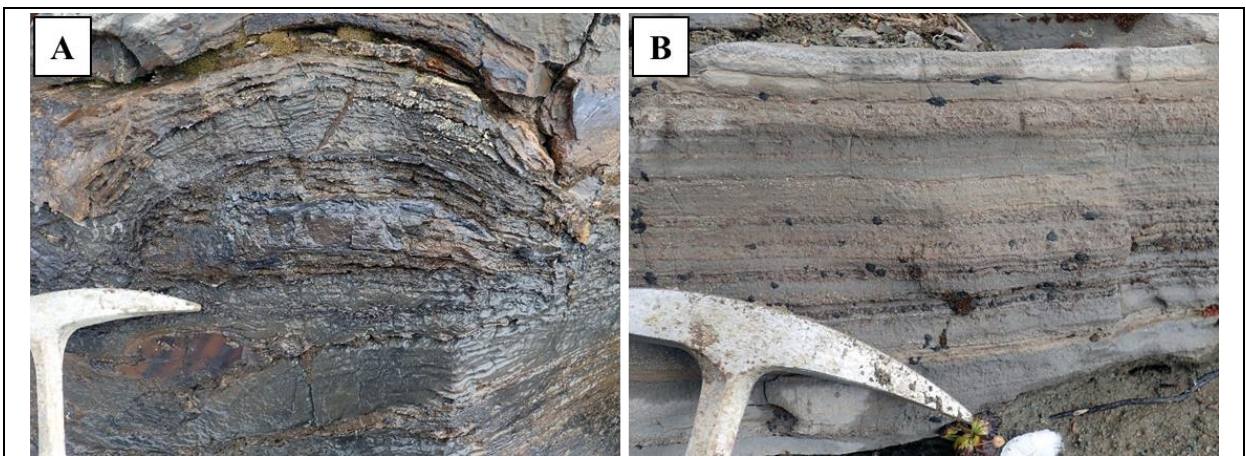


Figura 4.7: Litología del tramo E1-8. (A) Laminación algal ondulada. (B) Sección superior con laminación paralela y localmente ocurrencia de oolitas.

E1-9: Rudita (brecha, facies $mG_{(cs)}$) de color verde grisáceo en superficie fresca y marrón grisáceo en superficie alterada, masiva, clasto soportada. Corresponde a un conglomerado con

clastos de líticos que van desde los 3 a los 6 mm (Fig. 4.8, A), tienen baja esfericidad y redondez que va desde angular a subangular. La selecci3n es moderada a buena y la matriz o cemento es de tipo calcáreo. La composici3n de los líticos es aparentemente volcánica (andesitas y pumicitas), aunque la gran mayoría se encuentran obliterados debido a procesos de alteraci3n en colores verdes y negros (Fig. 4.8, B). La madurez textural es de tipo submadura. Se distinguen niveles intercalados finos (lutitas) que presentan laminaci3n paralela (facies //bSM). Espesor 15,0 metros.

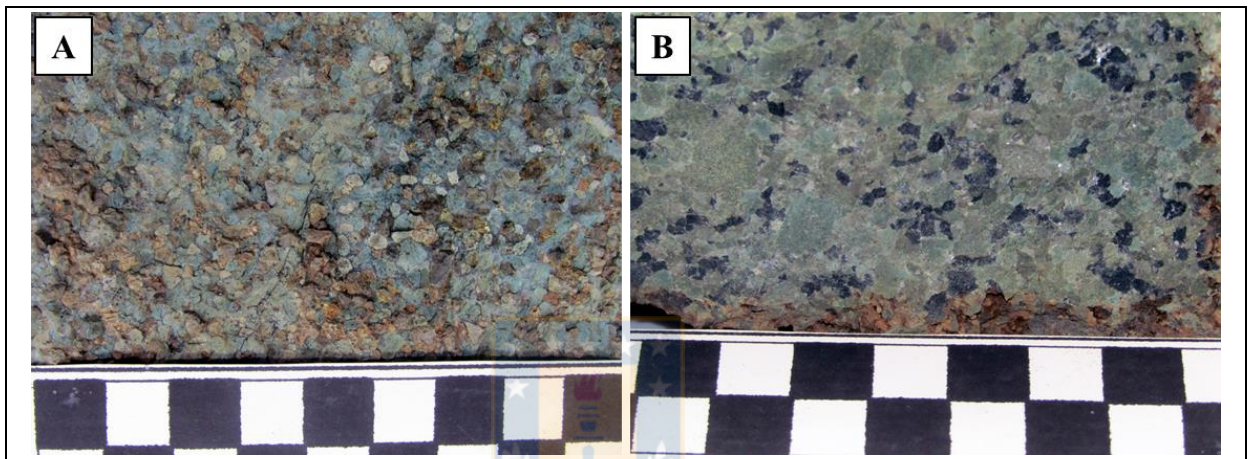


Figura 4.8: Litología del tramo E1-9. (A) Rudita con clastos tamaño gravilla a gravilla fina. (B) Líticos totalmente alterados.

- **E1-10:** Brecha piroclástica (facies *mTBr*) de color verde grisáceo en superficie fresca y negro grisáceo en superficie alterada, dep3sito masivo, pobremente seleccionado, conformado por una proporci3n variable de bloques líticos subangulares a localmente subredondeados, la matriz es de tipo tobácea-lapill tica. Composicionalmente, se trata de un dep3sito muy variable, con horizontes ricos en líticos andesíticos, escorias y pumicitas (~40-60%, Fig. 4.9, A), con tamaños que van desde los 0,5 a 5 cm, a capas ricas en matriz vítreas; los cristaloclastos que se distinguen corresponden a restos de cuarzos y feldespatos alcalinos con textura fragmentada. Además, se distinguen lentes de jaspe (Fig. 4.9, B) y vetillas de cuarzo que cortan la roca. Espesor medido 10,0 m.
- **E1-11:** Este tramo considera rocas sedimentarias de grano fino a medio, excepcionalmente de grano grueso, de base a techo corresponden a: (1) arenisca fina a muy fina masiva, color gris verdoso y clastos subordinados de obsidiana de tamaño <1 mm (facies *mSM*); (2) arenisca

masiva de grano medio a grueso clasto soportado de color verde oliva, polimíctico, muy meteorizado (facies *SG*); (3) lutitas con laminación paralela, composición calcárea y muy meteorizadas (facies *//bSM*). Espesor total 1,5 m.

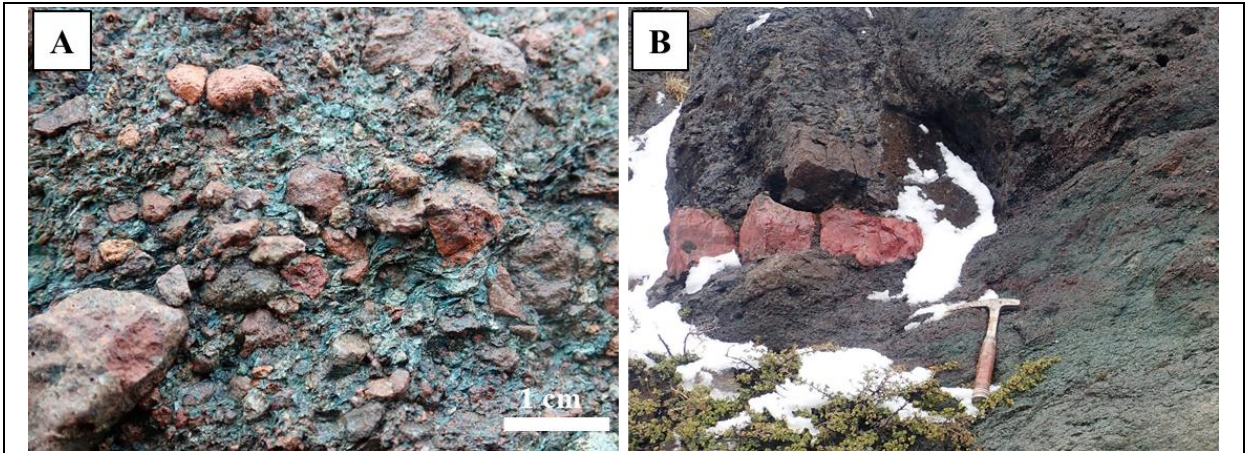


Figura 4.9: Litología del tramo E1-10. (A) Brecha volcánica, líticos volcánicos subangulares a subredondeados en una matriz cloritizada. (B) Lentes de jaspe cortan la secuencia.

▪E1-12: Caliza, texturalmente de tipo *wackstone*, mientras que composicionalmente corresponde a una biopelmicrita (facies *mWI*); de color negro grisáceo en superficie fresca y marrón grisáceo en superficie alterada o expuesta (Fig. 4.10, A). Macroscópicamente, se observan moldes externos de gastrópodos (Fig. 4.10, B).

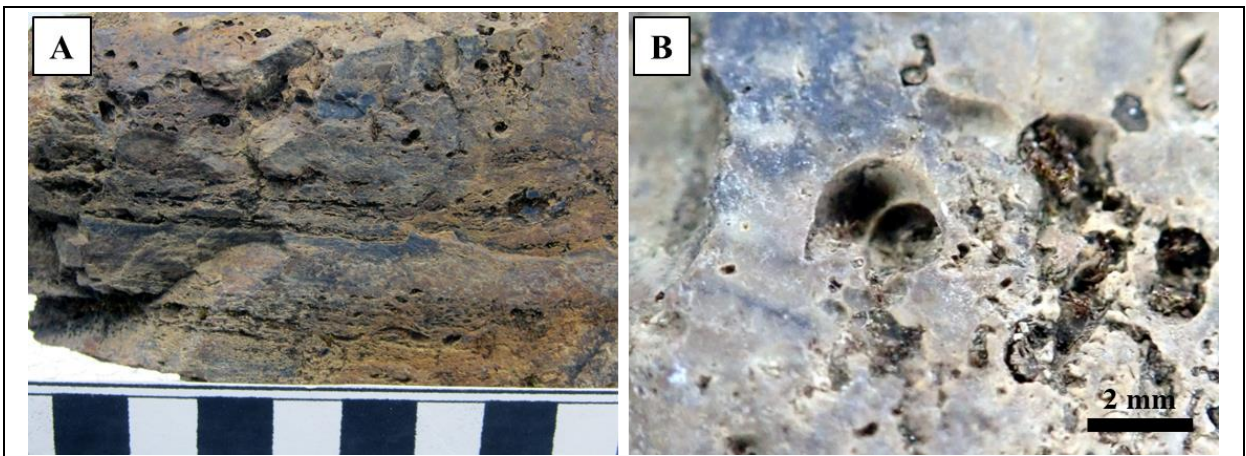


Figura 4.10: Litología del tramo E1-12. (A) Laminación algal subordinada. (B) Moldes externos de gastrópodos.

Al microscopio se distingue una fábrica matriz soportada y un mal grado de lavado (Fig. 4.11); entre los componentes se distinguen terrígenos (3%, cristaloclastos de cuarzo), oncolitos (6%) totalmente recristalizados, *pellets* (8%), algas verde azules (20%), alloquímicos esqueletales no diferenciables (8%) y algunos interpretados como calpionélidos (1%). La fase ligante está compuesta por micrita (49%) y esparita (5%). Esta sección de la secuencia se encuentra bastante tapada por regolito y la roca muy fragmentada por procesos de meteorización. El espesor medido es de 2,0 m.

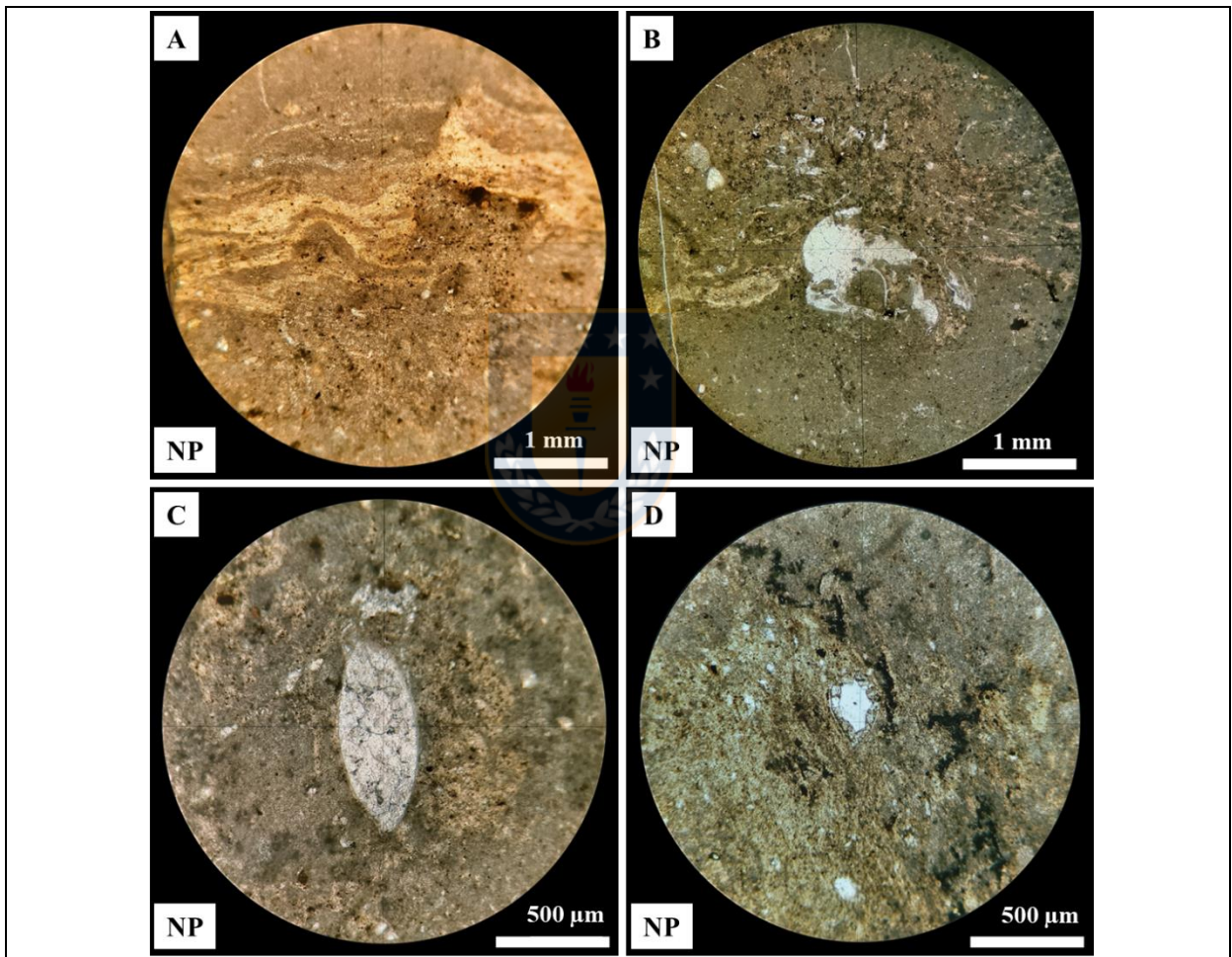


Figura 4.11: Sección al microscopio del tramo E1-12. (A) Restos de cianobacterias (algas verde azules), localmente se observan abundantes componentes alloquímicos como *pellets* y oncolitos. (B) Restos esqueletales, probablemente gastrópodos, rodeado de laminaciones algales y *pellets*. (C y D) Alloquímicos esqueletales con forma de vasija, interpretados como calpionélidos, es posible observar una simetría axial, abertura oral y estructura lórica y apéndice caudal en la zona aboral. NP: Luz polarizada plana.

- **E1-13:** Colada de lava andesítica de textura porfídica (facies *vpAlf*). La composición consta de un 50-60% de fenocristales de plagioclasa de entre 2 y 3 mm, y una masa afanítica de color negro grisáceo. Entre las texturas de cavidades tenemos de tipo vesicular en la base y amigdaloidal, rellenas de clorita, calcita y cuarzo, hacia techo (Fig. 4.12). Espesor mínimo medido 23,4 m.

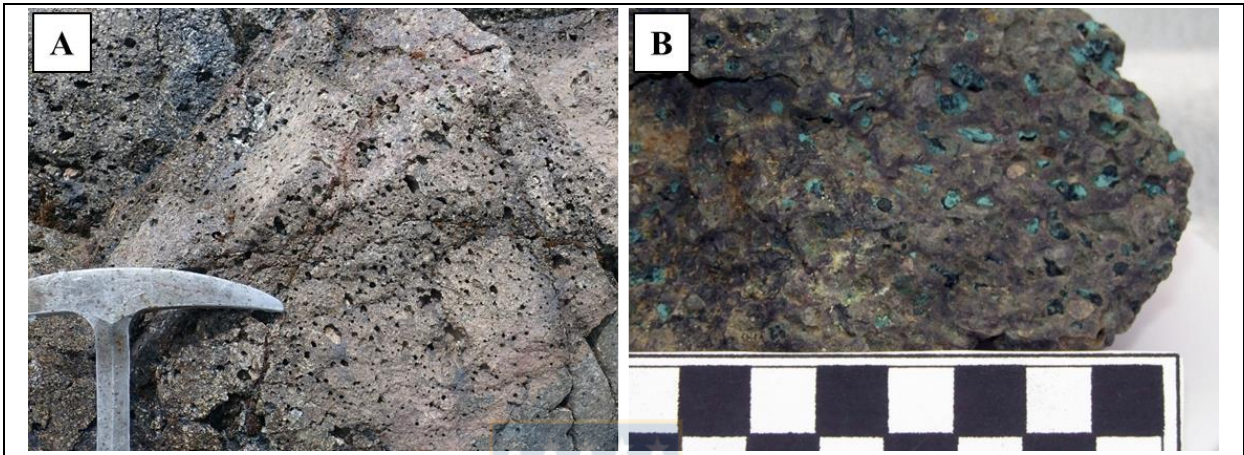


Figura 4.12: Litología del tramo E1-13. (A) Afloramiento de las lavas andesíticas en terreno. (B) Amígdalas rellenas de clorita y cuarzo.

4.1.2. Columna R1.E2

La columna R1.E2 fue realizada al NW del cerro Rosado, como se observa en la Fig. 4.1 en la línea de color azul. La sucesión corresponde a rocas volcanoclásticas con predominio de brechas y tobas, destacando estas últimas por los troncos fósiles bien preservados que albergan. Esta secuencia posee un rumbo de N19°E con un manteo de 12°SE, la potencia total medido para esta secuencia es de 181,5 metros. La columna levantada se puede observar en la Fig. 4.13. La descripción de tramos asignados en la columna estratigráfica R1.E2 son los siguientes, descritos desde la base al techo:

- **E2-1:** Toba lítica (facies *mLLT*), de color gris en superficie fresca y marrón grisáceo en superficie alterada (Fig. 4.14, A). Composicionalmente se observan líticos volcánicos andesíticos, tobas y escorias volcánicas subordinadas; el tamaño de los litoclastos varía entre los 0,1 y 2 cm. La redondez va de angular a subangular (Fig. 4.14, B). El afloramiento se encuentra bastante meteorizado, generadas por una descamación lo que favorece la formación de capas planas dispersas en el regolito. Espesor mínimo medido 4,0 m.

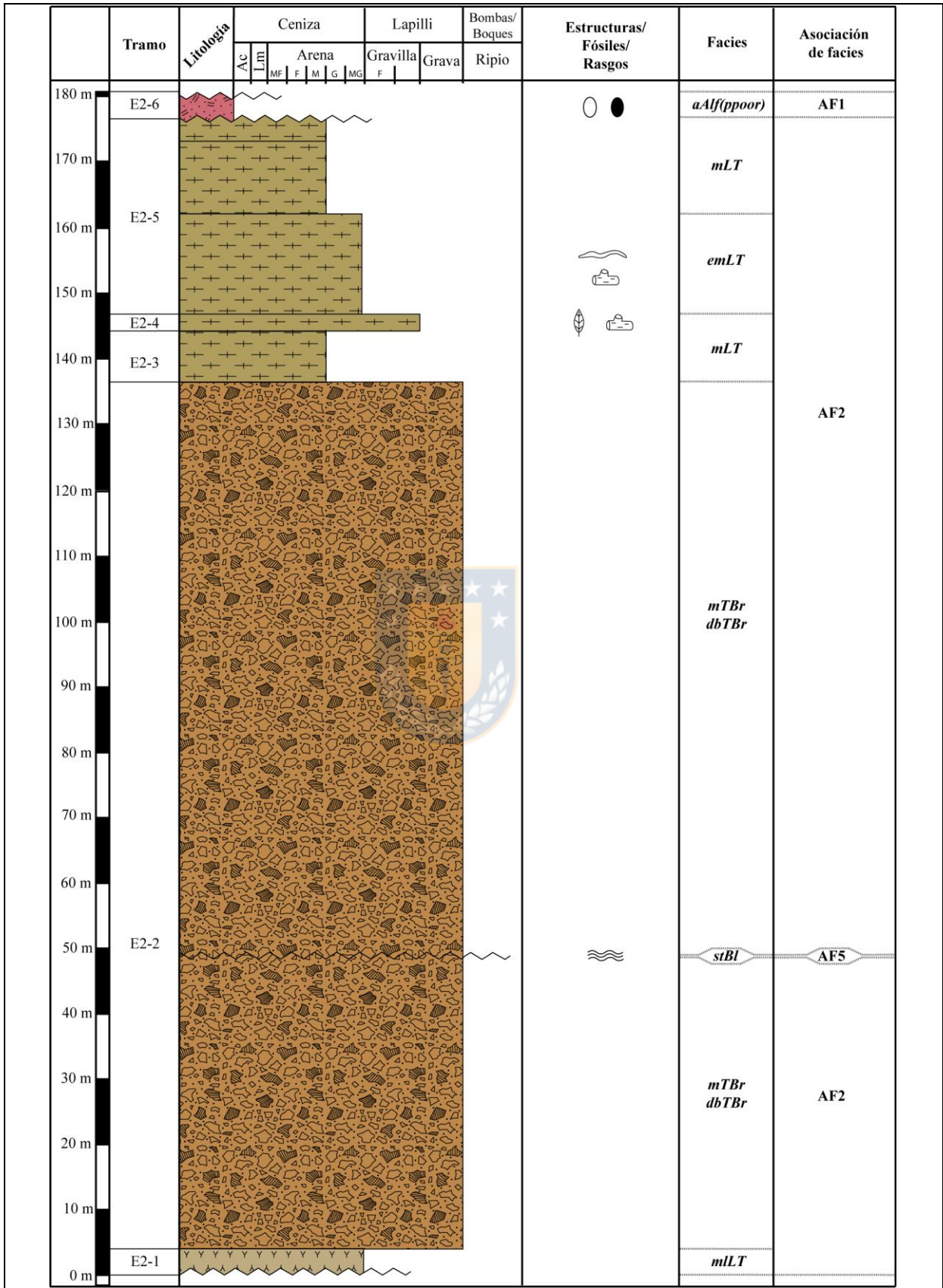


Figura 4.13: Columna estratigráfica E1.R2.

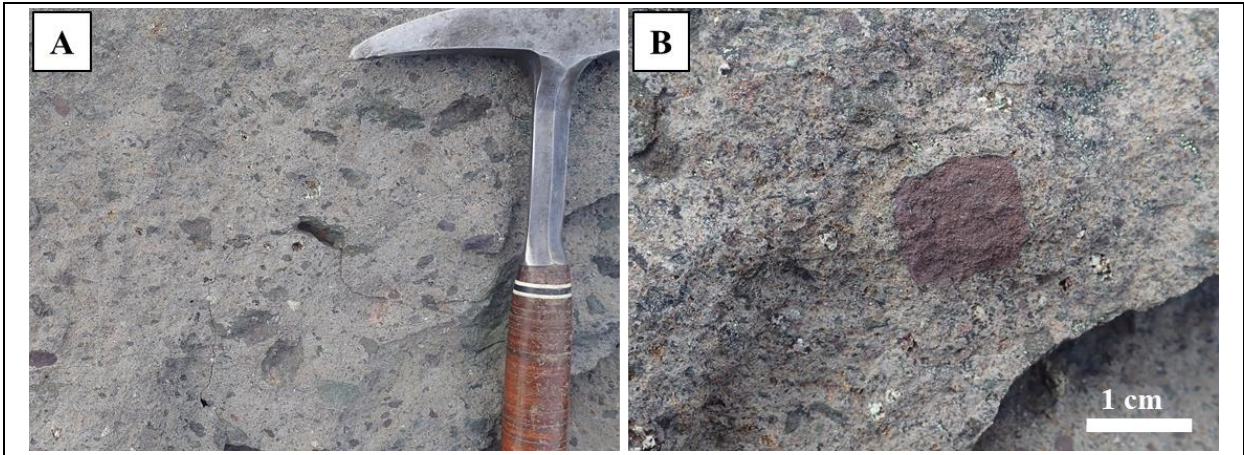


Figura 4.14: Litología del tramo E2-1. (A) Toba lítica, se observa la abundancia de líticos. (B) La redondez de los líticos va de angular a subangular.

- **E2-2:** Este tramo consiste en una secuencia volcanoclástica interrumpida por una sedimentación carbonatada, las cuales se describen a continuación:

- Brecha piroclástica (asociada a facies *mTBr* y, en menor medida, *dbTBr*) de color verde grisáceo en superficie fresca y morado grisáceo en superficie alterada. Conformada por líticos polimícticos, corresponden en su mayoría a andesitas de tamaño centimétrico (Fig. 4.15, A) con escasas escorias y pumicitas. De mala selección a selección moderada, variando en la vertical, al igual que la gradación, la cual puede ser localmente granocreciente. Los clastos son de tamaño milimétrico a centimétrico y redondez angular a subredondeados (Fig. 4.15, B). Hacia techo se reconocen bombas volcánicas esféricas como parte de los líticos que integran la roca (Fig. 4.15, C). Subordinadamente, se diferencian secciones de textura tobácea, matriz soportada, con una débil laminación paralela (Fig. 4.15, D). Microscópicamente se observan cristaloclastos de cuarzo (4%), plagioclasa (16%), litoclastos volcánicos (15%, andesitas y piroclastos) y vidrio fino (65%); la matriz está desvitrificada y alterada pervasivamente (Andrade y otros, 2022). Espesor 130 m.

- Cortando las brechas, anteriormente descritas, a unos 45 metros de la base de estas, se observan rocas sedimentarias carbonáticas de color gris y geometría irregular, presentan laminación algal irregular (Fig. 4.15, E), localmente de tipo ondulada (Fig. 4.15, F). Al igual que las calizas de la comuna E1.R1, se clasifica como una caliza *bindstone*, asociada a una facies *stBl*. Espesor 0,1 m.

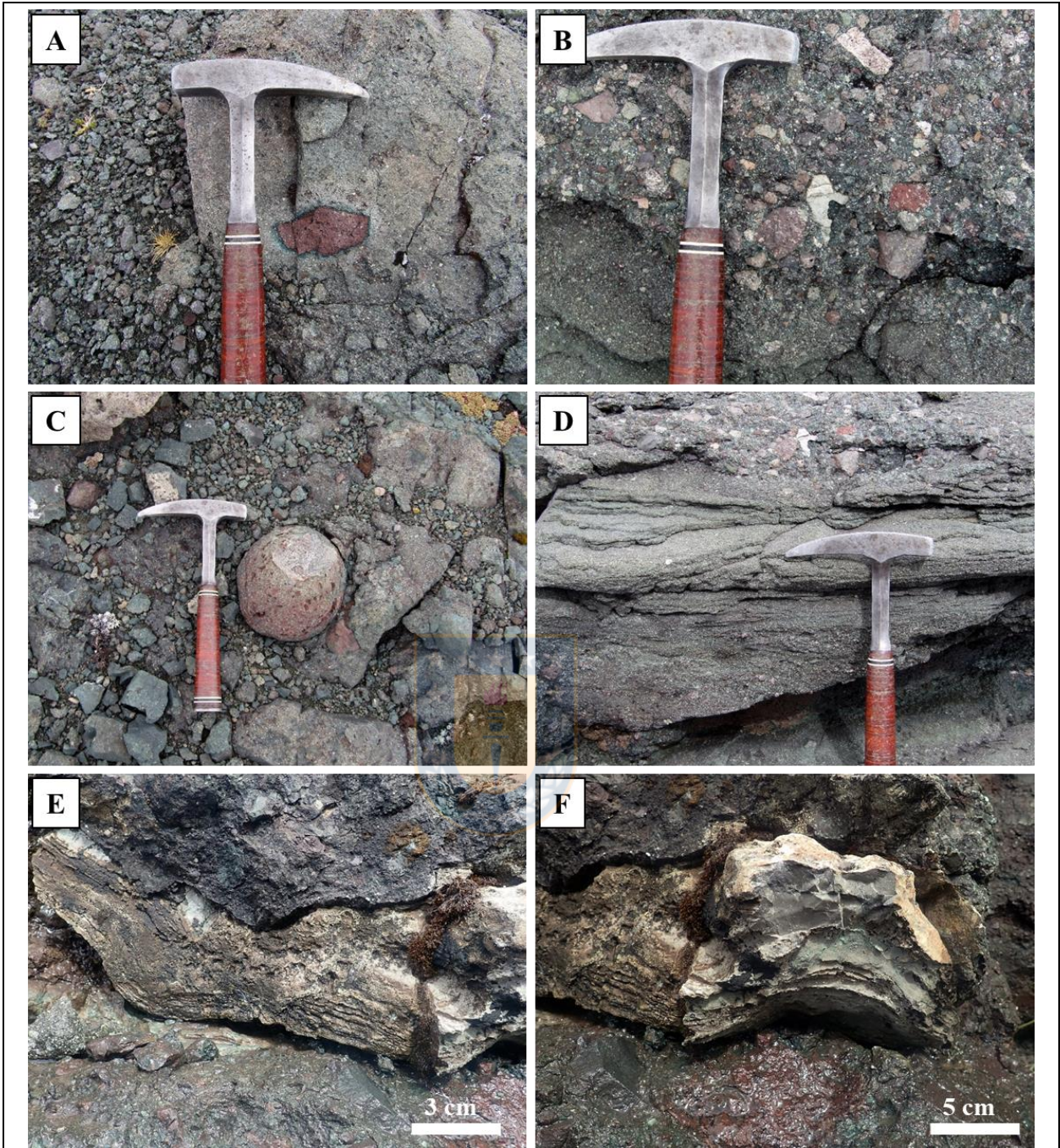


Figura 4.15: Litología del tramo E2-2. (A) Clasto andesítico en matriz. (B) líticos con redondez angular a subredondeados y tamaños milímetros a centimétricos. (C) Bombas volcánica esférica como componente de la brecha volcánica. (D) Intercalación de toba de lapilli. (E) Caliza *bindstone* con laminación irregular. (F) Caliza *bindstone* con laminación algal ondulada.

- **E2-3:** Tramo caracterizado por capas sedimentarias a volcanosedimentarias en tonalidades verdes.

- Arenisca de granulometría fina a media, composicionalmente litoarenita (facies *mSM*, Fig. 4.16, A), gradada, grano creciente, compuesta por líticos volcánicos de redondez angular a subangular, el cemento es principalmente calcáreo. Potencia 5 cm.

- Toba vítrea de color verde grisáceo (facies *mLT*, Fig. 4.15, B). En la composición abundan cristales de plagioclasas y de manera subordinada cuarzo con textura fragmentada. La roca se encuentra muy disgregada. Espesor 7,4 m.

- Toba de lapilli de color verde grisáceo a negro verdoso (facies *mLT*, Fig. 4.15, C), bien cohesionada y compacta (Fig. 4.15, D). Se observan, líticos volcánicos (andesitas) subangulares a subredondeados de tamaño milimétrico, además de cuarzos y plagioclasas alteradas con textura fragmentada. Espesor 25 cm.

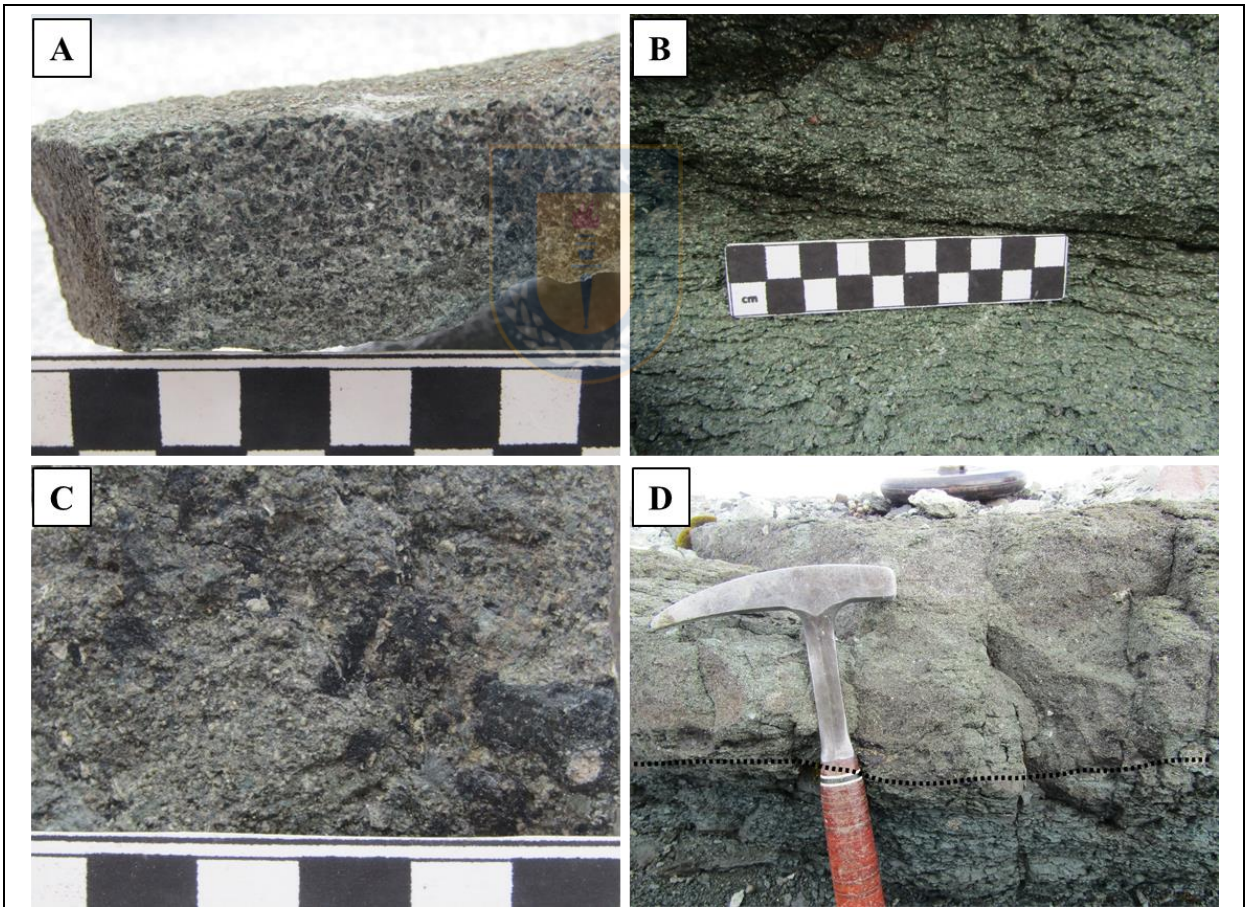


Figura 4.16: Litología del tramo E2-3. (A) Arenisca volcánica, presenta gradación inversa, y líticos angulares a subangulares. (B) Toba vítrea verde, abundantes cristales de plagioclasas en una matriz pervasivamente alterada. (C) Toba de lapilli, se observan los líticos y cristales con textura fragmentada. (D) Límite entre la toba disgregada subyaciendo a la toba de lapilli compacta.

- E2-4:** Toba de composición vítrea (facies *mLT*), de color verde grisáceo en superficie fresca y marrón grisáceo en superficie alterada (Fig. 4.17, A). Macroscópicamente se reconocen restos vegetales carbonizados y silicificados (posible reemplazo de carbono por sílice), además de escasos restos foliares carbonizados donde se puede recocer una nervadura paralela y forma lineal-lanceolada (Fig. 4.17, B, C y D). Al microscopio se observa una textural fragmental y una pervasiva desvitrificación de los componentes vítreos (Fig. 4.18). Composicionalmente se observan cristaloclastos de cuarzo (15%), plagioclasa (10%, alteradas moderadamente a sericitas y arcillas), zircón (<1%) y litoclastos andesíticos (8%). Se distinguen esquirlas aplanadas (20%, desvitrificadas y alteradas a minerales de arcilla y clorita) y vidrio fino (30%, pervasivamente alterado a arcillas y clorita). Otros componentes son interpretados como material orgánico (15%) y minerales opacos (2%). El espesor medido es de 2,7 m.

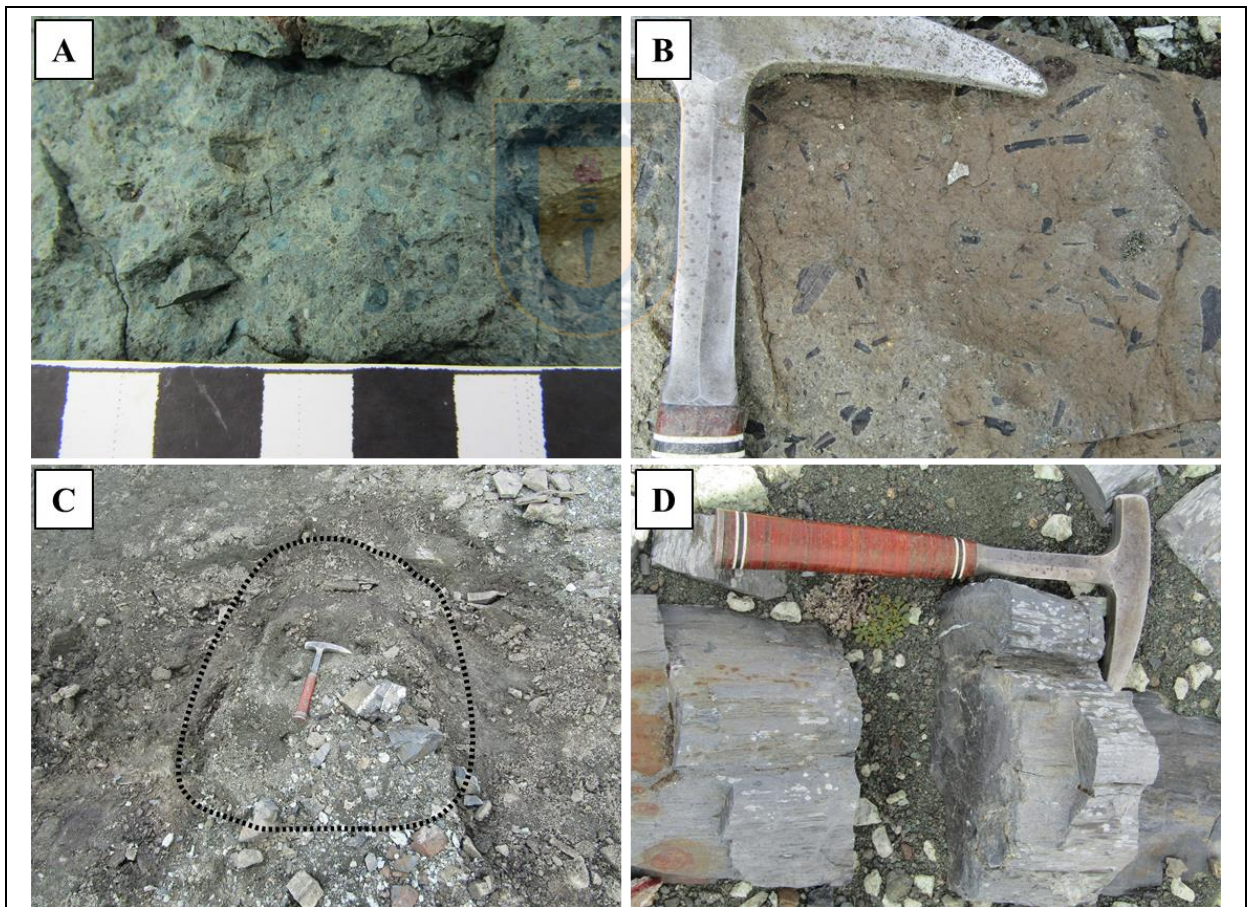


Figura 4.17: Litología del tramo E2-4. (A) Toba vítrea de color verde grisáceo. (B) Abundantes restos vegetales carbonizados. (C) Tronco fósil *in situ*, muy meteorizado y fragmentado, la línea segmentada limita el tamaño de este. (D) Troncos fósiles silicificados asociados a esta capa.

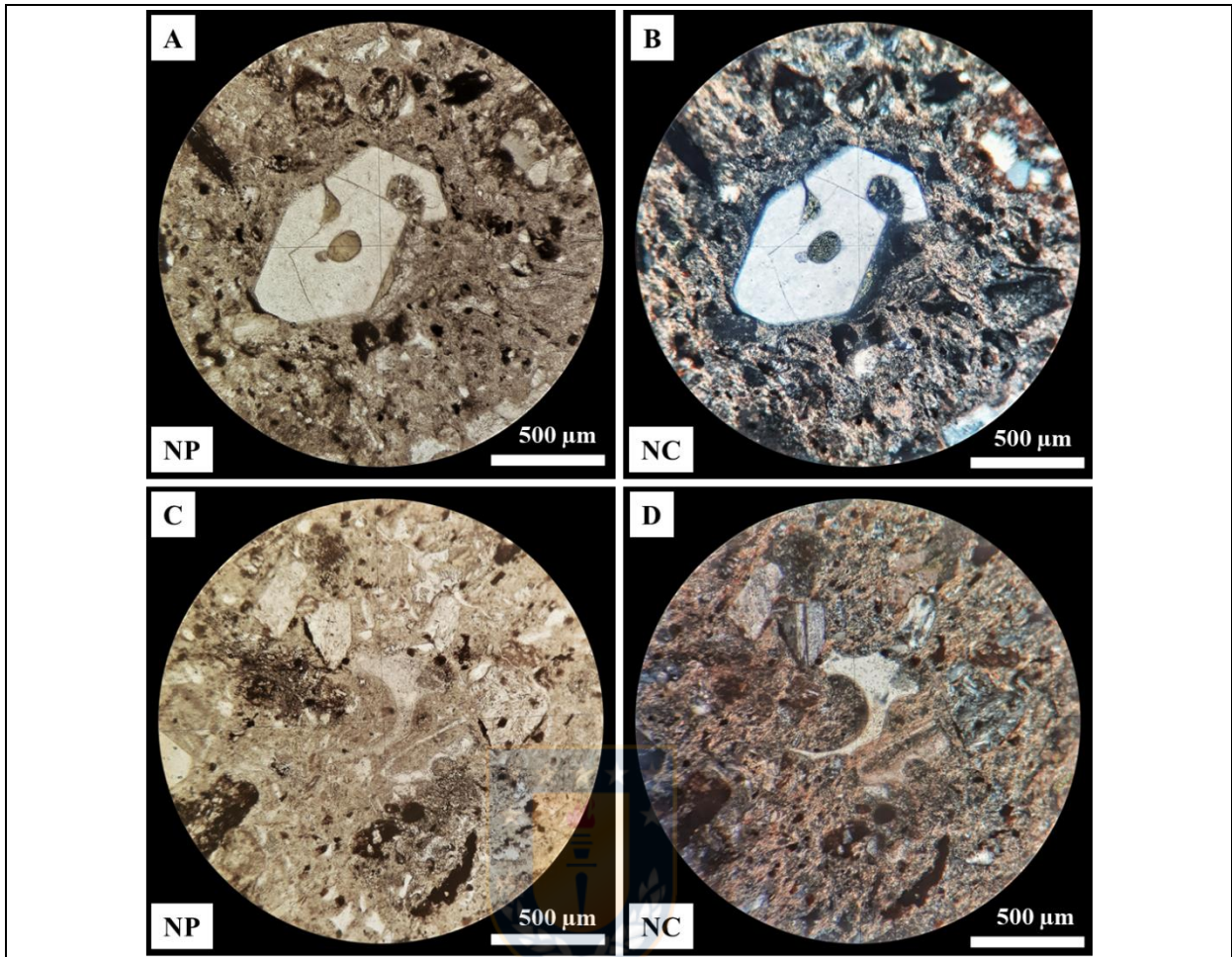


Figura 4.18: Sección al microscopio del tramo E2-4. (A y B) Cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, opacos y restos interpretados como material orgánico en una matriz vítrea con abundantes esquirlas desvitrificadas y vidrio fino, ambos pervasivamente alterados a minerales de arcilla y clorita. (C y D) Abundantes componentes vítreos aplanados (esquirlas) desvitrificadas rodeados de cristales de plagioclasa con textura fragmental. NP: Luz polarizada plana; NC: Nicoles cruzados.

- **E2-5:** Tramo conformado por rocas tobáceas de composición vítrea, de base a techo:
 - Toba vítrea (facies *emLT*), de color blanco grisáceo a gris oscura. Macroscópicamente, se observan una textura eutaxítica con abundantes *fiammes* (Fig. 4.19, A), fragmentos de cuarzo y restos de troncos fósiles, estos últimos solo en la base de la secuencia (Fig. 4.19, B). Al microscopio se pueden diferenciar escasos fragmentos de cuarzo (3%), plagioclasa (7%, alteradas a albita, feldespatos, arcillas y calcita) con textura fragmentada, litoclastos andesíticos (11%) y madera (4%, silicificada); la matriz se caracteriza por esquirlas y de manera subordinada esferulitas desvitrificadas en su mayoría a zeolitas (Andrade y otros, 2022). Espesor total 15,3 m.

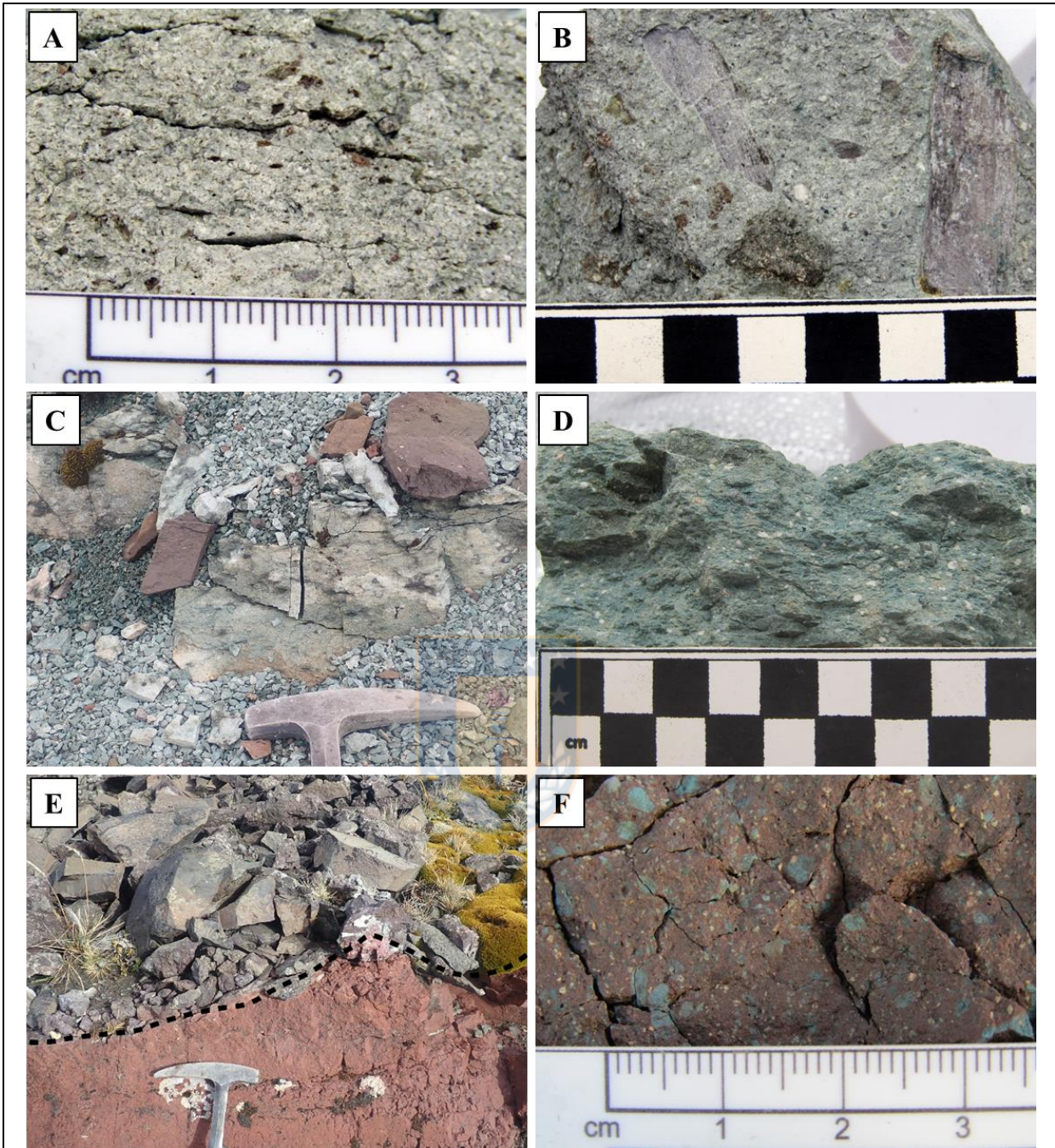


Figura 4.19: Litología del tramo E2-5. (A) Toba vítrea de color blanco grisáceo vitroclástica (eutaxítica) con abundantes *fiamme*. (B) En línea segmentada de color negro se reconocen restos de troncos fósiles de tamaño milimétrico a centimétrico. (C) Toba vítrea más disgregada de color verde grisáceo. (D) Compuesta por plagioclasas con textura fragmentada en una matriz de color verde. (E) Contacto entre toba vítrea de color rojo y lava andesítica que la sobreyace. (F) Litoclastos obliterados de color verde.

- Toba vítrea (facies *mLT*), de color verde grisáceo en superficie fresca a blanco verdoso en superficie alterada (Fig. 4.19, C). Se observan abundantes plagioclasas de textura fragmentada

y escasos cristales de cuarzo, la matriz es vítrea de color verde, lo que podría evidenciar algún mineral de alteración (Fig. 4.19, D). La roca se encuentra muy disgregada y con gran desarrollo de regolito. Espesor 10,6 m.

- Toba vítrea (facies *mLT*), de color rojo a rojo grisáceo en superficie fresca (Fig. 4.19, E) y alterada. Conformada por líticos indeterminados (obliterados por alteración), de color verde grisáceo; además se observan cristales de plagioclasa con textura fragmentada y de manera subordinada cuarzo (Fig. 4.19, F). Hacia techo solo se observa una matriz muy silicificada, posiblemente desvitrificada. Espesor 4,1 m.

- **E2-6:** Colada de lava andesítica (facies *aAlf_(ppoor)*), de color gris a negro grisáceo en superficie fresca y alterada (Fig. 4.20, A). Macroscópicamente se observan fenocristales de plagioclasa, los cuales miden entre 2 y 5 mm y se encuentran en la base con una leve orientación evidenciando localmente una textura de tipo porfídica (Fig. 4.20, B). Hacia techo la textura varía a afanítica. Entre las texturas de cavidades hay escasas vesículas las que se encuentran en la base de la secuencia. Al microscopio (Fig. 4.21) se observa una masa fundamental hialocristalina traquítica, compuesta por fenocristales de plagioclasa (20%) y calcita, la masa fundamental está conformada principalmente por microlitos de plagioclasa (80%), minerales opacos y vidrio subordinado (Guajardo, 2022). Espesor mínimo 4,0 m.

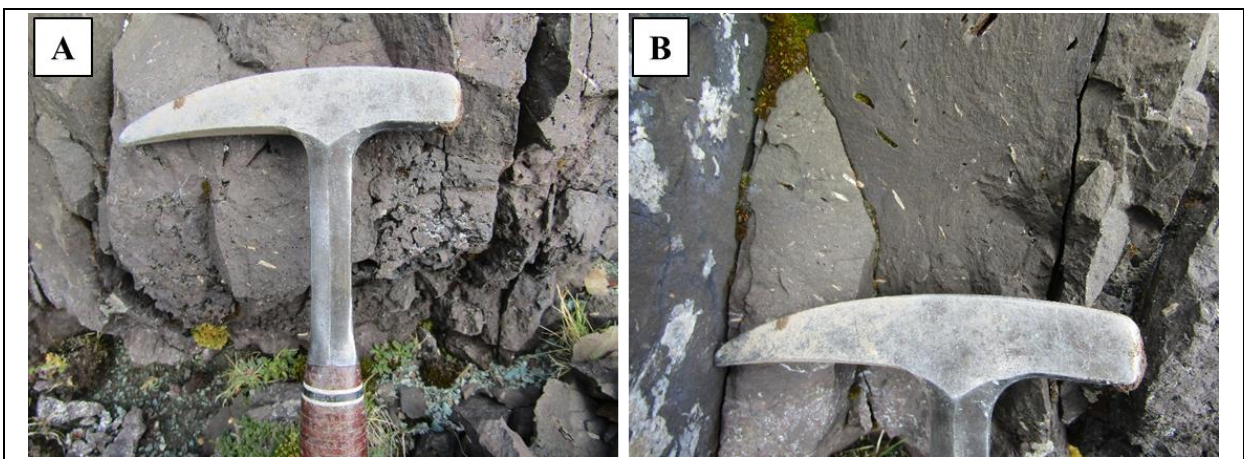


Figura 4.20: Litología del tramo E2-6. (A) Lava andesítica de color gris a negro grisáceo. (B) En detalle, fenocristales de plagioclasas de color blanco a blanco rosados levemente orientados.

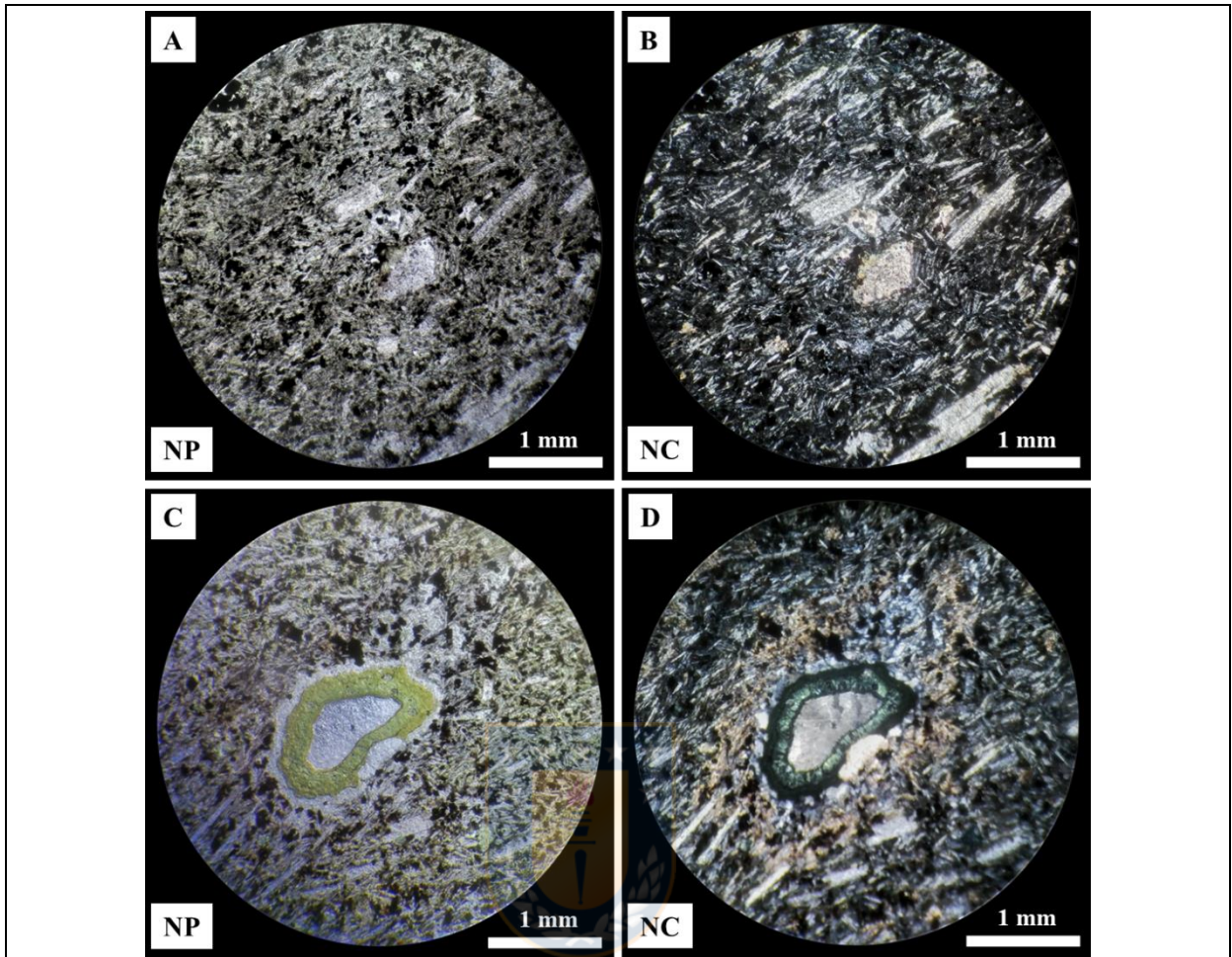


Figura 4.21: Sección al microscopio del tramo E2-6. (A y B) Masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa y minerales opacos; subordinadamente fenocristales de plagioclasa y calcita. (C y D) Textura de cavidad correspondiente a amígdalas, rellenas por clorita y calcedonia. Tomado de Guajardo (2022). NP: Luz polarizada plana; NC: Nícoles cruzados.

4.1.3. Columna R2.E3

La columna R2.E3 fue realizada al W del cerro Rosado (SW del área de estudio), como se observa en la Fig. 4.1 en la línea de color naranja. La sucesión corresponde a rocas volcanoclásticas con predominio de tobas y areniscas volcánicas. Esta secuencia posee un rumbo de N15°E con un manteo de 40°NW, la potencia total medido para esta secuencia es de 300 metros, de los cuales 80 m son tramos cubiertos. La columna levantada se puede observar en la Fig. 4.22. La descripción de la columna, desde la base al techo, es la siguiente:

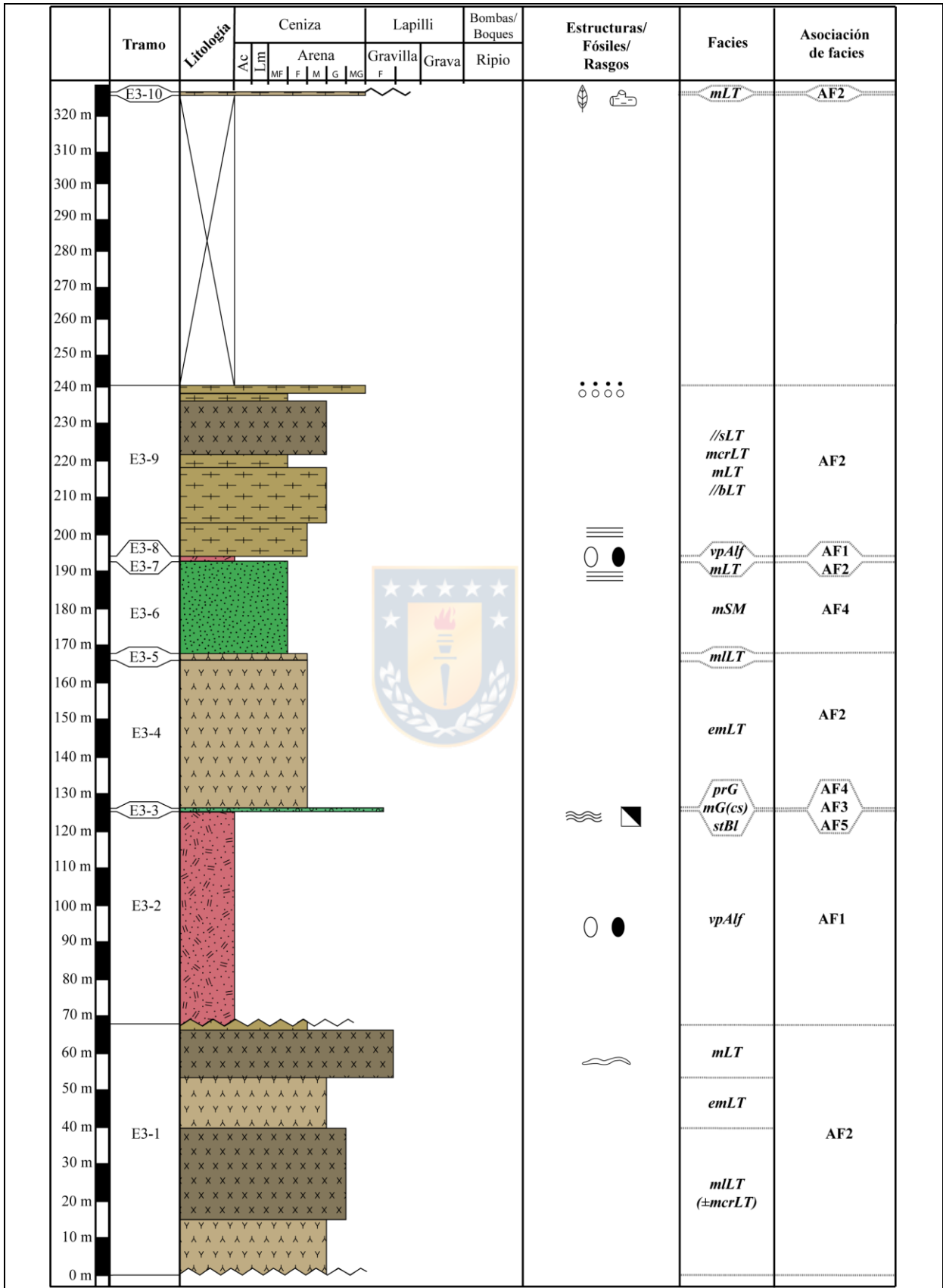


Figura 4.22: Columna estratigráfica E2.R3.

- **E3-1:** Tramo caracterizado por una secuencia volcanoclásticas, de base a techo:
 - Toba lítica (facies *mLLT*) de color negro grisáceo en superficie fresca y gris en superficie alterada (Fig. 2.23, A), se compone por abundantes cristales de plagioclasas (30%), líticos (20%) y cuarzo subordinado (10%), se reconoce textura fragmentada (Fig. 2.23, B). La masa fundamental es oscura y no se logra diferenciar más componentes. Contiene vetillas de calcita y se encuentra fuertemente silicificada. Potencia 15,0 m.
 - Toba cristalina (facies *mLLT*) masiva de color gris rojizo en superficie fresca y gris en superficie alterada (Fig. 4.23, C). Se observan abundantes cristales de plagioclasas (40%) de textura fragmentada, de color rosado a marrón debido a procesos de alteración (Fig. 4.23, D), además de líticos subordinados. Espesor 0,3 metros.
 - Toba lítica (facies *mLLT*) de color gris verdoso en superficie fresca y marrón grisáceo en superficie alterada (Fig. 4.23, E), presenta abundantes líticos volcánicos de tipo andesíticos, angulares a subangulares, moderados a mal seleccionados. los tamaños van entre los milimétricos (Fig. 4.23, F) hasta los 3 centímetros. Fenocristales de plagioclasas y cuarzo de manera subordinada con textura fragmentada. Potencia 24,7 metros.
 - Toba cristalina (facies *emLT*) de color gris rojizo en superficie fresca y marrón rojiza en superficie alterada (Fig. 4.24, A). Se caracteriza por abundantes cristales de plagioclasas (60%) con textura fragmentada y orientados de color rosado debido a procesos de alteración (Fig. 4.24, B), además de estructuras grises interpretadas como *fiamme*, indicando posible textura eutaxítica. Espesor 13,7 m.
 - Toba de lapilli (facies *mLT*) de color negro verdoso en superficie fresca a gris rojizo en superficie alterada. Se observan plagioclasas y cuarzos con textura fragmentada, subordinadamente líticos andesíticos y escorias volcánicas (Fig. 4.24, C) de tamaño entre los 0,5 a los 4 centímetros, subredondeados. La matriz de color negro verdosa posiblemente alterada a clorita (Fig. 4.24, D). Potencia 13,0 m.
 - Toba vítrea (facies *mLT*) color rojo, matriz soportada, compuesta por líticos volcánicos andesíticos alterados a obliterados, subordinadamente se observan cristales de plagioclasas de tamaño inferior a 2 mm con textura fragmentada. La roca se encuentre fuertemente silicificada, probablemente con matriz desvitrificada. El contacto entre esta litología y el estrato que la sobreyace (E3-2) es erosivo (Fig. 4.25, A). Espesor 1,8 m.

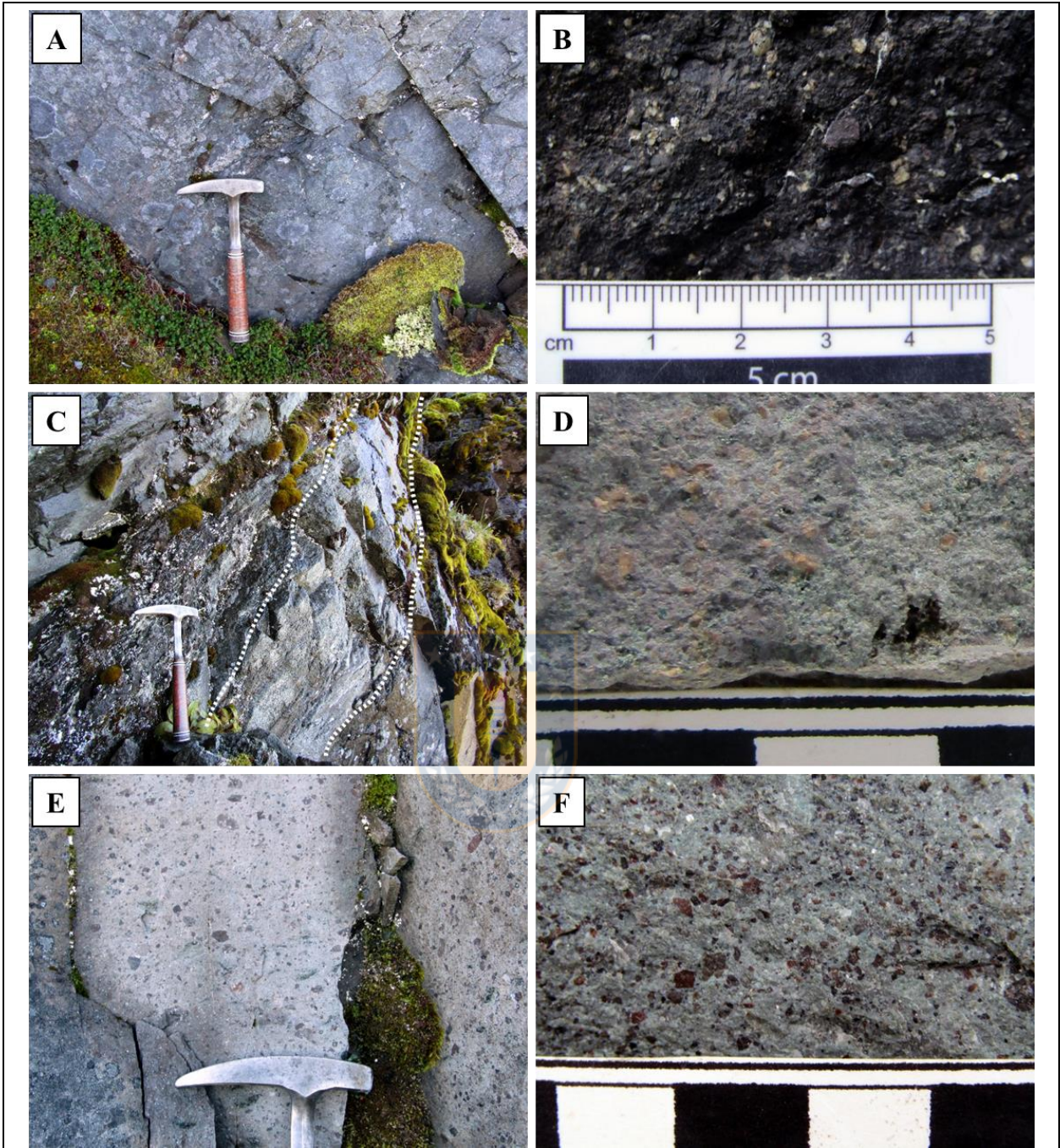


Figura 4.23: Litología del tramo E3-1, parte I. (A) Toba lítica masiva de color gris. (B) Composicionalmente se observan cristales fragmentados de plagioclasas y cuarzo, además de líticos en una matriz negra grisácea. (C) La línea segmentada blanca indica los contactos entre las tobas. (D) Toba cristalina en detalle, se observan cristales de plagioclasas de color rosado. (E) Vista en macroscópica de la toba lítica, se observan clastos de diferentes tamaños en matriz vítrea. (F) Vista en detalle de los líticos pequeños angulares a subangulares.

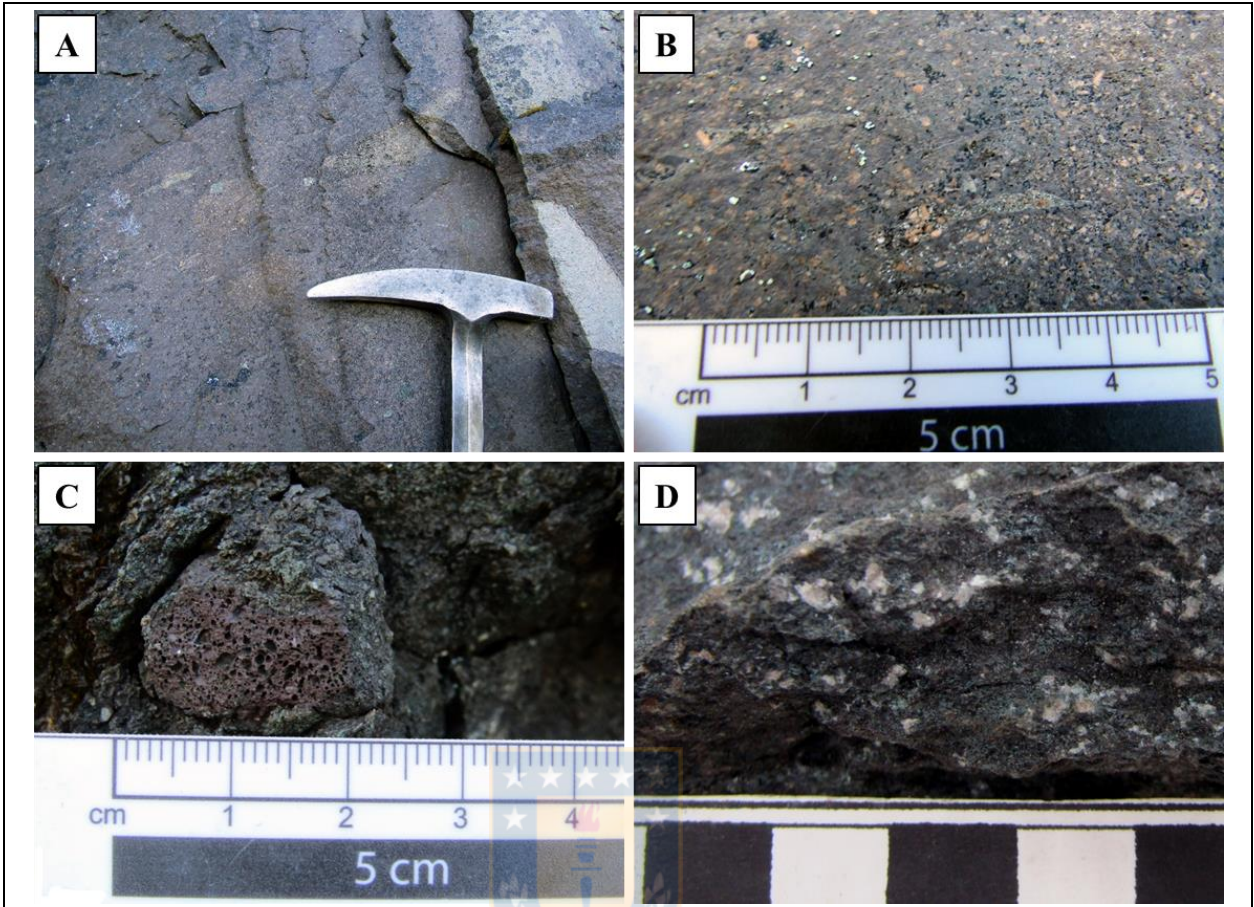


Figura 4.24: Litología del tramo E3-1, parte II. (A) Toba cristalina de color marrón grisáceo, se observan estructuras interpretadas como *fiamme* de color gris. (B) Detalle de la toba cristalina, se distinguen los cristales de plagioclasas de color rosado y textura fragmentada. (C) Clasto escoráceo como parte de los componentes líticos de la toba. (D) Detalle de la matriz oscura de la toba, cristales de cuarzo y plagioclasas con textura fragmentada.

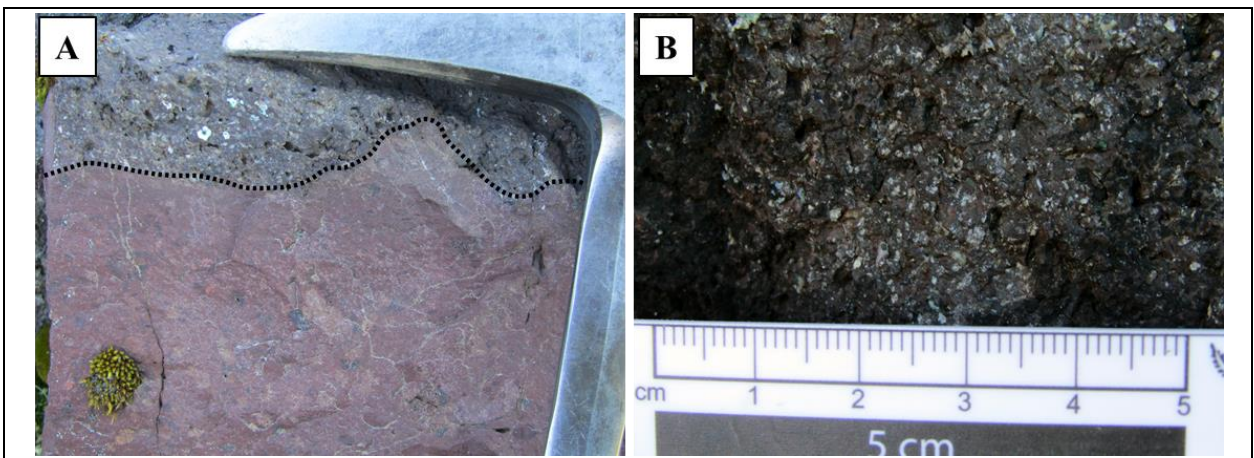


Figura 4.25: Litología del tramo E3-2. (A) Contacto erosivo (línea negra segmentada) entre las tobas vítreas de color rojo y la lava andesítica de color gris rojizo. (B) Textura porfídica de la colada de lava, se observan los cristales de plagioclasas de color blanco a gris blanquecino junto a las estructuras vesiculares de la roca.

- **E3-2:** Colada de lava andesítica (facies *vpAlf*) de color gris rojizo en superficie fresca y alterada. Posee textura porfídica con abundantes plagioclasas de tamaño milimétrico (1 a 2 mm). En la base se observan vesículas (Fig. 4.25, A y B) y subordinadamente amígdalas rellenas de clorita y calcita. Potencia 60,0 m.
- **E3-3:** Secuencia sedimentaria caracterizada (Fig. 4.26, A), de base a techo, por:
 - Caliza *bindstone*, composicionalmente corresponde a una biomicrita. (facies *stBl*) de color gris a negro grisáceo en superficie fresca y alterada. Macroscópicamente, se observa laminación algal paralela (Fig. 4.27, B).

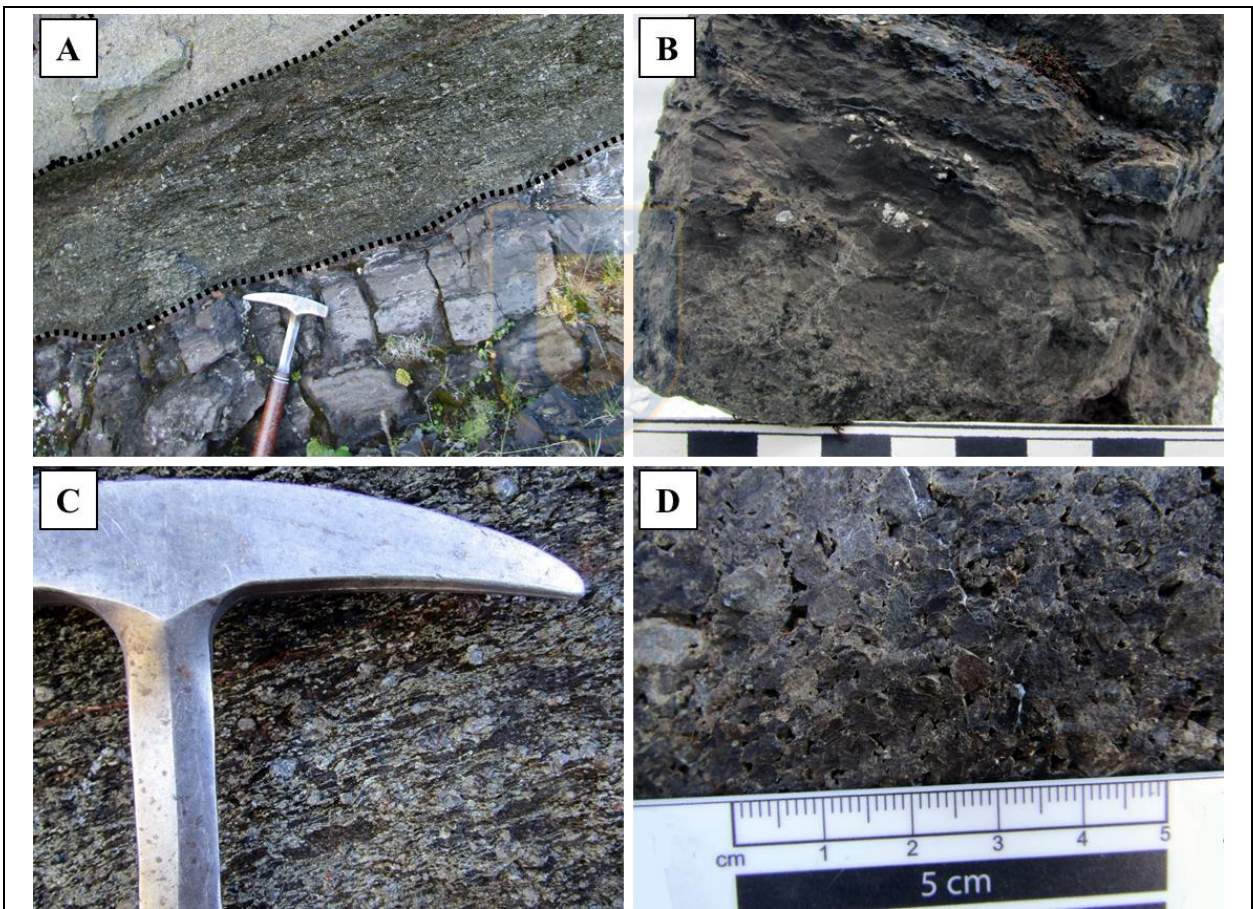


Figura 4.26: Litología del tramo E3-3. (A) Secuencia E3-3, la línea negra segmentada marco los contactos entre litologías. (B) Caliza *bindstone* con laminación algal. (C) Conglomerado matriz soportado. (D) Conglomerado clasto soportado.

Al microscopio (Fig. 4.27) se distingue una fábrica matriz soportada y un mal grado de lavado; los componentes corresponden a terrígenos (1%, cristaloclastos de cuarzo), *pellets*

(6%), estructuras algales (algas verde azules, 20%), restos esqueléticos no diferenciables (8%); la fase ligante está conformada por micrita (50%) y esparita (15%). Al igual que las calizas descritas en las columnas estratigráficas R1-E1 y R1-E2. La potencia medida es de 40 cm.

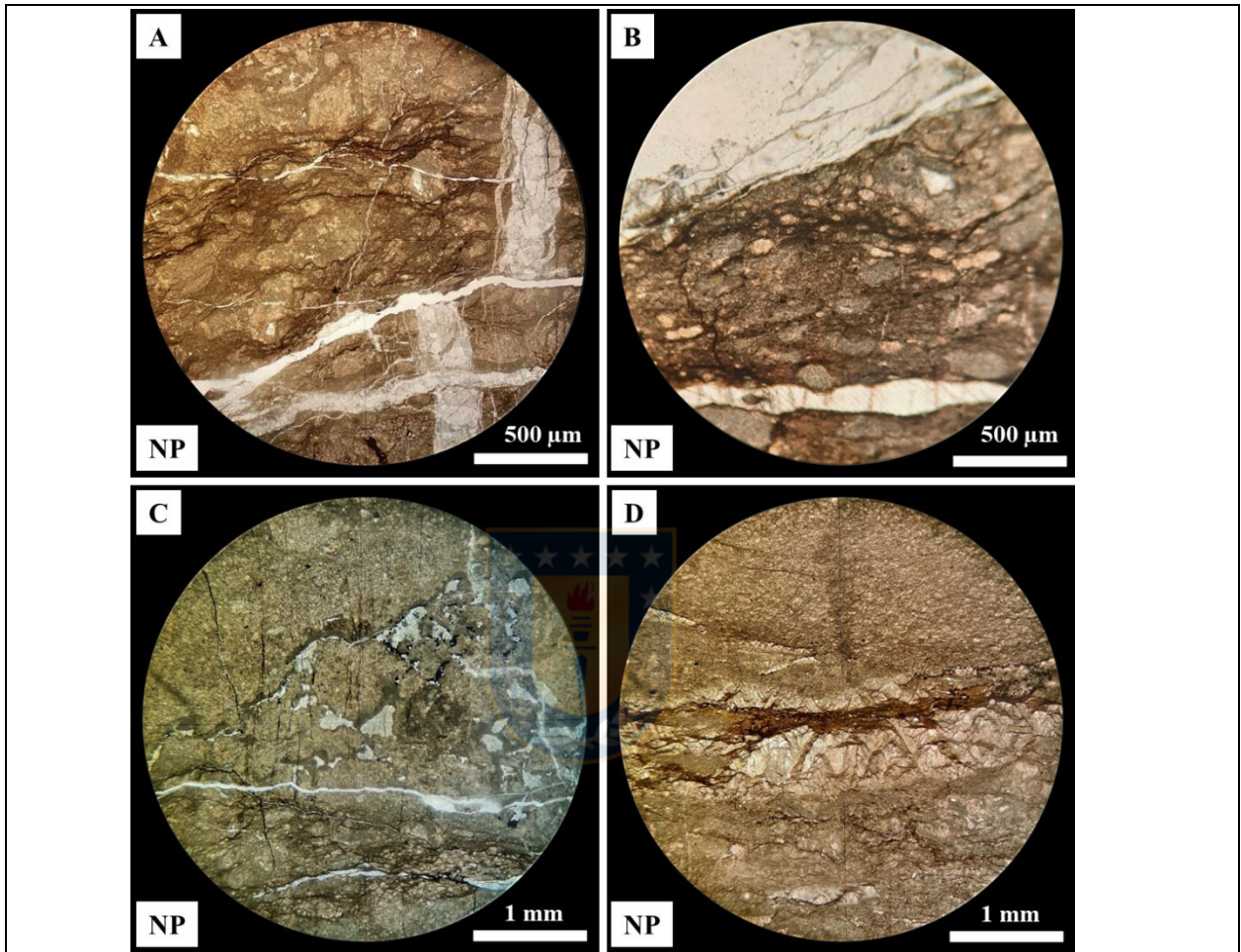


Figura 4.27: Sección al microscopio del tramo E3-3. (A y B) Laminaciones algales, localmente abundantes oncolitos en una matriz micrítica, roca cortada por vetillas de calcita. (C) Estructuras fenestrales o *birdeyes* rellenas por calcita. (D) Matriz micrítica alternada con laminaciones algales y cristales de calcita (esparita). *NP*: luz polarizada plana.

- Rudita (brecha, facies *prG*) de color negro verdoso en superficie fresca y alterada, clasto soportada a matriz soportada subordinada, selección moderada (Fig. 4.26, C). Se compone de líticos de cuarzo subangulares a subredondeados, pumicitas y subordinadamente líticos andesíticos subangulares. La matriz tobáceca tiene un alto grado de eferescencia, evidenciando abundante cemento calcáreo. La roca se encuentra compactada con estructuras subparalelas interpretadas como pumicitas compactadas durante la diagénesis, las cuales se encuentran de moderada a pervasivamente alteradas. Espesor 30 cm.

- Rudita (conglomerado, facies $mG_{(cs)}$) de color negro grisáceo en superficie fresca y gris verdoso en superficie alterada, clasto soportado de buena selección (Fig. 4.26, D), los clastos corresponden principalmente a volcánicos, probablemente andesitas, de baja esfericidad, subangulosos a subredondeados, el tamaño de los clastos va desde los 4 a 10 mm. Potencia 30 cm.

- **E3-4:** Toba vítrea (facies $emLT$) de color gris rojizo a marrón rojizo (Fig. 4.28, A). Se observan cristales de plagioclasa y cuarzo de 1 a 3 mm, ambas con textura fragmentada. Destaca un bandeamiento de espesor milimétrico a centimétrico, interpretado como una alternancia en el tamaño de grano y textura, posiblemente desvitrificada; además se puede observar localmente la ocurrencia de pliegues, los cuales afectan a las secciones más finas (Fig. 4.28, B). Además, se reconocen estructuras de flujo y textura eutaxítica comprimida. Potencia 40 m.

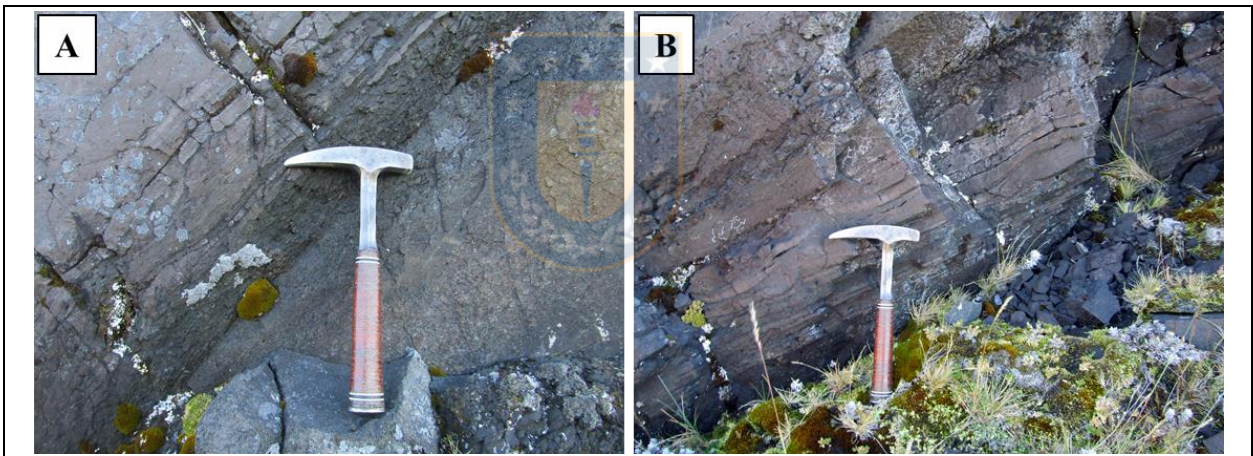


Figura 4.28: Litología del tramo E3-4. (A) Toba vítrea de color gris rojizo. (B) Pliegues correspondientes a alternancia en el tamaño de grano y textura.

- **E3-5:** Toba lítica (facies $mLLT$) de granulometría fina a media y color gris rojizo en cara fresca y alterada (Fig. 4.29, A). Compuesta por líticos volcánicos, en su mayoría alterados a colores verdes, negro y rojos de tamaños variados entre 1 a 15 milímetros; subordinadamente se observan cristales de cuarzo con textura fragmentada (Fig. 4.29, B). Espesor 1,8 m.
- **E3-6:** Arenisca fina masiva (facies mSM) de color gris verdoso en superficie fresca y marrón rojizo en superficie alterada (Fig. 4.30, A), el tamaño de grano va de fino a muy fino (Fig. 4.30,

B). El afloramiento se encuentra muy fracturado. Hacia techo se observa una laminación paralela incipiente y granulometría muy fina (Fig. 4.30, C y D). Potencia 25 m.

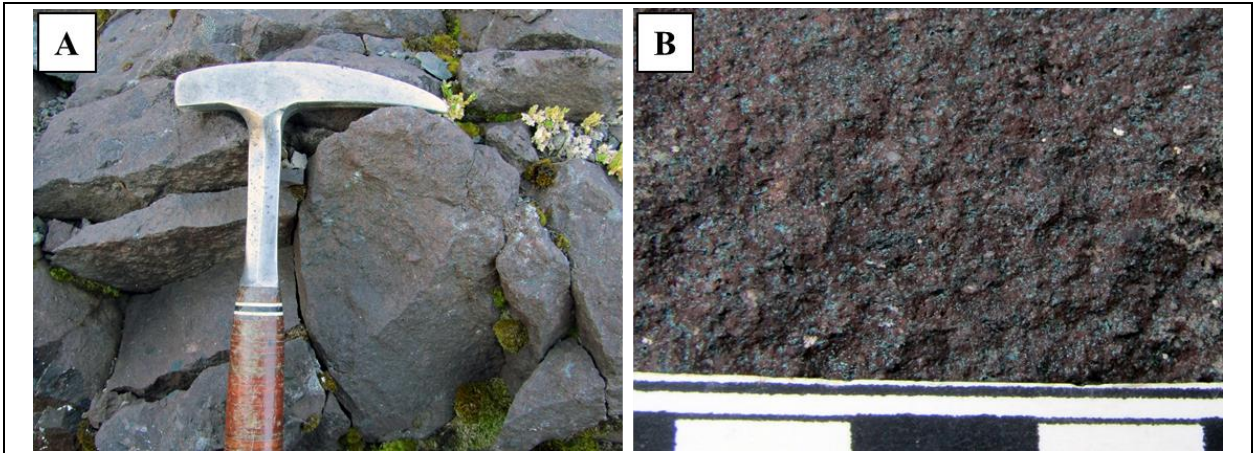


Figura 4.29: Litología del tramo E3-5. (A) Toba lítica de color gris rojizo. (B) Matriz vítrea con abundantes líticos de tamaño milimétrico y alterados a color verde.

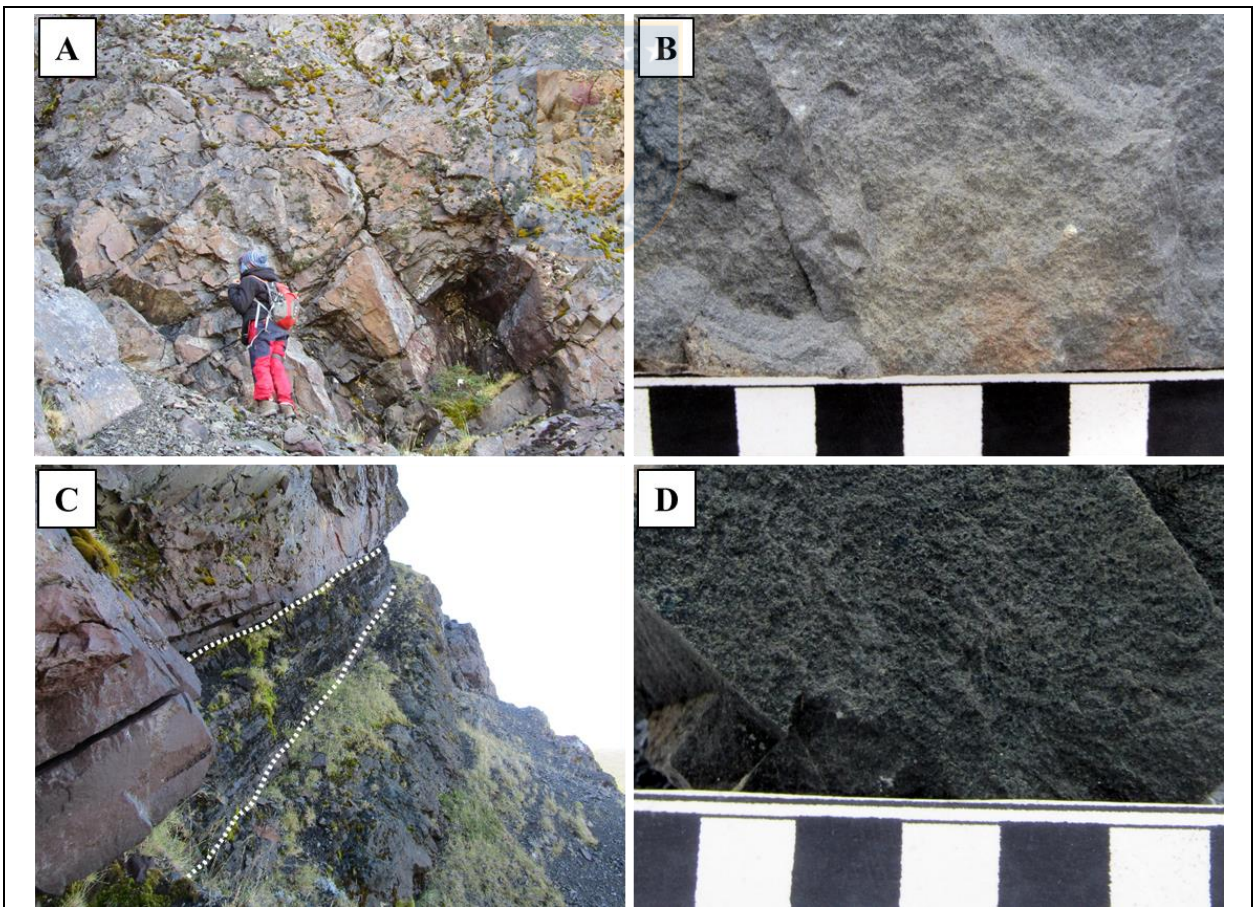


Figura 4.30: Litología del tramo E1-6. (A) Foto del afloramiento de la arenisca fina diaclasada. (B) Vista en detalle de la granulometría fina de la roca sedimentaria. (C) Sección superior de areniscas finas bien estratificadas con laminación paralela. (D) vista en detalle de las areniscas laminadas.

- **E3-7:** Toba de composición vítrea (facies *mLT*) de color rojo en superficie fresca a gris rojizo en superficie alterada, matriz soportada, compuesta por plagioclasas con textura fragmentada y escasos líticos volcánicos andesíticos alterados. La matriz se encuentra pervasivamente silicificada, posiblemente desvitrificada. El contacto con la litología que la sobreyace es erosivo (Fig. 4.31, A y B). Espesor 50 cm.

- **E3-8:** Colada de lava andesítica (facies *vpAlf*) de color gris rojizo en superficie fresca y alterada (Fig. 4.31, A). Posee textura porfídica con abundantes cristales de plagioclasa de tamaño milimétrico (1 a 2 mm). En la base se observan vesículas (Fig. 4.31, B). Potencia 80 cm.

- **E3-9:** Secuencias volcanoclásticas caracterizada, de base a techo, por:
 - Toba vítrea de grano medio a fino (facies *//bLT*) de color rojo a verde grisáceo en superficie fresca y alterada, se alternan tamaños de grano fino con medio; se observa laminación paralela (Fig. 4.32, A y B) y subordinadamente cristaloclastos de plagioclasa de tamaño milimétrico (>1 mm). La roca en sus secciones más finas se encuentra silicificada, probablemente desvitrificada. Espesor 9 m.

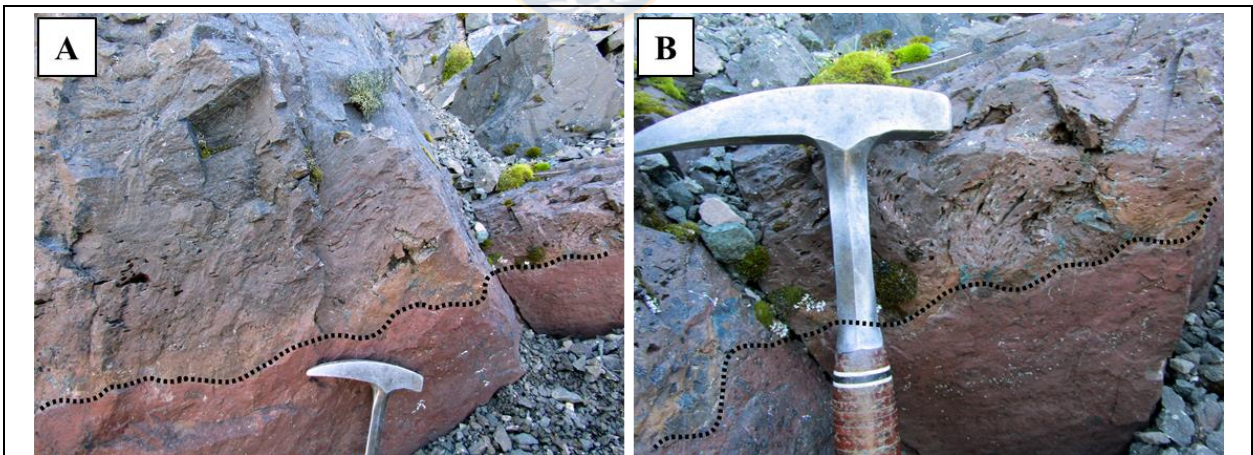


Figura 4.31: Litología de los tramos E3-7 y E3-8. (A) La línea negra segmentada se remarca el contacto erosivo entre la toba vítrea roja y la lava andesítica. (B) Abundantes vesículas en la base de la lava andesítica.

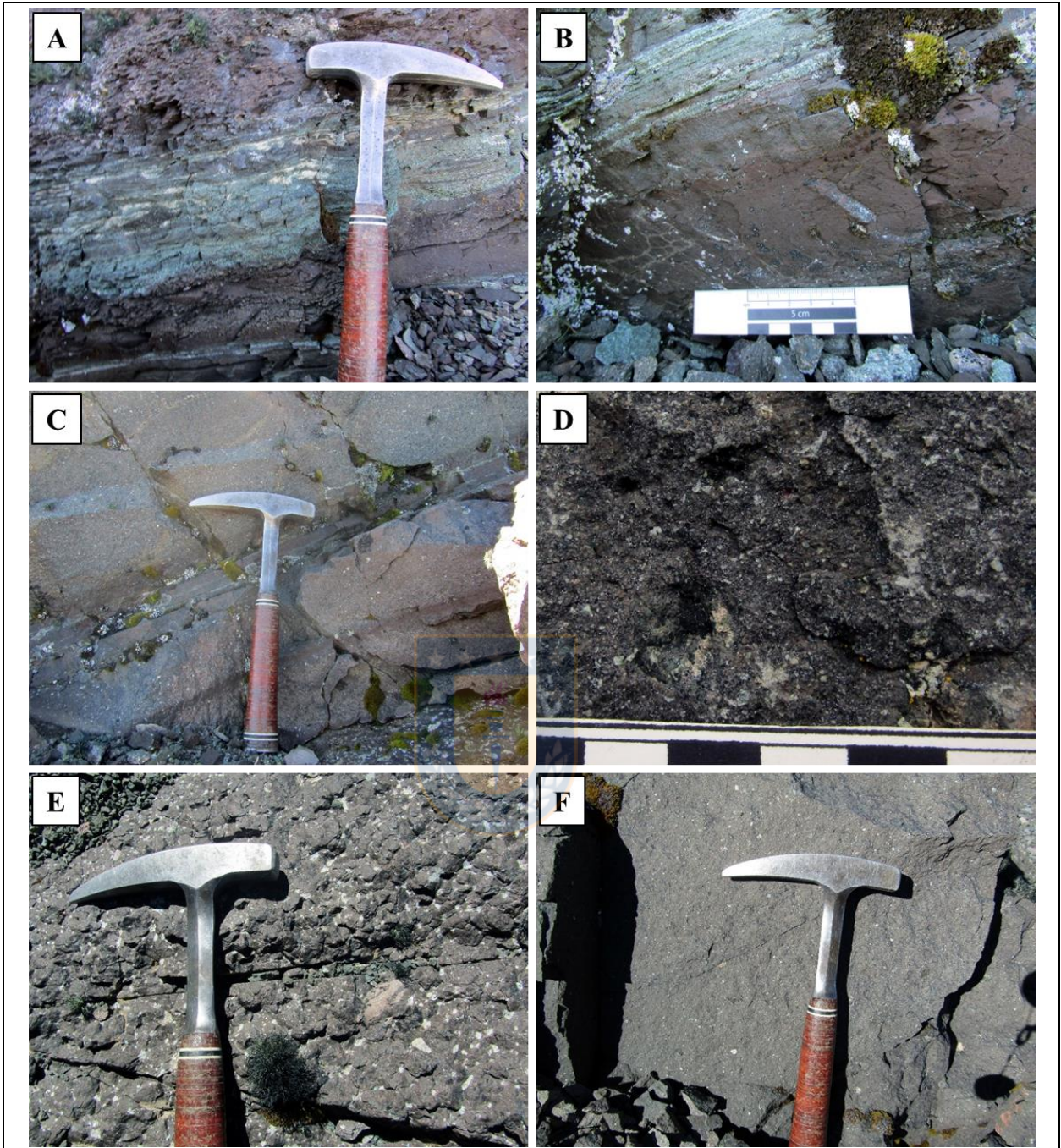


Figura 4.32: Litología del tramo E3-9, parte I. (A) Toba vítrea de color rojo a verde grisáceo, se observa laminación paralela. (B) Alternancia de parte más vítrea de la toba con la sección de tamaño de grano medio. (C) Toba vítrea de color gris rojizo, se pueden diferenciar las bandas vítreas de color rojo, interpretadas como texturas eutaxíticas comprimidas. (D) Vista en detalle de la composición de la toba vítrea, se observan algunas plagioclasas y cuarzos de tamaño milimétrico. (E, F) Afloramiento de toba vítrea.

- Toba vítrea (facies *mLT*) de color gris rojizo en superficie fresca y negro marrón en superficie alterada (Fig. 4.32, C). Composicionalmente se observan cristales de plagioclasa y

cuarzos con textura fragmentada, subangulares (Fig. 4.32, D). Alternan capas vítreas de color rojizo, posiblemente desvitrificada, interpretadas como texturas eutaxíticas comprimidas de espesor milimétrico a 1,2 cm. Potencia 15 m.

- Toba vítrea (facies *mLT*) de color gris marrón en superficie fresca y gris en superficie expuesta (Fig. 4.32, E y F). Se reconocen cristales de plagioclasas de tamaño milimétrico (1 mm) con textura fragmentada, líticos de color verde obliterados por alteración. La roca se encuentra bien cohesionada en la base y muy disgregada hacia techo. Espesor 3,5 m

- Toba cristalina (facies *mcrLT*) de color marrón rojizo en superficie fresca y gris en cara alterada (Fig. 4.33, A). Se reconocen cristales de plagioclasas, cuarzos, subordinadamente algunas biotitas, con textura fragmentada (Fig. 4.33, B), otros componentes corresponden a líticos volcánicos de tamaño milimétrico (1 mm). La roca se encuentra muy silicificada, probable desvitrificación de la matriz. Potencia 15 m.

- Toba vítrea (facies *//bLT*) de color gris rojizo en superficie fresca a gris marrón en cara alterada (Fig. 4.33, C). Se observa laminación paralela (Fig. 4.33, D), de tamaño de grano medio, plagioclasas con textura fragmentada. Potencia 2 m.

- Toba de composición vítrea (facies *mLT*) de roca de color rojo a gris rojizo en cara fresca y alterada. Muy silicificada, probable desvitrificación de la matriz, matriz soportada. Se reconocen algunos cristales de plagioclasas con textura fragmentada, además de algunos componentes interpretados como líticos muy alterados para diferenciar su composición. Debido a las similitudes con litologías de los tramos E3-6. Espesor 0,4 m.

- Toba de lapilli (facies *mLT*) de color negro grisáceo en superficie fresca a blanco grisáceo en cara alterada (Fig. 4.33, E). Se observan abundantes cristales de plagioclasas con textura fragmentada (Fig. 4.33, F). La roca se encuentra poco cohesionada y muy alterada a techo. Potencia 0,2 m.

- Toba de lapilli (facies *mLT*) de color gris verdoso a negro verdoso, bien cohesionada y compacta. Se observan, líticos volcánicos subangulares a subredondeados, cuarzos y plagioclasas alteradas con textura fragmentada. Espesor 0,3 cm.

- Toba vítrea (facies *mLT*) de color gris marrón en superficie fresca y gris en superficie. Se observan cristales de plagioclasas de tamaño milimétrico (1 mm) con textura fragmentada, hacia techo el tamaño de grano disminuye. La roca se encuentra disgregada. Potencia 0,6 m.

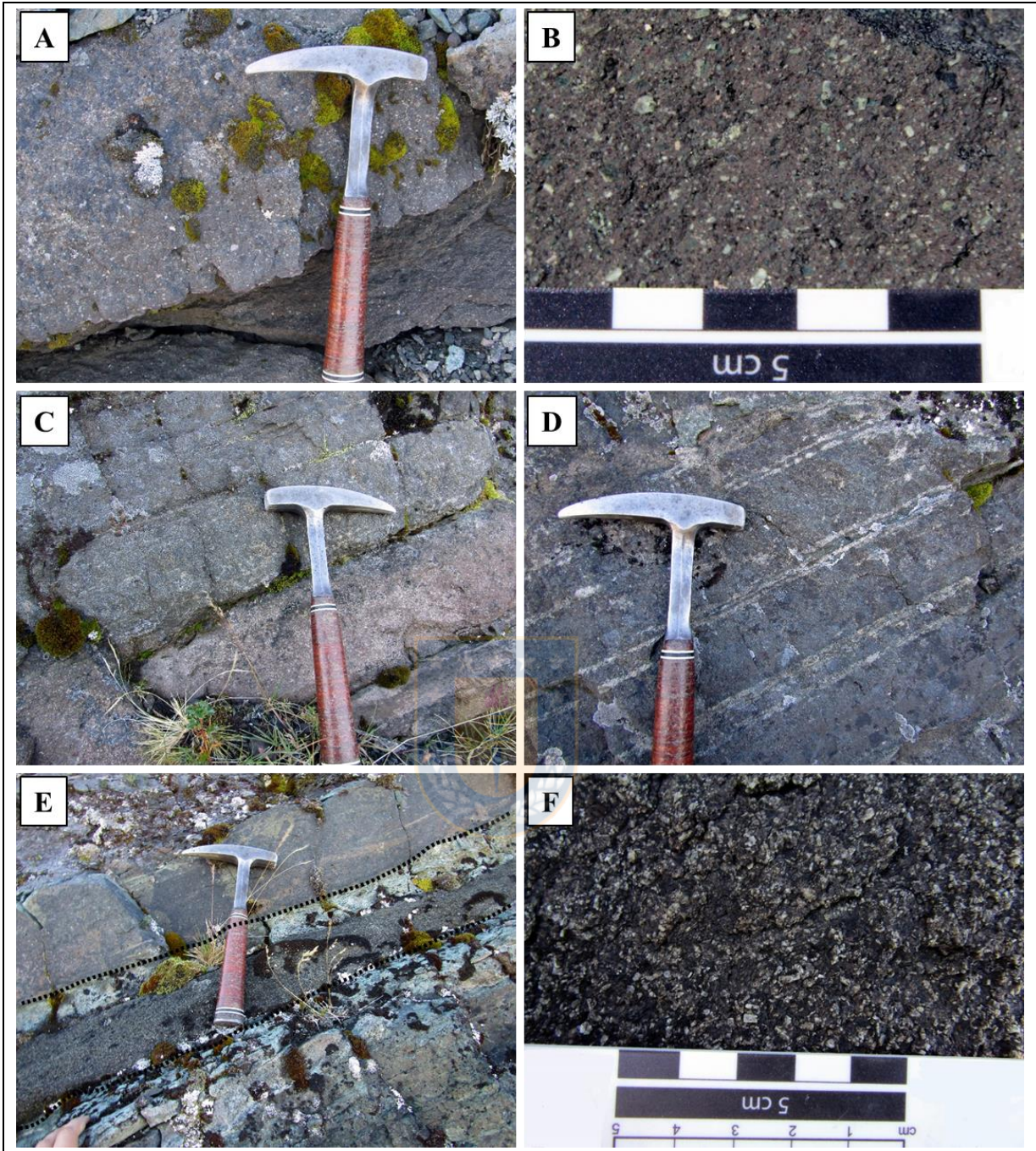


Figura 4.33: Litología del tramo E3-9, parte II. (A) Toba cristalina de color marrón rojizo. (B) Vista en detalle de la toba cristalina, se pueden diferenciar los cristales de plagioclasa que presentan textura fragmentada. (C) Toba vítrea gris rojiza. (D) Laminación paralela en la toba vítrea. (E) La línea segmentada de color negro limita el estrato de toba de lapilli. (F) Vista en detalle de la toba de lapilli, se diferencian las plagioclasas de color gris con textura fragmentada en una matriz opaca.

- **E3-10:** Litología de color verde grisáceo en superficie fresca y negro verdoso a marrón en superficie alterada (Fig. 4.34, A).

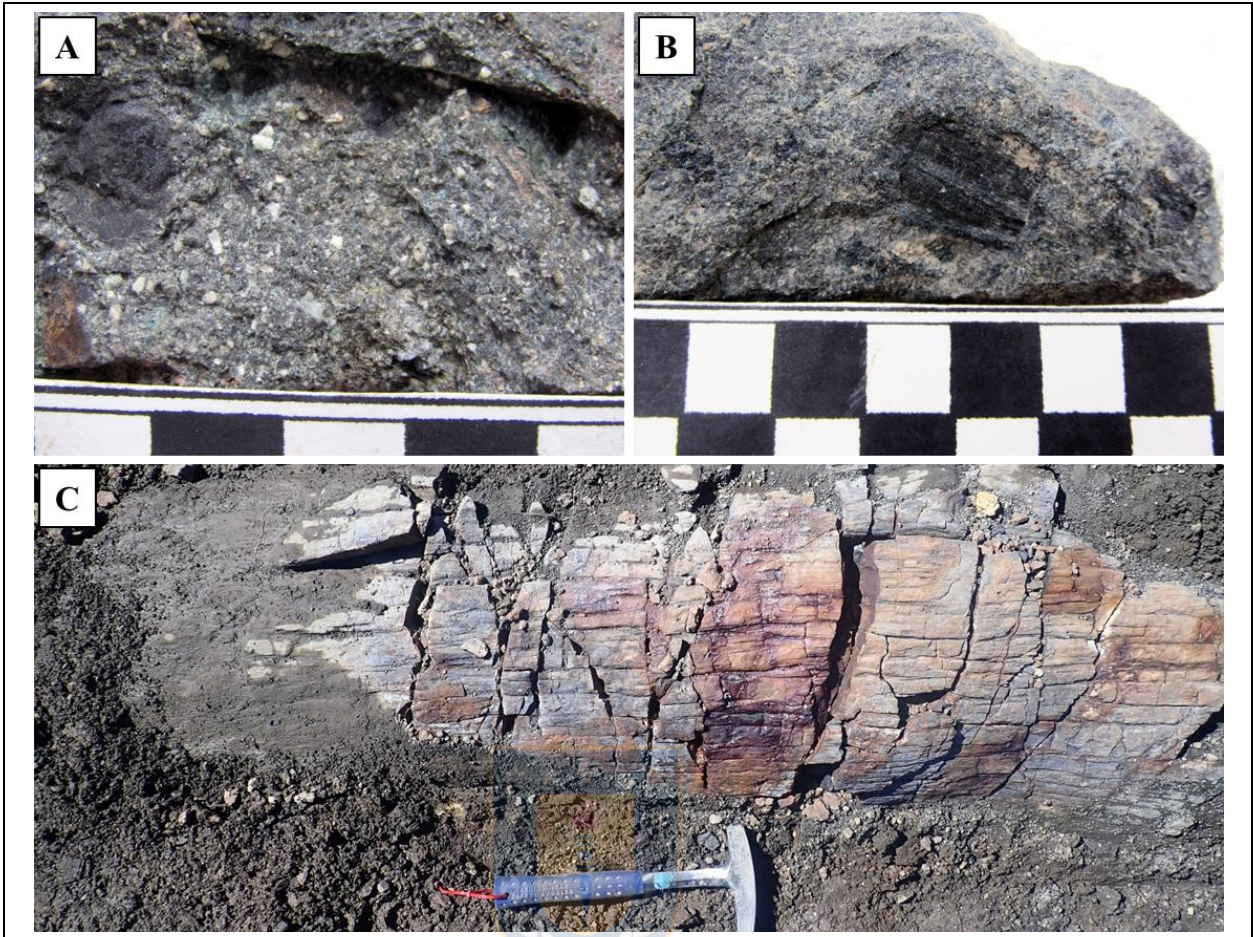


Figura 4.34: Litología del tramo E3-10. (A) Toba de lapilli de color verde grisáceo. (B) Restos foliares calcinados. (C) Tronco fósil *in situ*.

Roca de fábrica matriz soportada, compuesta por litoclastos de tamaño milimétrico y cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo con textura fragmentada, en una matriz vítrea. La roca en el afloramiento se encuentra muy disgregada y meteorizada. Se caracteriza por la abundante ocurrencia de restos vegetales fósiles (restos foliares y madera) de tamaño centimétrico a métrico (Fig. 4.34, B y C). Se clasifica texturalmente como una toba, de composición vítrea, se asocia a una facies *mLT*. el espesor mínimo es de 1 m.

4.2. FACIES

4.2.1. Descripción

Se describen un total de 17 facies, interpretadas a partir de los trabajos realizados por Branney & Kokelaar (2002), Miall (2006), Flügel (2010) y Rivas y otros (2021), principalmente. El total de facies descritas son resumidas en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Resumen de las facies definidas. Las facies se resumen en función de su litología, descripción e interpretación. Basado en los trabajos de Branney & Kokelaar (2002), Rivas y otros (2021) y descripciones de ambientes carbonatados de Flügel (2010) y Arche (2010).

Facies	Litología	Descripción	Interpretación
<i>vpAlf</i>	Colada de lava andesítica de textura porfídica vesicular.	Lava andesítica con textura porfídica (cristales de plagioclasas) y vesicular.	Coladas de lavas con dos historias de enfriamiento, probablemente el origen sea en las partes más externas de una colada de lava, donde el escape de gases es mayor.
<i>aAlf_(ppoor)</i>	Colada de lava andesítica de textura afanítica pobre en fenocristales.	Lava andesítica con textura afanítica predominante y pobre en fenocristales de plagioclasas.	Enfriamiento rápido de una colada de lava andesítica.
<i>Mlt</i>	Toba-lapilli masiva.	Depósitos volcanoclásticos, matriz fina.	Facies ignimbrítica depositada mediante escape de fluidos, lo que facilita una agradación rápida.
<i>mLT</i>	Toba-lapilli masiva con abundantes líticos.	Similar a <i>mLT</i> , pero con abundantes líticos andesíticos, escorias y pumicitas.	Sedimentación mediante escape de fluido, con un nivel de energía mayor que <i>mLT</i> .
<i>mcrLT</i>	Toba-lapilli masiva con abundantes cristales.	Similar a <i>mLT</i> , pero con abundantes cristales, principalmente plagioclasas.	Zona de límite de flujo dominado por el escape de fluidos.
<i>LT_{acc}</i>	Toba con lapilli acrecional.	Secciones volcanoclásticas caracterizada por ovoides, constituidos por ceniza.	Precipitación piroclástica.
<i>emLT</i>	Toba-lapilli masiva con textura eutaxítica.	Masiva, matriz-soportada. Con textura eutaxítica, presencia de estructuras de tipo <i>fiamme</i> .	Facies depositada mediante escape de fluidos, lo que facilita una agradación rápida.
<i>//bLT</i>	Toba con laminación paralela.	Ceniza de granulometría media a fina con laminación paralela.	Depósitos de zona de límite e flujo dominada por precipitación radiactiva o desde una corriente de densidad piroclástica completamente diluida.
<i>mTBr</i>	Brecha piroclástica masiva.	Equivalentes a <i>mLT</i> , pero de granulometría gruesa.	Procesos de sedimentación por agradación progresiva rápida a partir de corrientes de densidad concentrada.
<i>mSM</i>	Lutita-arenisca fina masiva.	Rocas siliciclásticas de tamaño fino y estructura masiva.	Suspensión y corrientes de tracción débiles.
<i>//bSM</i>	Lutita-arenisca fina con laminación paralela.	Rocas siliciclásticas de tamaño fino y laminación paralela.	Suspensión y corrientes de tracción débiles.
<i>mS</i>	Arenisca masiva.	Masiva o laminación paralela difusa, a veces fangosa, bien seleccionada, generalmente de grano fino a medio.	Sedimentación de suspensiones turbulentas o por flujos de gravedad.

Continúa en la página siguiente

Continuación de la Tabla 4.1

Facies	Litología	Descripción	Interpretación
<i>SG</i>	Arenisca conglomerádica.	Masiva a leve gradación, granulometría media a gruesa, clasto soportado.	Rápida sedimentación de una carga de fondo.
<i>mG_(cs)</i>	Conglomerado masivo clasto soportado.	Clasto-soportado, internamente masivo, fábrica compacta y clastos volcánicos subangulares a redondeados.	Depósitos epiclásticos, flujo de granos.
<i>prG</i>	Conglomerado-brecha con abundantes pumicitas compactadas.	Granulometría gruesa, clasto soportada a matriz soportada, abundantes líticos de pumicitas compactadas.	Depósitos de caída piroclástica en asentamiento subacuático.
<i>stBl</i>	Caliza <i>bindstone</i> estromatolítica.	Estromatolitos de hemisferios unidos (laminares y dómicos), láminas de espesor milimétrico.	Depósitos de llanura mareal (ambientes intermareal a supramareal).
<i>mWl</i>	Caliza <i>wackestone</i> masiva.	Caliza de estructura masiva, escasos restos fósiles y estructuras algales.	Ambiente marino restringido (marino somero).

▪ **Coladas de lavas andesíticas (*vpAlf*; *aAlf_(ppoor)*)**

- Descripción: flujos de lava andesítica interpretadas como coladas de lava, de color gris negro grisáceo, gris o gris rojizo, se diferencian cuatro tipos de texturas, principalmente, dos relacionadas a la visibilidad de cristales (afanítica y porfídica) y dos a cavidades (vesicular y amigdaloidal). Las coladas de lava con textura porfídica y vesicular (*vpAlf*) se observan fenocristales de plagioclasas de tamaño milimétrico (1 a 2 mm), las vesículas son abundantes sobre todo en la base de las secuencias, subordinadamente se observan amígdalas rellenas por clorita, calcita y cuarzo. Por otra parte, las coladas de lava de textura afanítica (*aAlf_(ppoor)*) son de un color grisáceo, con escasos cristales de plagioclasas de tamaño milimétrico (2 a 5 mm), levemente orientados, las texturas de cavidades son escasas y se encuentran en la base de la unidad.

- Interpretación: corresponden a flujos lávicos andesíticos resultado de un volcanismo efusivo subaéreo, la facies *vpAlf* representa diferentes velocidades de enfriamiento, con probable origen en las zonas más externas de la colada de lava, asociado a un escape de gases

mayor (abundantes vesículas); la facies $aAlf_{(ppoor)}$ se entiende como una colada de enfriamiento rápido (Alfaro y otros, 2015).

▪ **Toba-lapilli masiva y masiva con abundantes líticos o cristales (mLT ; $mLLT$; $mcrLT$)**

- Descripción: litologías volcanoclásticas de tamaño ceniza y subordinadamente lapilli fina, matriz soportada. Las litofacies masivas de toba-lapilli pueden mostrar varios estilos de clasificación, las variantes comunes incluyen toba-lapilli masiva rica en lítico ($mLLT$) y con abundantes cristales ($mcrLT$). Los litoclastos observados incluyen andesitas de colores variados (verdes, rojas, negras), escorias y pumicitas subordinadas; los cristaloclastos son principalmente plagioclasas alteradas y en colores rosados, localmente se observa cuarzo.

- Interpretación: para las facies mLT , $mLLT$ o $mcrLT$ la deficiente clasificación y la ausencia de estratificación indican una zona de límite de flujo dominada por escape de fluidos en la que se suprime la segregación traccional. La abundancia de cenizas finas en mLT indica que, aunque el escape de fluido puede haber caracterizado la zona límite de flujo e implicado la elutriación de cenizas finas, el proceso no estaba lo suficientemente desarrollado para elutriar todas las cenizas finas (Branney & Kokelaar, 2002). Los fragmentos de cristal pueden registrar la rotura causada por la expansión de las inclusiones fundidas durante la descompresión eruptiva (Best & Christiansen, 1997 en Branney & Kokelaar, 2002) o pueden estar relacionados con la tendencia de las burbujas de gas a nuclearse en las superficies de los cristales (Hurwitz & Navon, 1994 en Branney & Kokelaar, 2002). Se tratan de corrientes de densidad piroclásticas semifluidizadas controladas por gravedad y que se desplazan lateralmente al ras del suelo (Branney y Kokelaar 2002).

▪ **Tobas-lapilli masiva con textura eutaxítica ($emLT$)**

- Descripción: secuencias volcanoclásticas de tobas de ceniza con textura eutaxítica con texturas de tipo *fiamme*, composicionalmente se observan cristaloclastos de plagioclasa y subordinadamente cuarzo. Localmente se observó una secuencia caracterizada por presentar en su base por troncos fósiles silicificados de color marrón. Litofacies como $mcrLT$ con abundantes plagioclasas alteradas de color rosado y texturas interpretadas como *fiamme* son una variante de esta facies.

- Interpretación: la mala selección y estructura masiva indican que el control deposicional dominante fue el escape de fluidos desde el depósito en formación, debido a la capacidad de restringir la permeabilidad en la parte baja de la corriente, y anular los posibles efectos de la turbulencia del flujo y segregación de partículas; este mecanismo opera en corrientes cuya parte basal tiene una alta concentración de particular, conllevando una rápida agradación (Branney & Kokelaar, 2002).

▪ **Toba-lapilli con lapilli acrecional (LT_{acc})**

- Descripción: secciones volcanoclásticas de estructura masiva a levemente laminadas, caracterizadas por componentes ovoidales de tamaño entre 1 a 5 cm, constituidos por ceniza de granulometría media a gruesa. Los litoclastos observados en estos paquetes de ceniza son de un tamaño milimétrico, principalmente escorias.

- Interpretación: depósitos de tobas con lapilli acrecional (LT_{acc}) corresponden a un origen de caída, indicador de un volcanismo freatomagmático (Rosi, 1992).

▪ **Tobas con laminación paralela ($//bLT$)**

- Descripción: rocas volcanoclásticas conformada por tobas de ceniza media a fina con laminación paralela, subordinadamente cristales de plagioclasa de tamaño milimétrico (>1 mm).

- Interpretación: incluye depósitos de caída de plumas eruptivas y depósitos de corrientes de densidad piroclástica ricas en cenizas. Las capas de ceniza moderadamente clasificadas, estratificadas o laminadas en paralelo y con abundantes cristales pueden depositarse desde una zona de límite de flujo dominada por precipitación radiactiva directa a una corriente de densidad piroclástica completamente diluida. Las gradaciones en otras litofacies (por ejemplo, mLT) refleja tipos de límites de flujo intermedios (Branney & Kokelaar, 2002).

▪ **Brechas piroclástica masivas a débilmente laminadas ($mTBr$; $dbTBr$)**

- Descripción: depósitos equivalentes a tobas de lapilli, pero de grano grueso. La matriz es de color verde, mientras que los clastos son de una mala a moderada selección con un tamaño que va desde el milimétrico al centimétrico y una redondez angular a subredondeados; composicionalmente polimícticos con litoclastos andesíticos, escorias y pumicitas

subordinadas, los cristaloclastos están integrados por plagioclasas y en menor medida cuarzo. La ocurrencia de bombas balísticas está restringida a las partes superiores de la secuencia de la columna R1.E2.

- Interpretación: el pobre grado de selección y la estructura masiva de los depósitos sugieren la acción de procesos de sedimentación por agradación progresiva rápida a partir de corrientes de densidad concentrada (Branney & Kokelaar, 2002). La ausencia de una estratificación bien desarrollada indica la sedimentación de una zona límite de flujo en la que las concentraciones de clastos eran lo suficientemente altas como para suprimir la segregación turbulenta y el desarrollo de formas de lecho de tracción (Kokelaar y otros, 2007). La probable ocurrencia de *block sags* indicarían procesos de caída de bombas volcánicas en una sedimentación sin-eruptiva (Rocher & Valencillo, 2014).

▪ **Arenisca-fangolita masiva y/o con laminación paralela (*mSM*; // *bSM*)**

- Descripción: secuencias sedimentarias de tamaño fino a muy fino, de estructura masiva o con laminación paralela. Subordinadamente, se observó la presencia de cristaloclastos de obsidiana de tamaño milimétrico (>1 mm).

- Interpretación: la litología y granulometría se asocian a suspensión y corrientes de tracción débiles (Miall, 2006).

▪ **Arenisca masiva (*mS*)**

- Descripción: arenisca de aspecto masivo y granulometría media a grueso, selección moderada, composicionalmente se observan litoclastos volcánicos, probablemente andesíticos, y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa, estos últimos con una alta esfericidad y una redondez subangular.

- Interpretación: la geometría tabular y la estructura masiva de los depósitos podría indicar una rápida sedimentación desde una suspensión turbulenta (Benvenuti, 2003) o ser producto de una mala preservación en las estructuras sedimentarias. Una gradación o laminación parcheada muy tenue pueden ser indicios de depósitos de flujos por gravedad (Miall, 2006).

▪ **Areniscas conglomerádicas (SG)**

- Descripción: areniscas de granulometría media a gruesa, gradación incipiente, clasto soportado, subordinadamente se observan secciones con abundantes litoclastos de tamaño centimétrico y composición andesítica.

- Interpretación: la mala selección de las arenas y la ocurrencia de granos gruesos de gravas es indicativa de una carga de fondo de rápida sedimentación; los granos gruesos, incluidos los guijarros, se depositan al rodar en la alfombra de tracción de arena en eventos dinámicos únicos, como inundaciones repentinas (Miall, 2006).

▪ **Conglomerado-brecha con abundantes pumicitas compactadas (prG)**

- Descripción: rocas de granulometría gruesa, clasto soportado a matriz soportado, conformada por litoclastos pumicíticos, andesíticos y subordinadamente cristaloclastos de cuarzo. La matriz es de composición calcárea. Las pumicitas se encuentran fuertemente deformadas por compactación.

- Interpretación: relacionados a lluvia radiactiva de asentamiento subacuático o capas de flujo de granos de piedra pómez en pendientes empinadas (Bull y McPhie, 2007 en Rivas y otros, 2021; Cas & Wright, 1987). Los litoclastos de pumicitas compactados se asocian a procesos ocurridos durante la diagénesis (Rivas y otros, 2021).

▪ **Conglomerado-brecha masivo clasto soportado ($mG_{(cs)}$)**

- Descripción: rocas de granulometría gruesa, clasto soportado, empaquetamiento tangente y buena selección, los clastos (litoclastos y cristaloclastos) son subangulares a subredondeados y una baja esfericidad.

- Interpretación: los estratos clasto soportado se relacionan a flujos de grano, lo que implica un deslizamiento espontáneo y pasivo de una población de granos sin cohesión que constituye una capa de granos en movimiento bajo influencia de la gravedad. Estos flujos pueden también generarse en ambientes subacuáticos viscosos. Pendientes pronunciadas son propensas al colapso gravitacional, produciendo deslizamientos o flujos de granos (Cas & Wright, 1987). Esta litofacies representa flujos de escombros pseudoplásticos de baja resistencia, depositados a partir de flujos viscosos, laminares o turbulentos (Miall, 2006).

- **Caliza *bindstone* estromatolítica (*stBI*)**

- Descripción: rocas carbonatadas de tipo *bindstone* de color gris, se interpretan como construcciones laminadas estromatolíticas, se pueden diferenciar estructuras con laminación paralela (laminación algal paralela) y en forma de domos (laminación algal ondulada). La potencia de las láminas es milimétrica y de color negro a gris oscuro. Además, se pueden reconocer localmente cavidades que se relacionan a estructuras fenestrales o también denominadas *birdeyes*.

- Interpretación: la forma de crecimiento esta predominantemente controlada por el grado de turbulencia del agua, las esteras laminadas con diversas formas de cúpula son muy comunes en ambientes de aguas tranquilas como zonas intermareales, pero también en ambientes supramareales y submareales poco profundos, plataformas abiertas, zonas de marea de lagunas restringidas y costas áridas (Arche, 2010; Flügel, 2010).

- **Caliza *wackestone* masiva (*mWI*)**

- Descripción: roca carbonatada de color gris a negro grisáceo, subordinadamente se observan laminaciones algales irregulares. El registro fósil incluye escasos moldes de gastrópodos y microfósiles, estos últimos interpretados como calpionélidos.

- Interpretación: la ocurrencia de calizas de grano fino y matriz soportada (*wackestone*), conformadas por organismos sedimentadores, como lo pueden ser las algas, suelen indicar una sedimentación en ambientes protegidos, *lagoons* y plataformas restringidas (Arche, 2010).

4.2.2. Asociación

A continuación, basándose en las diferentes litologías observadas en los afloramientos se realiza la agrupación de las distintas facies descritas anteriormente, basado en la superposición vertical y relaciones genéticas (interpretaciones), identificando y describiendo 5 asociaciones de facies (AF, Tabla 4.2).

- **Asociación de facies AF1**

La asociación de facies AF1 corresponde a sucesiones métricas de rocas ígneas extrusivas de composición andesítica, estas se encuentran sobreyaciendo en contacto erosivo sobre rocas volcanoclásticas. Se pueden observar en las tres secciones estratigráficas trabajadas.

Tabla 4.2: Resumen de las asociaciones de facies definidas y su interpretación deposicional.

Asociación de Facies	Facies	Interpretación
AF1	$vpAlf$; $aAlf_{(ppoor)}$	Volcanismo subaéreo
AF2	mLT ; mLT ; $mcrLT$; $emLT$; $//bLT$; $mTBr$; $dbTBr$	Depósitos de flujos piroclásticos
AF3	$//bLT$; prG ; LT_{acc}	Depósitos de caída de piroclastos
AF4	mSM ; $//bSM$; mS ; SG ; $mG_{(cs)}$	Depósitos aluviales
AF5	$stBl$; mSM ; mWl	Depósitos en ambientes protegidos (llanuras mareales)

Los niveles correspondientes a coladas de lavas de composición intermedia representadas por lavas andesíticas de textura porfídica ($vpAlf$) y afanítica ($aAlf_{(ppoor)}$), se interpretan como flujos lávicos andesíticos resultado de un volcanismo subaéreo, el cual representa diferentes velocidades de enfriamiento dependiendo del tamaño y ocurrencia de los fenocristales observados (Alfaro y otros, 2015).

Las coladas de lavas se asocian a facies proximales (Fig. 4.35) en ambientes volcanoclásticos de composición intermedia (Manville y otros, 2009; Selles y otros, 2015)

▪ Asociación de facies AF2

La asociación de litofacies AF3 corresponde a una sucesión volcanoclástica de espesor métrico, integrada por tobas y brechas piroclástica masivas. Estas cubren gran parte de las tres columnas realizadas. Los depósitos masivos son el resultado de mezclas altamente concentradas, flujos piroclásticos, en los que las interacciones partícula-partícula dominan el movimiento piroclástico (Sulpizio & Dellino, 2008).

Las litologías correspondientes a tobas vítreas, cristalinas y tobas líticas asociadas a las facies mLT , mLT y $mcrLT$, respectivamente, y las facies $emLT$ se forman por procesos asociados a límites de flujo dominados por escape de fluidos, el cual generalmente representa el cuerpo de una corriente de densidad piroclástica, en ocasiones se generan gradaciones de acuerdo a la densidad de los accesorios y accidentales, esto se observa como una mayor abundancia de fragmentos líticos (Branney & Kokelaar, 2002). Las corrientes de densidad piroclásticas son flujos que suelen alcanzar distancias kilométricas siendo en las zonas proximales la sedimentación de material gruesos, y hacia las zonas distales depósitos más finos (Selles y otros, 2015; Branney y Kokelaar, 2002). Las facie masivas a débilmente estratificadas de tobas ($mTBr$ y $dbTBr$) se pueden relacionar a eventos explosivos proximales a la fuente, como una avalancha volcánica asociada a

un evento eruptivo, *syn-eruptive debris avalanche* (Murcia y otros, 2013; Selles y otros, 2015). Estas asociaciones marcan un inicio de volcanismo, probablemente violento; el evento es continuo a lo largo de la sedimentación de la cuenca.

Estos tipos de depósitos se asocian a flujos piroclásticos y suelen encontrarse en las facies proximales a distales en un ambiente volcánico (Fig. 4.35) relacionado a abanicos aluviales volcanoclásticos, variando en su espesor y granulometría de clastos.

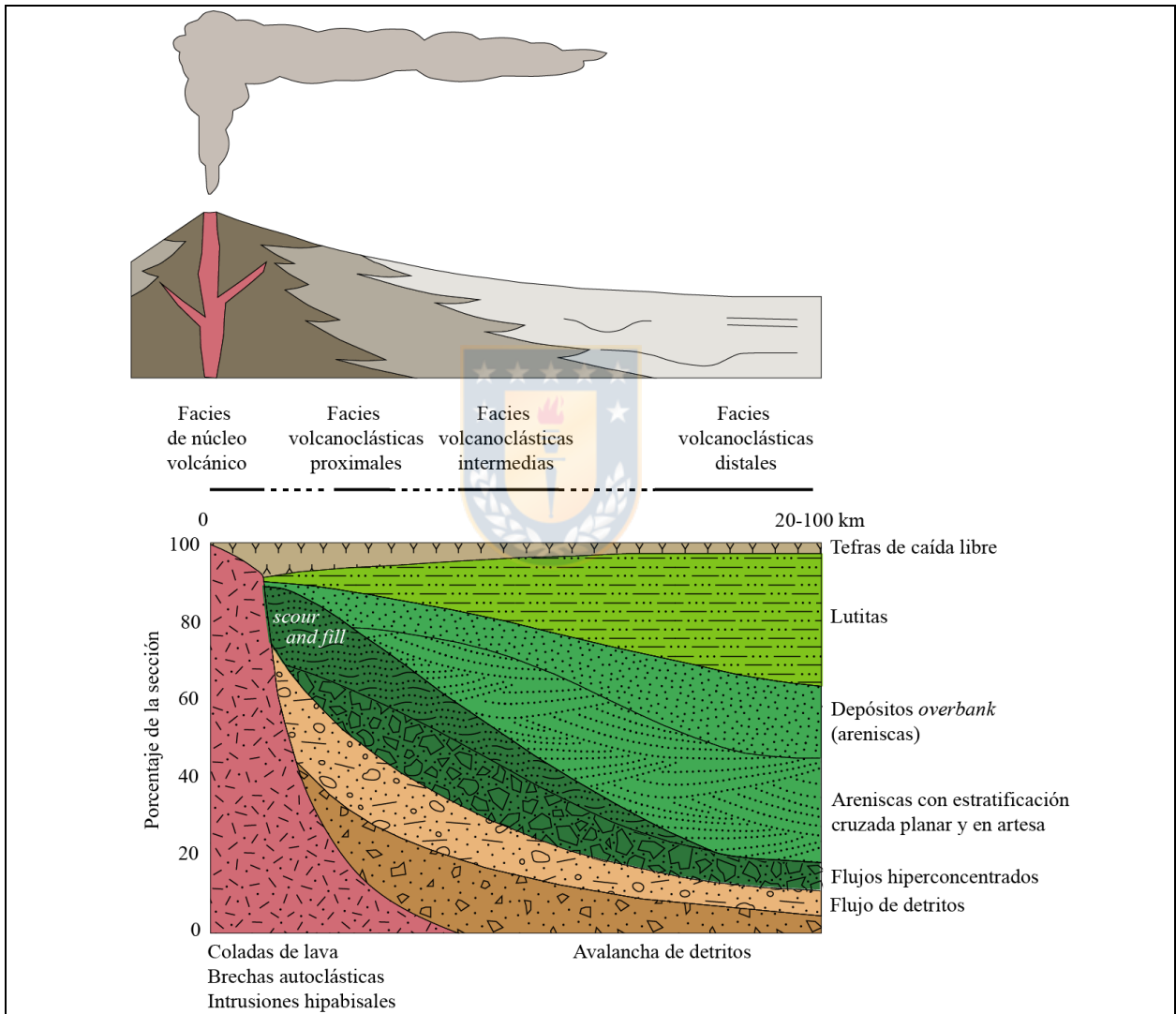


Figura 4.35: Esquema de distribución de facies volcanoclásticas en ambientes subaéreos de composición andesítica a dacítica. Tomado de Manville y otros (2009).

▪ Asociación de litofacies AF3

La asociación de facies AF3 agrupa las litofacies bLT , prG y LT_{acc} , los espesores de estos depósitos no superan la escala métrica y se observaron en las columnas R1.E1 y R2.E3.

Las facies //bLT generada por procesos asociados a plumas eruptivas se deposita en facies intermedias a distales (Manville y otros, 2009). Las litofacies de tobas ricas en lapilli acrecionaria (LT_{acc}), indicadores de un volcanismo freatomagmáticos, son comunes en facies distales como capas plano-parallelas bien estratificadas y de manera subordinada en facies proximales como depósitos intercaladas con depósitos de oleada (Rosi, 1992). Finalmente, las facies prG asociados a procesos volcanoclásticos y una sedimentación subacuática en una rampa carbonatada exterior o intermedia (Rivas y otros, 2021).

La asociación se interpreta como depósitos de caída de piroclastos en facies intermedias a distales en un ambiente volcánico.

▪ Asociación de litofacies AF4

La asociación de facies AF4 corresponde a sucesiones de rocas sedimentarias de granulometría tamaño limo a grava, mayoritariamente son de aspecto masivo, subordinadamente se observa laminación paralela en el material fino y gradación en sedimentos gruesos. Se encuentran intercalando rocas volcanoclásticas y sedimentarias carbonáticas en contactos netos. Las dimensiones de los estratos van desde espesores centimétricos a métricos.

Los materiales finos asignados a lutitas se encuentran confinados en capas delgadas, con laminación paralela, la sedimentación de estos sedimentos (//bSM) es preferentemente en desbordamientos, al interior de canales, secciones distales o como agregado fino en carga de fondo (Ekes, 1993 en Reading, 1996). Las areniscas finas a muy finas masivas (mSM) pueden ser el resultado de una rápida sedimentación por inundación (Reading, 1996).

Los depósitos de arenisca masiva (mS) en estratos tabulares comúnmente ocurren hacia la base de los cuerpos de arena de canal y se atribuyen a la rápida sedimentación asociada a una alta concentración de sedimentos, interpretándose como sedimentación de flujos no confinados durante inundaciones (*flash floods*, Reading, 1996; Castillo, 2021).

Las facies SG, donde las capas conglomerádicas se encuentran confinadas en unos pocos centímetros, se generan por fuertes corrientes, flujos hiperconcentrados volcánicos (*volcanic hyperconcentrated flow*), flujos de corrientes (*stream flow*) o flujos laminares (Reading, 1996; Murcia y otros, 2013). Si bien, la sedimentación de $mG_{(cs)}$ con granulometría tamaño grava a gravilla puede ser un contraste debido a cambios en etapas de agua durante ciclos de inundación

(Reading, 1996), también se pueden interpretar como flujo de granos en escarpes empinados (Cas & Wright, 1987).

Por lo tanto, es probable que la asociación AF4 corresponda a un sistema asociado a un ambiente aluvial de tipo volcanoclástico. Los depósitos de *mS* representarían las secciones intermedias a distales, *mSM*, *//bSM* y *SG* se interpretan como probables sedimentaciones de flujos laminares dentro de un abanico aluvial, estos relacionados a una sección distal (Selles y otros, 2015). Los sedimentos de *mG_(cs)* se podrían asociar a eventos de progradación en secciones intermedias dentro de un sistema aluvial debido a flujos de sedimento por gravedad (Reading, 1996; Selles y otros, 2015).

▪ Asociación de litofacies AF5

La asociación de facies AF5 se encuentra conformada por calizas tipo *bindstone* (*stBl*) con laminación algal, calizas *wackestone* masivas (*mWl*) y areniscas-fangolitas masivas (*mSM*).

La forma de crecimiento algal está predominantemente controlada por el grado de turbulencia del agua. Las esteras laminadas son comunes en ambientes de aguas tranquilas supramareales e intermareales, mientras que las formas de crecimiento domal son comunes en ambientes submareales (Logan y otros, 1964 en Flügel, 2010).

Las formaciones de estromatolitos suelen crecer en las zonas más someras del litoral, en los primeros 10 a 25 m, ya que precisan de luz solar y oxígeno para crecer, aunque se conocen bioconstrucciones en profundidades de hasta 100 m (Kempe y otros, 1991 en Arche, 2010). A su vez, las estructuras fenestrales (*birdseyes*) se forman generalmente en sedimentos micríticos e indican un origen supramareal o intermareal (Arche, 2010). La sedimentación de secuencias calcáreas de grano fino, matriz soportada, con asociaciones algales (*biostromas* a *biohermos*) se asocian a ambientes protegidos como *lagoons* o plataformas restringidas (Arche, 2010). Por otra parte, la distribución de sedimentos en las llanuras mareales está condicionada por la distribución vertical de las corrientes mareales, la consecuencia más directa es la presencia de una gradación vertical y horizontal del tamaño de grano, de tal modo que el material de grano más grueso se deposita en dirección a las zonas submareales y el material más fino hacia las zonas supramareales (Mariño, 2015).

Por lo tanto, la asociación se interpreta como depósitos de zonas someras protegidas (ambientes mareales), conformando depósitos calcáreos en una plataforma carbonática.

5. DISCUSIÓN

5.1. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

A partir de observaciones en terreno se puede señalar un desarrollo continuo en la evolución de la secuencia, donde no se distinguen contactos discordantes entre capas. Los datos litológicos permiten realizar una correlación estratigráfica entre las tres columnas realizadas en el sector el Rosado. En consecuencia, se establece una relación entre los afloramientos de R1.E2 y R2.E3 basándose en la capa portadora de la flora fósil (E2-4 y E3-10, respectivamente), estrato que se considera como el mismo depósito de flujo piroclástico. El mapeo de las capas al NE de las columnas R1.E1 y R1.E2, junto a su ubicación y topografía, permiten establecer que la columna R1.E1 sobryace R1.E2 (Fig. 5.1). La variación en la vertical de la sucesión establece un predominante dominio volcánico en la base, con mayores aportes sedimentarios carbonáticos hacia techo.

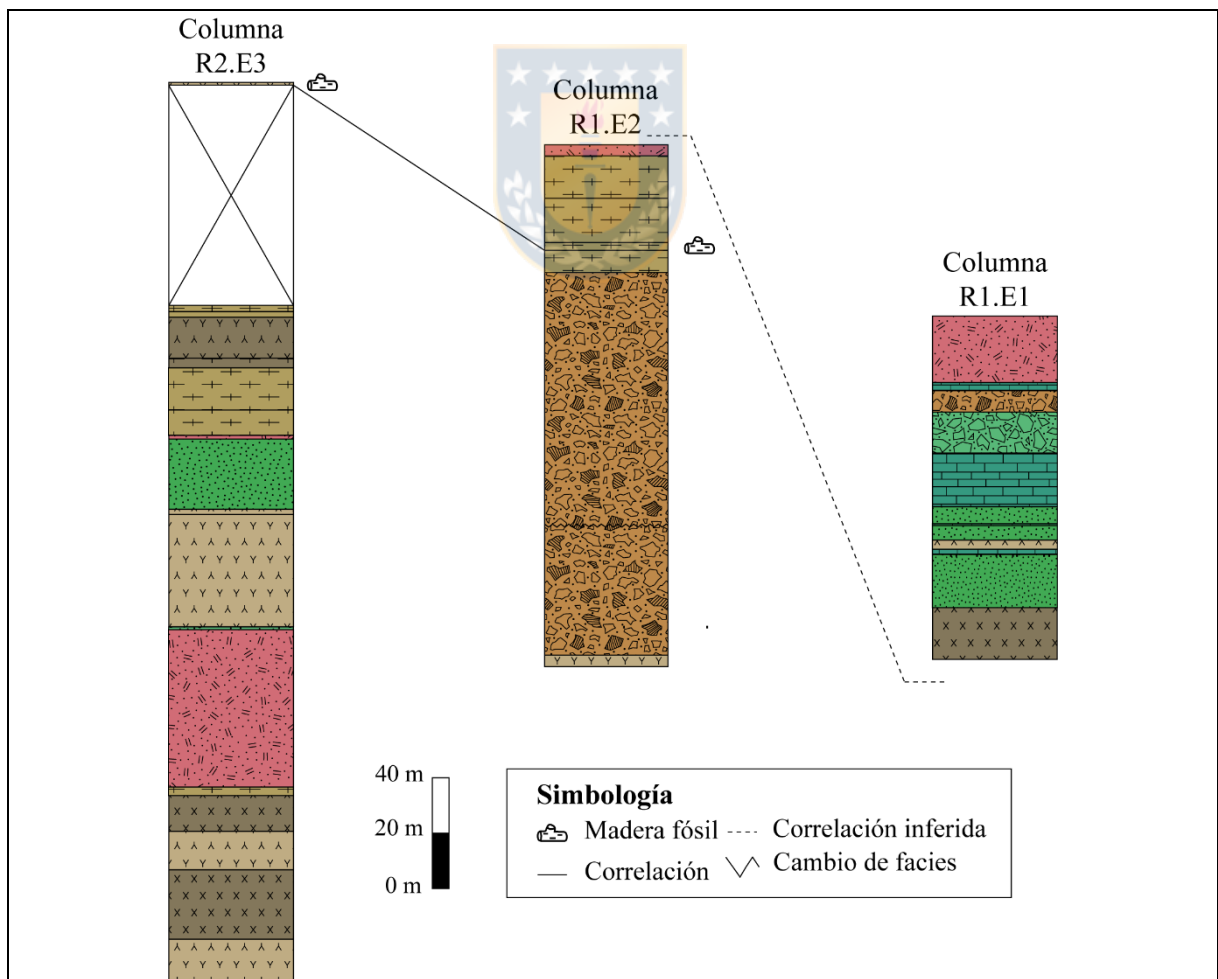


Figura 5.1: Correlación de las columnas estratigráficas sector cerro Rosado.

5.2. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

Las unidades litológicas del cerro Rosado se caracterizan por incluir rocas volcanoclásticas y siliciclásticas de origen continental, además de rocas carbonáticas de origen marino somero. Las principales litologías las conforman tobas de lapilli y de ceniza de composición cristalina, lítica y vítrea, además de brechas piroclástica y areniscas de granulometría fina a media; subordinadamente calizas. Las 17 facies descritas permiten definir 5 asociaciones de facies, las que sugieren 2 ambientes de sedimentación principales (Fig. 5.2), aluvial y marino somero (ambientes mareales restringidos), cercana a una zona volcánica activa.

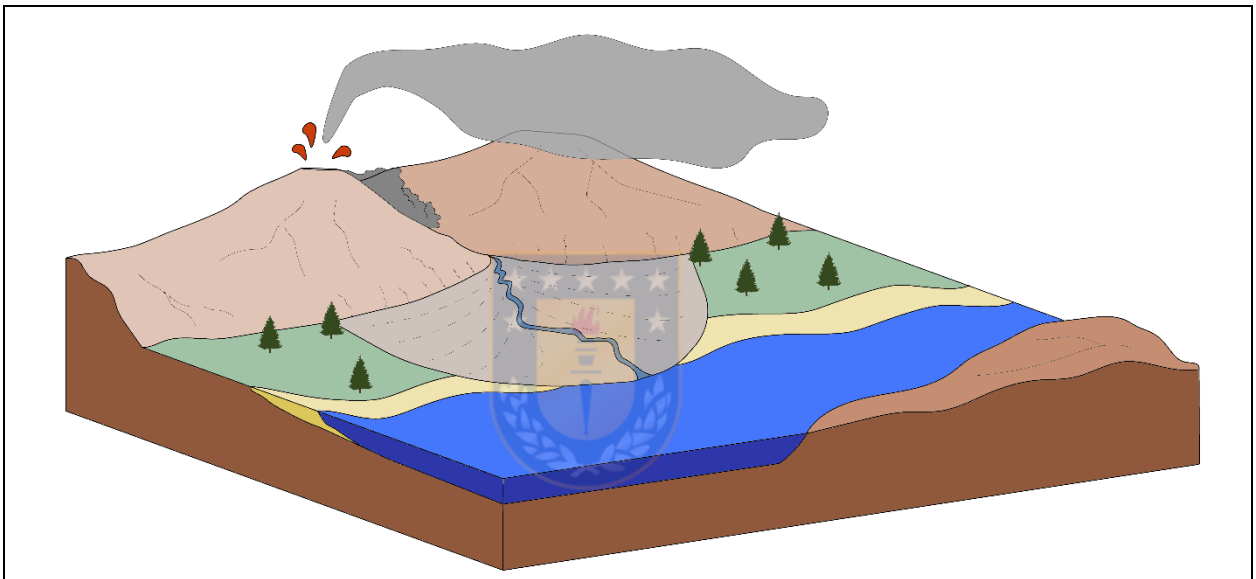


Figura 5.2: Esquema interpretativo del ambiente de sedimentación.

En cuencas rodeadas por actividad volcánica, cuencas de ante e intra-arco, existe una mezcla de sedimentos volcánicos y sedimentarios que se acumulan en los bajos topográficos, generados por depósitos de lahar y abanicos aluviales volcanoclásticos (Smith & Landis, 1995; Manville y otros, 2009; Selles y otros, 2015). Las litofacies están representadas por una estructura masiva, que se interpretan como flujos de grano, hiperconcentrados y de corriente. Además, es posible sugerir depósitos asociados a flujos laminares, dentro del sistema aluvial, caracterizado por litologías de grano fino a medio con una estructura masiva y subordinada laminación paralela.

De acuerdo a las descripciones litológicas y granulométricas realizadas es posible agrupar los depósitos volcanoclásticos y sedimentarios respecto a su proximidad al centro eruptivo en 3 facies: (1) facies proximales, (2) facies intermedias y (3) facies distales. Las facies proximales

incluyen flujos lávicos y depósitos volcanoclásticos, en particular aquellos más gruesos como tobas de lapilli y brechas piroclásticas. Las facies intermedias representan la sedimentación de material volcanoclástico y sedimento siliciclástico, como flujos laminares o de granos y oleadas piroclásticas. Las facies distales evidencian la sedimentación terminal por lo que se encuentran mayor abundancia de depósitos de flujo laminar de granulometría fina y depósitos de caída de piroclastos (Manville y otros, 2009; Selles y otros, 2015).

Asociado a estas secuencias se encuentra el material fósil correspondiente a troncos y restos foliares encontrados en la zona de estudio (Fig. 5.3 A y B).

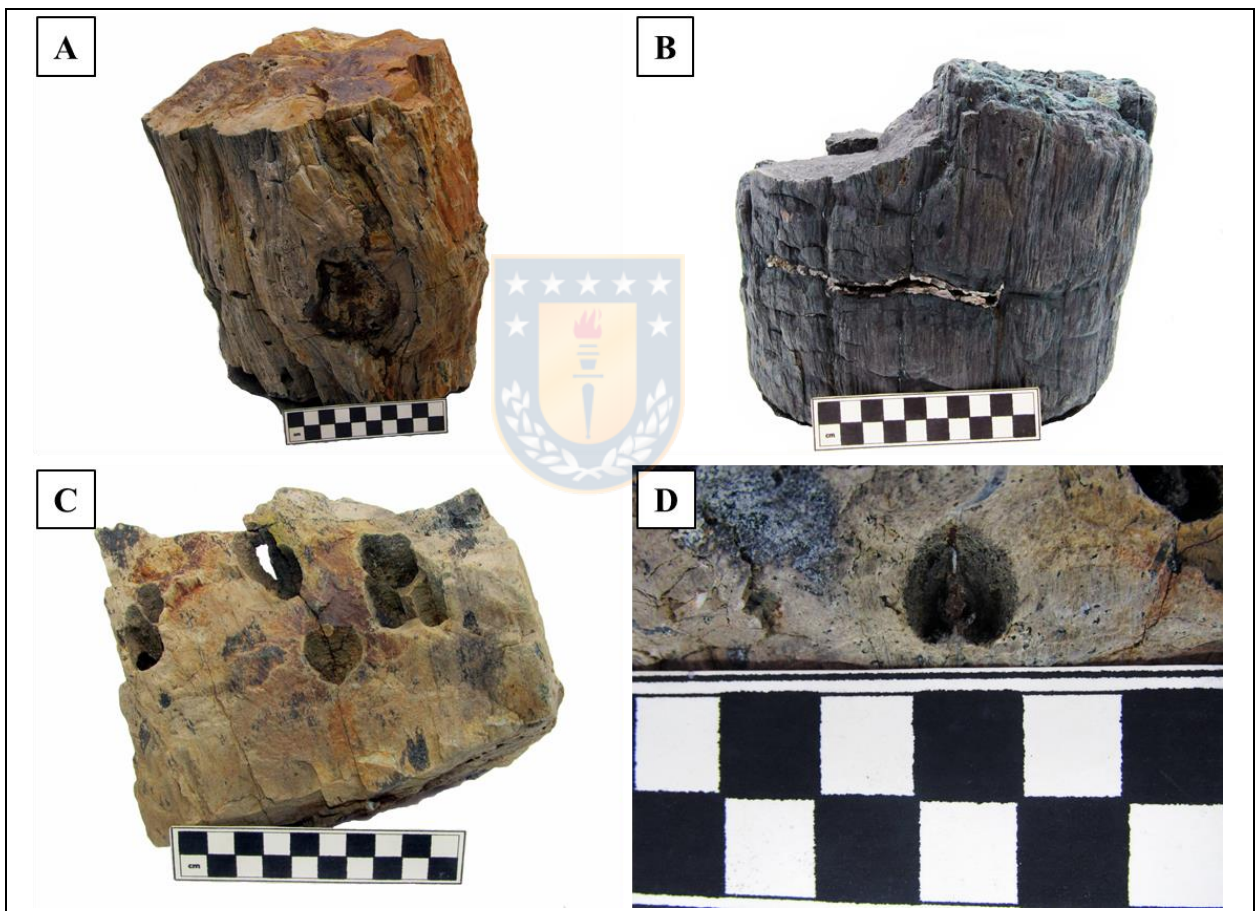


Figura 5.3: Restos vegetales fósiles. (A y B) Restos vegetales silicificados asociados a los estratos fosilíferos de E2-4 y E3-10. (C y D) Muestra con evidencias de perforaciones (*borings*) asociadas a *Teredolites*.

El ambiente marino somero está representado por las litofacies carbonáticas y siliciclásticas de grano fino a muy fino. Las laminaciones algales (paralelas y onduladas) y estructuras fenestrales observadas en las calizas evidencian una sedimentación en llanuras mareales, que varía entre secciones supramareales, intermareales y submareales. La sedimentación de estas

secuencias carbonáticas se dispone sobre una superficie de tipo *hardground* (cementación de facies arenosas de granulometría fina por cemento calcáreo, como se observó en el tramo E1-2) y son interrumpidos por eventos esporádicos de sedimentación volcanoclástica. Se le asigna a este ambiente los restos fósiles, gasterópodos y bivalvos (Fig. 5.4), encontrados en rodados. Además, el hallazgo de un tronco fósil con perforaciones (*borings*) asociados al icnogénero *Teredolite* (Fig. 5.4, C y D) indica un proceso de ingreso de madera a ambientes marinos, abiertos o marginales, por inundación de llanuras costeras (Savrda y otros, 2005 en Medina y otros, 2014).

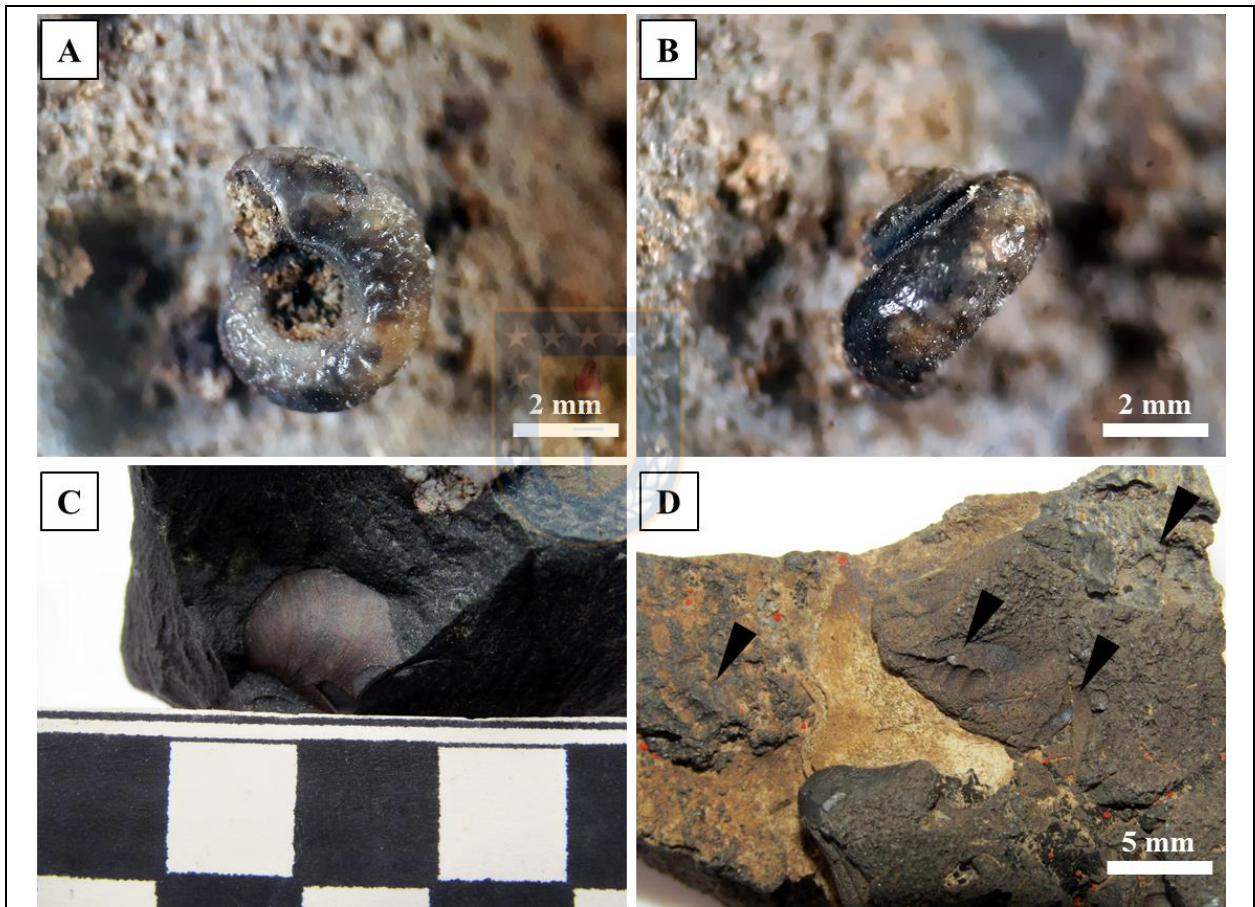


Figura 5.4: Muestras fósiles sin asignación estratigráfica. (A, B) Vistas de gasterópodo con forma evoluta, encontrado en rodado de caliza estromatolítica. (C) Valva de bivalvo en rodado de arenisca fina. (D) Moldes externos de gasterópodo con forma turriculada, encontrado en rodado de caliza estromatolítica.

5.3. CORRELACIONES Y EDAD

Skarmeta (1974) en su Memoria de Título describe una secuencia volcanoclástica en la zona aledaña al río Emperador Guillermo, a unos 3 km al NE del cerro Rosado. La sucesión litológica

está compuesta por lutitas fosilíferas, tobas, brechas volcánicas, andesitas y, subordinadamente, calizas (Fig. 5.5) asignadas a la “Formación Coyhaique”; la secuencia sobreyace tobas andesíticas y brechas de la “Formación Elizalde” (Formación Ibáñez).

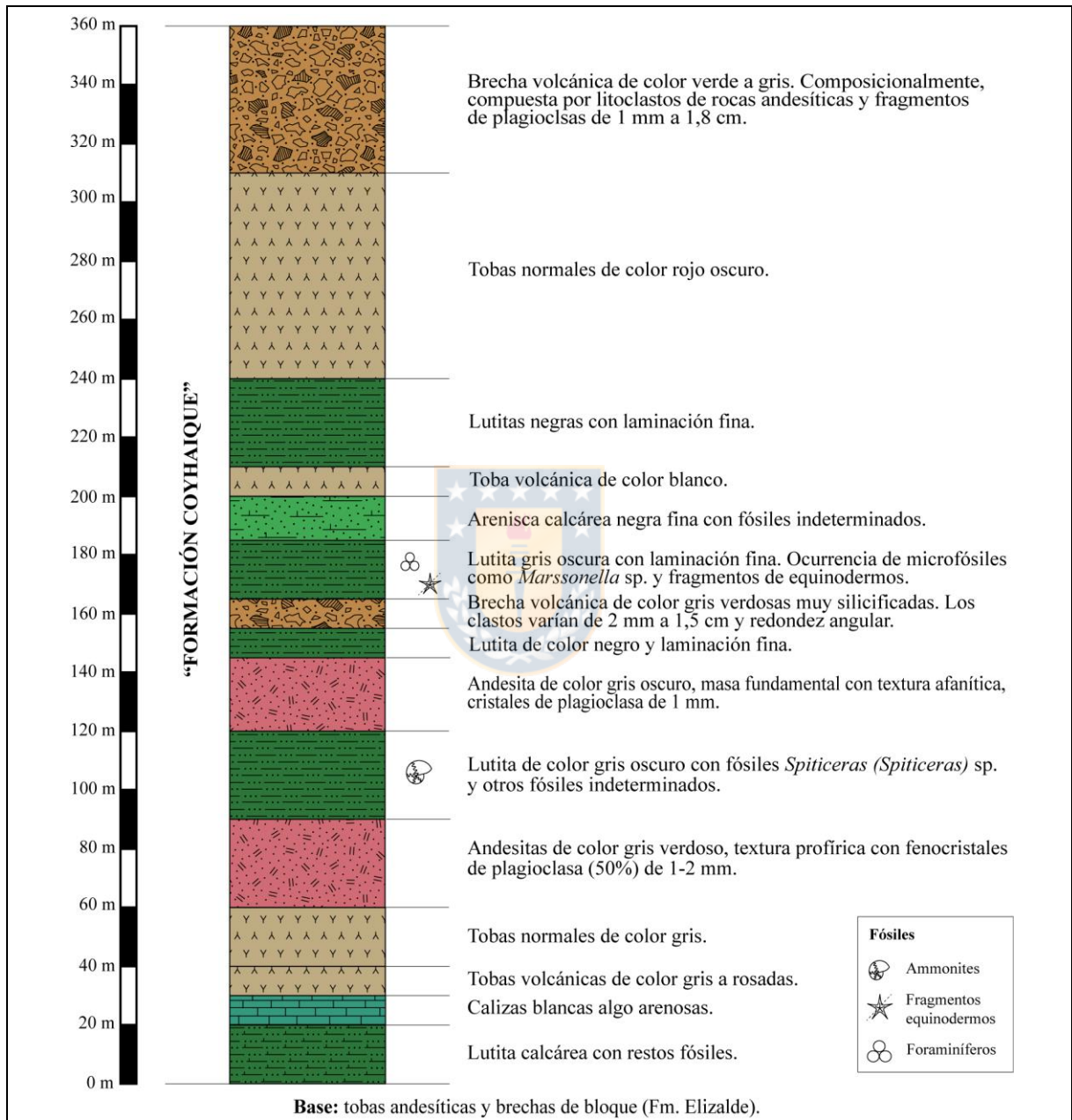


Figura 5.5: Columna estratigráfica en el área río Emperador Guillermo. Tomado de Skarmeta (1974).

En la columna de Skarmeta (1974) las litologías por debajo del estrato de lutitas con *Spiticeras* (*Spiticeras*) sp. son correlacionadas en el lado argentino (Lago Fontana) con la Formación La Plata por Ramos (1981), con una edad Berriasiano. La ocurrencia del ammonite

indicaría un ambiente marino distal interdigitado a un volcanismo intermitente durante el Cretácico Inferior (Ploszkiewicz & Ramos, 1977). Posteriormente, Niemeyer y otros (1984) correlacionan las secciones superiores de la columna Emperador Guillermo (tobas de color rojo oscuro y brechas volcánicas de color verde a gris) a la Formación Divisadero, mientras que las rocas que la subyacen pertenecen a la “Formación Coyhaique”.

Adyacente al área de estudio Suárez y otros (2007) describen, en la carta geológica Ñireguao-Baño Nuevo, la Unidad Complejo Volcánico Lago Norte. La secuencia está compuesta por rocas volcánicas, intercalaciones calcáreo-volcanoclásticas, coquinoideas y fosilíferas en niveles inferiores. Se puede agrupar principalmente en depósitos de flujos piroclásticos, lavas intermedias a básicas, domos e ignimbritas y niveles marinos, estos últimos comprenden bancos de calizas tobáceas fosilíferas intercalados con tobas de caída e ignimbritas. El horizonte calcáreo-volcanoclástico se correlaciona a la Formación Toqui, por el contenido de ammonites, indicando edades entre el Berriasiano al Hauteriviano. Valores SHRIMP U-Pb en zircones de ignimbritas indican edades de $140,3 \pm 2,0$; $139,7 \pm 2,0$; $137,6 \pm 4,0$; $137,6 \pm 3,4$; $137,3 \pm 2,4$ y $136,1 \pm 3,2$ Ma (Suárez y otros, 2005 en Suárez y otros, 2007; Suárez y otros, 2007 en Suárez y otros, 2007); valores K-Ar (roca total) en lavas andesito-basálticas de 135 ± 5 Ma. El rango de edad asignado al Complejo Volcánico Lago Norte es del Jurásico Superior (?) al Valanginiano tardío/Hauteriviano temprano.

A 60 km aprox. al NE del área de estudio, en la Provincia de Chubut (Argentina), Ramos (1976, en Ramos 1981) define en el sector de los lagos La Plata y Fontana la Formación Cotidiano representada por facies calcáreas marinas asociados a depósitos arrecifales y carbonáticos derivados de la actividad algal, la cual sobreyace e interdigita secuencias volcanoclásticas (andesitas, tobas y brechas volcánicas) y sedimentarios de la Formación La Plata (Ramos, 1976; 1981; Depine & Ramos, 2004). En el lado chileno, las unidades La Plata y Cotidiano son equivalentes a las formaciones Ibáñez y Toqui, respectivamente (Niemeyer y otros, 1984; Suárez & De la Cruz, 1994).

A escala regional, De la Cruz y Suárez (2006) describen en la carta geológica del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez una unidad, a 23 km al E de la localidad de Puerto Guadal, compuesta por litologías calcáreas arenosas, caracterizada por calizas estromatolíticas y limolitas calcáreas con intercalaciones de tufitas y conglomerados. Sobreyace a la asociación anterior areniscas, brechas y tobas, en las cuales se identificó la presencia de fragmentos de troncos fósiles del género

Podocarpoxylon. La secuencia anteriormente descrita es asignada por los autores como Formación Toqui, a partir de valores K-Ar (biotita oxidada) en tobas de 139 ± 3 Ma y K-Ar (biotita) en ignimbritas de entre 149 y 145 Ma (Cretácico Inferior, Suárez & De la Cruz, 1997 y 2000 en De la Cruz & Suárez, 2006).

Suárez y otros (2009) confirman que el volcanismo de la Formación Ibáñez fue sincrónico con la sedimentación de la Formación Toqui, a partir de información paleontológica y dataciones en afloramientos de la Cordillera Patagónica central. Además, señalan relaciones estratigráficas donde la unidad Ibáñez subyace a secciones mal expuestas de la Formación Katterfeld, específicamente en el Complejo Volcánico Lago Norte. De modo que la sedimentación marina durante las primeras etapas de la Cuenca de Aysén son coetáneas a la actividad volcánica, y evidencian relaciones complejas entre unidades.

A partir de estos antecedentes se puede sugerir que la columna realizada por Skarmeta (1974) evidencia relaciones entre las unidades Katterfeld, Toqui e Ibáñez, como se plantea en la Fig. 5.6.

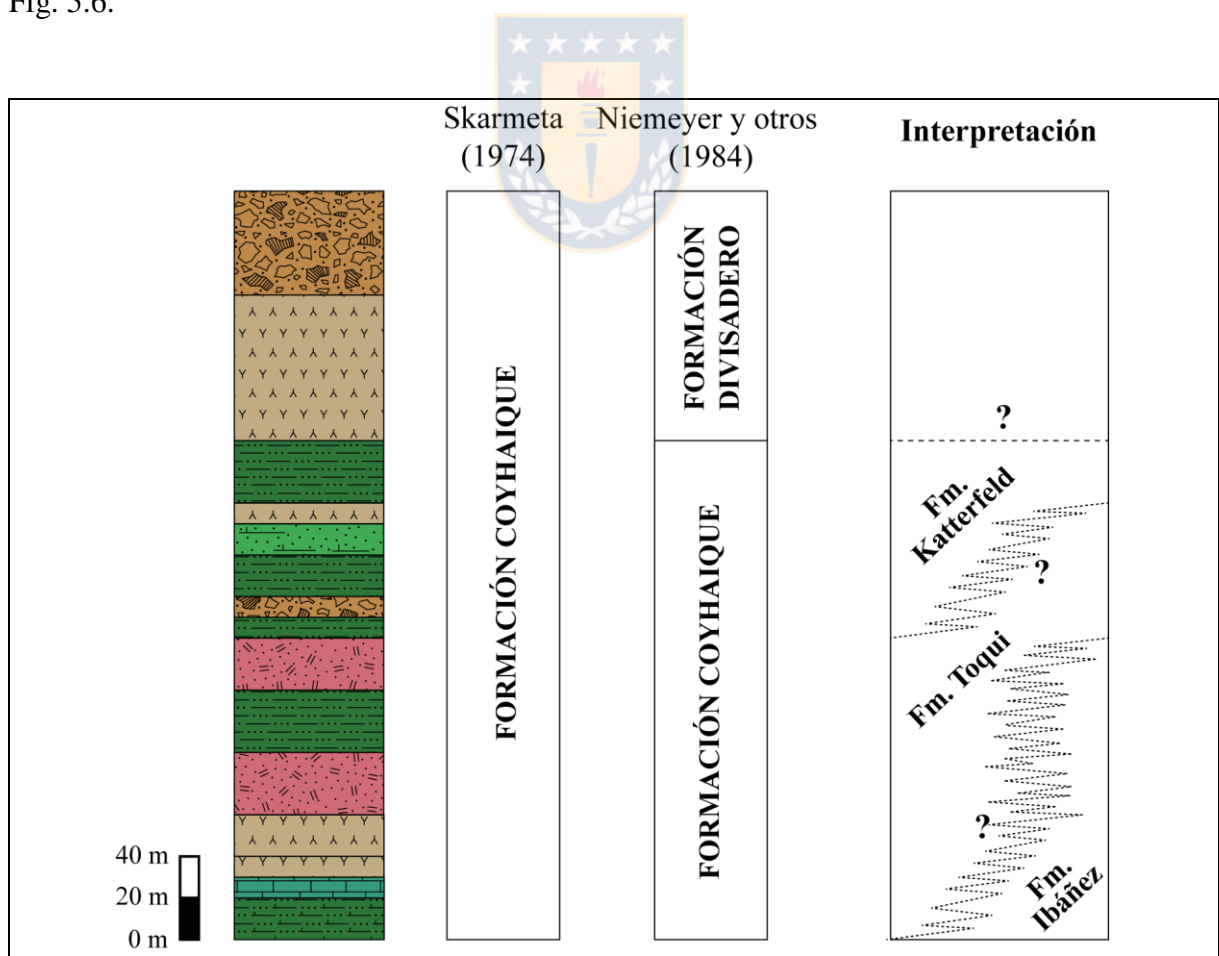


Figura 5.6: Interpretación de la secuencia de Skarmeta (1974).

En consecuencia, las litologías observadas en el sector cerro Rosado no se correlacionan directamente a la columna río Emperador Guillermo, esto al no evidenciar secuencias atribuibles a la Formación Katterfeld en el área de estudio que permita establecer relaciones estratigráficas con las rocas estudiadas en este presente trabajo; por lo que se asigna la unidad descrita en esta Memoria a un segmento subyacente a lo anteriormente descrito, considerándolas como parte entre Formación Toqui e Ibáñez, con un rango de edad entre el Titoniano-Valanginiano. Esto se puede sustentar en la posible ocurrencia de calpionélidos en rocas carbonatadas lo que permitiría establecer una edad entre el Jurásico Superior (Titoniano medio) al Cretácico Inferior (Valanginiano) (Flügel, 2010).



6. CONCLUSIONES

Las rocas del sector cerro Rosado corresponden a secuencias volcanoclásticas, sedimentarias y, en menor medida, ígneas extrusivas (lávicas); con una potencia mínima medida de 520 metros, aproximadamente. La caracterización litológica de la unidad permite sugerir una sedimentación mixta, con aporte de un volcanismo y una sedimentación marina, lo que podría atribuirse a las etapas iniciales de la formación de la Cuenca de Aysén.

Las litologías que afloran en el sector más oriental (R1.E1) del área de estudio poseen un gran predominio de rocas sedimentarias carbonáticas, en comparación a las litologías que afloran en los sectores occidentales. Los afloramientos descritos en las columnas estratigráficas R1.E2 y R2.E3 evidencian una mayor dominio de aportes volcánicos, con depósitos de tobas y brechas piroclásticas, principalmente; en estas unidades se observa la ocurrencia de madera fósil en estratos interpretados como flujos piroclásticos, las altas temperaturas de estos procesos explicarían las características observadas en los ejemplares fósiles, restos foliares y madera, con indicios de carbonización durante el evento de sedimentación.

La asociación de facies descritas permite interpretar una actividad volcánica predominante con flujos lávicos y depósitos volcanoclásticos, además de dos eventuales ambientes de sedimentación, siendo estos de tipo marino somero y aluvial. El ambiente marino somero, debido a las características de las rocas asociadas permite sugerir una cuenca protegida con formación de estructuras órgano-sedimentarias interpretadas como estromatolitos. Esta sedimentación se ve interrumpida por eventos eruptivos, los cuales son relacionados a coladas de lavas, depósitos de flujo y caída de piroclastos, principalmente. Es durante estos sucesos que una corriente densa (flujos piroclásticos) de gran temperatura se desplazó por una ladera con abundante vegetación, generando una capa tobácea con concentrados restos de flora fósil. Los depósitos volcanosedimentarios se agrupan y relacionan en ambientes de tipo aluvial, junto a depósitos sedimentarios asociados a flujos laminares. En consecuencia, se sugiere un ambiente de sedimentación restringido cercano a la costa y adyacente a una zona volcánica.

A partir de las observaciones e interpretaciones realizadas en terreno es posible establecer estratigráficamente que las secuencias de la columna R2.E3 se encuentran hacia base en comparación a las encontradas en R1.E1, siendo la capa portadora de flora fósil observada en el tramo E3-10 correlacionable con las litologías del tramo E2-4.

Finalmente, a partir de una discusión bibliográfica es posible sugerir que las rocas encontradas en el sector cerro Rosado, formen parte de la compleja sedimentación mixta desarrollada durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, interpretadas como parte de las formaciones Ibáñez y Toqui, sugiriendo un rango de edad para la secuencia entre el Titoniano al Valanginiano.



7. REFERENCIAS

- ADRIASOLA, A.; THOMSON, S.; BRIX, M.; HERVÉ, F. & STÖCKHERT, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **95**: 504-528.
- AGUIRRE-URRETA, M. & RAMOS, V. 1981. Estratigrafía y Paleontología de la Alta Cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica - provincia de Santa Cruz, Congreso Geológico Argentino N° 8. Actas **3**: 101-133. Buenos Aires.
- ALFARO, R., WILKE, H. G., GONZÁLEZ, R., PERALTA, A., & MARTÍNEZ, A. 2015. Nuevos antecedentes acerca del ambiente de depositación de las rocas volcánicas triásicas de la Formación Cerro Guanaco (Precordillera de Antofagasta, Chile). Congreso Geológico Chileno N° 14. Actas: 4 pp. La Serena.
- ANDRADE, F.; BENADO, J. & PÉREZ-BARRÍA, L. 2022 (en Publicación). Bien Nacional Protegido Cerro Rosado (~45°22'S-72°6'O): primeros antecedentes petrográficos. *Revista Aysenología*, Vol. **12**. Coyhaique.
- ARCHE, A. 2010. Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 1287 pp. Madrid.
- BAKER, P.; REA, W.; SKARMETA, J.; CAMINOS, R. & REX, D. 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46 degrees S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Vol. **303**: 105-149.
- BELL, C.; DE LA CRUZ, R.; SUÁREZ, M. & TOWNSEND, M. 1996. The evolution of the Aysen Basin, an early Cretaceous epicontinental interior seaway in the southernmost South America. International Symposium of Andean Geodynamics N° 3. 289-292 pp. Saint-Malo
- BÖRGEL, J. 1983. Geomorfología y Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar. 373 pp. Santiago.
- BRANNEY, M. & KOKELAAR, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *The Geological Society of London*. Memoir 27: 143 pp. Londres.
- BRUCE, R.; NELSON, E.; WEAVER, S. & LUX, D. 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; Constraints on magmatic arc development. *Geological Society of America Special Papers*. Vol. **265**: 1-12.

CAS, R. & WRIGHT, J. 1987. Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions. Allen and Unwin: 528 pp. Londres.

CASTILLO, D. 2021. Petrografía y análisis de facies de rocas estratificadas del Guadalupiano-Triásico Medio en la Cordillera Frontal de Elqui (29°58'-30°24'S), Región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 220 pp. Concepción.

CORTÉS, J. 1996. Geología del área comprendida entre Lago Verde y Alto Río Cisnes, Región de Aysén, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 147 pp. Santiago.

DE LA CRUZ, R. & CORTÉS, J. 2011. Geología del área oriental de la Hoja Puerto Cisnes, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, Carta Geológica de Chile, Serie Básica N° 127. Servicio Nacional de Geología y Minería: 70 pp. Mapa escala 1:125.000. Santiago.

DE LA CRUZ, R.; SUÁREZ, M.; BELMAR, M.; QUIROZ, D. & BELL, M. 2003. Geología del área Coihaique-Balmaceda, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 80. Servicio Nacional de Geología y Minería: 40 pp. Mapa escala 1:100.000. Santiago.

ECHAURREN, A. 2017. Evolución tectónica del sistema orogénico Andino en la Patagonia Norte (42-44°S). Tesis para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito): 170 pp. Buenos Aires.

FLÜGEL, E.; MUNNECKE, A. 2010. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Springer-Verlag: 984 pp. Heidelberg.

FOLGUERA, A. & IANNIZZOTTO, N. 2004. The Lagos La Plata and Fontana fold-and-thrust belt: long-lived orogenesis at the edge of western Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **16**: 541-566.

GIANNI, G.; NAVARRETE, C., ECHAURREN, A., DÍAZ, M., BUTLER, K.; HORTON, B.; ENCINAS, A. & FOLGUERA, A. 2019. Northward propagation of Andean genesis: Insights from Early Cretaceous synorogenic deposits in the Aysén-Río Mayo Basin. *Gondwana Research*. Vol. **77**: 238-259.

GUAJARDO, F. 2022. Geología y Patrimonio del sector río Correntoso-cerro El Rosado, entre as coordenadas 45°20'-45°23'S y 72°10'-72°5'W, Región de Aysén, Chile. Memoria para

optar al título de Geólogo. Universidad Andrés Bello, Facultad de Ingeniería (Inédito): 108 pp. Viña del Mar.

GUST, D.; BIDDLE, K.; PHELPS, D. & ULIANA, M. 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*. Vol. **116**: 223-253.

HALLER, M. & LAPIDO, O. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **35**: 230-247.

HALLER, M. & LAPIDO, O. 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. *Earth-Science Reviews*. Vol. **18**: 395-410.

HALPERN, M. & FUENZALIDA, R. 1978. Rb-Sr geochronology of a transect of the Chilean Andes between latitudes 45° and 46°S. *Earth Planetary Science Letters*. Vol. **41**: 223-253.

HEIM, A. 1940. Geological observations on the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Eclogae Geologicae Helvetiae*. Vol. **33**: 25-51.

HERVÉ, F., PANKHURST, R.; FANNING, C.; CALDERÓN, M. & YAXLEY, G. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*. Vol. **97**: 373-394.

MALONEY, K.; CLARKE, G.; KLEPEIS, K. & QUEVEDO, L., 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*. Vol. **32**: 1049-1065.

MANVILLE, V.; NÉMETH, K. & KANO, K. 2009. Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, Vol. **220**: 136-161.

MARIÑO, E. 2015. Identificación y caracterización de facies de la Formación Hollín en un afloramiento ubicado en el Proyecto Hídrico Coca-Codo Sinclair, Provincia de Napo. Tesis para optar al título de Ingeniera Geológica. Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Ingeniería en Geología y Petróleos (Inédito): 204 pp. Quito.

MIALL, A. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag: 582 pp. Heidelberg.

MPODOZIS, C. & RAMOS, V. A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, *rifting*, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación geológica Argentina*. Vol. **63**: 481-497.

MURCIA, H.; BORRERO, C.; PARDO, N.; ALVARADO, G.; ARNOSIO, M. & SCOLAMACCHIA, T. 2013. Depósitos volcanoclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*. Vol. **48**: 15-39.

NICHOLS, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. Wiley-Blackwell: 419 pp. Oxford.

NIEMEYER, H.; SKARMETA, M.; FUENZALIDA, R. & ESPINOZA, W. 1984. Hoja Península de Taitao y Puerto Aisén, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, Carta Geológica, N° 60-61. Servicio Nacional de Geología y Minería: 80 pp. Mapa escala 1:500.000. Santiago.

NISHIDA, M.; OHSAWA, T.; NISHIDA, H. & RANCUSI, M. 1992. Permineralized Coniferous Woods from the XI Region of Chile, Central Patagonia. *Science Report of the Research Institute of Evolutionary Biology*. Vol. **7**: 47-59.

OLIVERO, E. & AGUIRRE-URRETA, M. 2002. Sucesión de amonoides de la Formación Katterfeld (Valanginiano-Hauteriviano) en su área tipo, Lago Fontana. Congreso Geológico Argentino N° 15. Actas **1**: 485-490. El Calafate.

PANKHURST, R. J., WEAVER, S. D., HERVÉ, F., LARRONDO, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. **156**: 673-694.

PANKHURST, R.; RILEY, T.; FANNING, C. & KELLEY, S. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*. Vol. **41**: 605-625.

PÉREZ-BARRÍA, L. 2021. Evaluación de dos sitios con maderas fósiles en el área del cerro Rosado, Región de Aysén. Informe interno. Museo Regional Aysén. 13 pp. Coyhaique.

PIERSON, T. 2005. Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow. In *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer: 159-202. Heidelberg.

PLOSZKIEWICS, J. & RAMOS, V. 1977. Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu (Provincia del Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **32**: 209-226.

PUY, M. 2006. Caracterización de facies, ambientes sedimentarios y procesos de depósito de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote, Baja California Sur, México. Tesis para optar al Grado de Doctora en Ciencias Marinas. Instituto Politécnico Nacional, Departamento de Oceanología (Inédito): 226 pp. La Paz.

- RAMOS, V. 1976. Estratigrafía de los Lagos La Plata y Fontana, Provincia de Chubut, República Argentina. Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas **1**: 43-64. Santiago.
- READING, H. 1996. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Wiley-Blackwell: 704 pp. Oxford.
- RICCARDI, A., 1988. The cretaceous system of southern South America. *Geological Society of America*. Vol. **168**: 143 pp. Boulder.
- RILEY, T. & LEAT, P. 1999. Large volume silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigations from the Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*. Vol. **136**: 1-16.
- RILEY, T.; LEAT, P.; PANKHURST, R. & HARRIS, C. 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*. Vol. **42**: 1043-1065.
- RIVAS, H.; SALAZAR, C. & STINNESBECK, W. 2021. Facies and sequence stratigraphy of a mixed carbonate-volcaniclastic ramp in intra-arc settings: An example from the Toqui Formation (Lower Cretaceous), southern Chile (45°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **109**: 29 pp.
- ROSI, M. 1992. A model for the formation of vesiculated tuff by the coalescence of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **54**: 429-434.
- SELLES, A.; DEFFONTAINES, B.; HENDRAYANA, H. & VIOLETTE, S. 2015. The eastern flank of the Merapi volcano (Central Java, Indonesia): Architecture and implications of volcanoclastic deposits. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. **108**: 33-37.
- SETON, M.; MÜLLER, R. D.; ZAHIROVIC, S.; GAINA, C.; TORSVIK, T.; SHEPHARD, G.; TALSMA, A.; GURNIS, M.; TURNER, M.; MAUS, S. & CHANDLER, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*. Vol. **113**: 212-270.
- SKARMETA, J. 1974. Geología de la región continental de Aysén entre los 45°-46° latitud Sur. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica (Inédito): 226 pp. Santiago.
- SKARMETA, J. 1976. Antecedentes Geomorfologías de la Precordillera Patagónica a la latitud de Coyhaique, Chile. Congreso Geológico Chileno N° 1. Actas: 37-54. Santiago.

SMITH, S. 1990. The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England. *Sedimentary Geology*, Vol. **67**: 199-219. Amsterdam.

SMITH, G. & LANDIS, C. 1995. Intra-Arc Basins. *Tectonics of Sedimentary Basins*. Busby C. & Ingersoll R. Blackwell Science: 263-298.

SUÁREZ, M. & DE LA CRUZ, R. 2001. Jurassic to Miocene K–Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera Plutons (45°–48°S). *Geological Magazine*. Vol. **138**: 53-66.

SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R. & BELL, C. 1996. Estratigrafía de la región de Coyhaique (latitud 45°–46°S), Cordillera Patagónica, Chile. Congreso Geológico Argentino N° 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos N° 3. Actas **1**: 575-590. Buenos Aires.

SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R. & BELL, M. 2007. Geología del área Ñireguao-Baño Nuevo, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 108. Servicio Nacional de Geología y Minería: 56 pp. Mapa escala: 1:100.000. Santiago, Chile.

SUÁREZ, M. & DE LA CRUZ, R. 1994. Estratigrafía y paleogeografía mesozoica de Aysén nororiental (45°–46°S), Chile. Congreso Geológico Chileno N° 7. Actas **1**: 538-542. Concepción.

SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R.; AGUIRRE-URRETA, B. & FANNING, M. 2009. Relationship between volcanism and marine sedimentation in northern Austral (Aisén) Basin, central Patagonia: stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontologic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **27**: 309-325.

SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R.; BELL, M. & DEMANT, A. 2010. Cretaceous slab segmentation in southwestern Gondwana. *Geological Magazine*. Vol. **147**: 193-205.

SUÁREZ, M.; DEMANT, A. & DE LA CRUZ, R. 1999. Volcanismo calco-alcalino en W Provincia Chon Aike: Grupo Ibáñez, Jurásico Superior-Cretácico Inferior temprano, Cordillera Patagónica de Aysén, Chile (45°30'–46°30'S). Congreso Geológico Argentino N° 14. Actas **2**: 186-189. Salta

SULPIZIO, R., & DELLINO, P. 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. *Developments in Volcanology*, Vol. **10**: 57-96.

WEAVER, S.; BRUCE, R.; NELSON, E.; BRUECKNER, H. & LEHURAY, A. 1990. The Patagonian batholith at 48°S latitude, Chile; Geochemical and isotopic variations. *Geological Society of America Special Papers*. Vol. **241**: 33-50.

