

ANÁLISIS MINERALÓGICO DE UNA SECUENCIA SEDIMENTARIA  
LACUSTRE DE PATAGONIA NORTE COMO HERRAMIENTA  
PARA ESTUDIOS PALEOAMBIENTALES  
LAGO FUTALAUQUEN, PARQUE NACIONAL LOS ALERCES

Trabajo Final de Licenciatura

Mayo 2021

---

Valeria León

valerialeon.pll@gmail.com

Licenciatura en Ciencias Geológicas

*Directora:* Dra. Telma Musso

*Co-Directora:* Dra. Romina Daga

---



Departamento de Geología y Petróleo  
Facultad de Ingeniería  
Universidad Nacional del Comahue



# ÍNDICE GENERAL

---

Resumen	iii
Abstract	v
Agradecimientos	vii
1 Introducción	1
1.1 Antecedentes . . . . .	1
1.2 Objetivos . . . . .	5
1.2.1 Objetivo General . . . . .	5
1.2.2 Objetivos Específicos . . . . .	5
1.3 Área de Estudio . . . . .	6
1.4 Materiales y Métodos . . . . .	7
1.4.1 Trabajo de Gabinete Preliminar . . . . .	7
1.4.2 Trabajo de Campo . . . . .	8
1.4.3 Trabajo de Laboratorio . . . . .	10
1.4.4 Trabajo de Gabinete Final . . . . .	26
2 Marco Geológico	27
2.1 Estratigrafía . . . . .	29
2.1.1 Formación Lago La Plata (Jurásico Medio) . . . . .	30
2.1.2 Formación Divisadero (Cretácico Inferior) . . . . .	32
2.1.3 Granitoides del Batolito Andino (Cretácico Superior) . . . . .	33
2.1.4 Formación Ventana (Eoceno) . . . . .	34
2.1.5 Formación Ñorquinco (Oligoceno) . . . . .	34

2.1.6	Depósitos Glaciarios No Estratificados (Pleistoceno) . . . . .	35
2.1.7	Depósitos de Remoción en Masa (Holoceno) . . . . .	36
2.1.8	Depósitos Fluviales Actuales (Holoceno) . . . . .	36
2.2	Suelos . . . . .	36
2.3	Ambientes Lacustres . . . . .	38
2.3.1	Generalidades . . . . .	38
2.3.2	Mineralogía de sedimentos lacustres . . . . .	40
2.3.3	Lago Futalaufquen . . . . .	42
3	Resultados . . . . .	45
3.1	Descripción de las Muestras . . . . .	45
3.1.1	Lupa Binocular . . . . .	46
3.1.2	Microscopio Óptico . . . . .	46
3.2	Porcentaje de Arena . . . . .	51
3.3	Análisis Mineralógico . . . . .	52
3.3.1	Conteo Modal por Microscopía Óptica . . . . .	52
3.3.2	Mineralogía de la Fracción Total . . . . .	55
3.3.3	Mineralogía de la Fracción Menor a 2 $\mu\text{m}$ . . . . .	63
3.3.4	Microscopía Electrónica . . . . .	73
4	Discusión y Conclusiones . . . . .	79
4.1	Origen de los Componentes del Sedimento . . . . .	79
4.1.1	Componentes Detríticos Provenientes de las Rocas . . . . .	80
4.1.2	Componentes Detríticos Provenientes de los Suelos . . . . .	83
4.1.3	Componentes Endogénicos . . . . .	87
4.2	Variación de los Componentes en la Secuencia . . . . .	88
4.2.1	Relación entre la Granulometría y los Componentes del Sedimento . . . . .	89
4.2.2	Componentes Endogénicos como Indicadores de la Paleoproductividad del Lago . . . . .	92
4.2.3	Minerales Arcillosos como Indicadores de la Erosión del Suelo . . . . .	93
4.3	Conclusiones . . . . .	96



# RESUMEN

---

En este estudio se caracterizó la mineralogía de los sedimentos del fondo del lago Futalaufquen, un lago cordillerano de clima templado frío húmedo ubicado en la Patagonia Norte, como herramienta para la interpretación de los procesos a nivel de cuenca. Para ello, se contó con un testigo sedimentario de 79 cm de longitud del cual se seleccionaron 19 muestras en función de su posición en la secuencia sedimentaria, con mayor densidad de muestras en el intervalo comprendido entre los 50 y 60 cm ( $\sim$  800-1000 d. C.), ya que ha sido asignado previamente al Periodo Cálido Medieval. Se utilizaron numerosas técnicas para identificar los componentes mineralógicos del sedimento y se realizó una caracterización de detalle de los componentes amorfos que incluyó una cuantificación de los amorfos de origen orgánico e inorgánico mediante conteo modal bajo microscopio óptico. Los constituyentes cristalinos y amorfos de la fracción total fueron semicuantificados mediante dos metodologías basadas en la difracción de rayos X, realizando una comparación entre los mismos. Por su parte, la fracción arcilla fue caracterizada extensamente tanto con técnicas de difracción de rayos X como con FT-IR, MEB y MET. Posteriormente, se establecieron las variaciones mineralógicas a lo largo de la secuencia analizada para finalmente compararla con algunos indicadores geoquímicos publicados previamente para este mismo testigo. Los sedimentos lacustres estudiados son grisáceos, de grano muy fino y se encuentran agregados. La mineralogía es homogénea a lo largo de la secuencia, con predominio de fases amorfas constituidas principalmente por vidrio volcánico (pómez, trizas de diferentes tonalidades y morfologías y escoria), diatomeas (componentes endogénicos del lago) y aglomerados de partículas muy finas formados por alófano y halloisita, dos productos de alteración de las cenizas volcánicas en los suelos. Las fases cristalinas corresponden a feldespato y cuarzo, acompañados por minerales arcillosos (illita, clorita y halloisita), piroxeno, micas (biotita y clorita), ceolita (laumontita) y anfíbol, en menor proporción. También se observaron fragmentos líticos y

material carbonoso. La secuencia está dominada por materiales detríticos, provenientes de la erosión de las rocas ígneas (granitoides y secuencias volcánicas), metamórficas y suelos derivados de cenizas volcánicas (Andisoles) presentes en la cuenca. La sección media del testigo (50-60 cm) muestra indicios de mayor erosión de suelos. Al inicio de dicha sección, se registró un aumento en los componentes provenientes de los suelos (halloisita y aglomerados de partículas muy finas) que podría estar asociado a una pérdida en la cobertura vegetal como resultado de incendios forestales y/o periodos más secos, dejando la superficie del suelo expuesta a los agentes erosivos. Posteriormente, hay un aumento del porcentaje de la fracción arena acompañado por un mayor contenido de vidrio volcánico, debido a un posible rejuvenecimiento de los depósitos de cenizas dentro de la cuenca. Conjuntamente, se observa un aumento en el contenido de diatomeas y materia orgánica autóctona, indicando un aumento en la productividad algal del lago relacionado a un aporte de nutrientes desde la cuenca y/o a un aumento en la temperatura del agua del lago. Los resultados de este trabajo apoyan la hipótesis de que entre 800 y 1000 d. C. se habrían desarrollado condiciones más cálidas y/o más secas vinculadas al Periodo Cálido Medieval, una de las anomalías más importantes del último milenio. La mineralogía de detalle sobre sedimentos lacustres demostró tener potencial como indicador de los procesos que ocurren en el lago y, principalmente, en su cuenca de drenaje. Por lo tanto, representa una línea de investigación con fuerte proyección a futuro dentro de los análisis paleolimnológicos multidisciplinarios.

***Palabras Claves:*** Paleolimnología, mineralogía, amorfos, arcillas.

# ABSTRACT

---

This study characterizes the mineralogy of lacustrine sediments from Lake Futalaufquen, an humid cool-temperate waterbody located in the Andes of northern Patagonia, as a tool for interpreting watershed processes. For that purpose, 19 samples were selected from a 79 cm long sediment core based on their position in the sedimentary sequence, with a higher density of samples in the segment around 50-60 cm depth ( $\sim$  800-1000 AD) which has been previously assigned to the Medieval Warm Period. Numerous techniques were applied to identify the mineralogical components of the sediment and a detailed characterization was performed on the amorphous components including quantification of organic and inorganic amorphous through counting under petrographic microscope. Bulk mineralogy was semi-quantified using two different X-ray diffraction methodologies, comparing them, while clay fraction was extensively characterized using X-ray diffraction, FT-IR, SEM and TEM. After identification and semi-quantification, mineralogical variations were established along the sedimentary sequence and compared with some geochemical indicators previously published for the same core. The studied lacustrine sediments are grayish, very fine-grained and form aggregates. The mineralogy is homogeneous along the sequence, with a predominance of amorphous phases mainly constituted by volcanic glass (pumice, glass shards of different colors and morphologies, and scoria), diatoms (endogenic compounds of the lake) and agglomerates of very fine particles formed by allophane and halloysite, two alteration products of volcanic ash in soils. Crystal phases correspond to feldspar and quartz, along with clay minerals (illite, chlorite and halloysite), piroxene, micas (biotite and chlorite), zeolite (laumontite) and amphibole, to a lesser extent. In addition, lithic fragments and charcoal were observed. The sequence is dominated by detrital components, coming from the erosion of igneous (granitoids and volcanic sequences) and metamorphic rocks, and volcanic ash soils (Andisols) within the watershed. The middle section of the core, which coincides with the Medieval

Warm Period, shows signals of higher soil erosion. At the beginning of the section, an increase in compounds from soils (halloysite and agglomerates of very fine particles) was recorded which could be associated with a loss of vegetal cover as a result of forest fires and/or drier conditions, leaving the soil surface exposed to the agents of erosion. Later, an increase in sand fraction percentage along with a higher content of volcanic glass were observed, possibly due to a rejuvenation of the erodible volcanic deposits in the watershed. In the latter level, higher content of diatoms and autochthonous organic matter were also recorded, indicating an increase in lake productivity related to a nutrient supply from the watershed and/or an increase in the water temperature of the lake. These results support the hypothesis that between 800 and 1000 AD occurred warmer and/or drier conditions associated with the Medieval Warm Period, one of the most significant anomalies of the last millennium. The detailed mineralogy of lacustrine sediments proved to have potential as indicator of the processes occurring in the lake and, especially, in the watershed; therefore, it represents a line of research with a strong future projection among multidisciplinary paleolimnological studies.

**Keywords:** Paleolimnology, mineralogy, amorphous, clays.

# AGRADECIMIENTOS

---

A la Universidad pública por permitirme acceder a una educación universitaria de calidad.  
A la Universidad Nacional del Comahue por ser mi segundo hogar.

A mi familia por apoyarme todos estos años para que pudiera estudiar sin ningún obstáculo. A mi mamá por siempre creer en mí y a mi hermano por todos los consejos y la ayuda.

A mis amigos, los de la infancia, los del secundario y los de la universidad, por acompañarme a lo largo de toda esta etapa, por las risas y las palabras de aliento. A mis compañeros y futuros colegas por los momentos compartidos.

A mis directoras, Telma Musso y Romina Daga, por aceptarme para formar parte de esta propuesta, por su dirección y por todas las oportunidades que surgieron a partir de este trabajo.

A los miembros del jurado, Cecilia Dufilho, Gisela Pettinari y Juan José Ponce, por el tiempo dedicado a leer este trabajo y por sus comentarios y observaciones.

A todos los grupos de investigación del Centro Atómico de Bariloche por abrirme sus puertas. Al Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica por realizar el muestreo. Al Departamento Caracterización de Materiales por realizar los análisis de difracción de rayos X sobre las muestras totales y por permitirme acceder a los equipos del Servicio de Microscopía Electrónica de Barrido. A la División Física de metales por poner a disposición el equipo del Laboratorio de Microscopía Electrónica de Transmisión.

Al Centro de Investigación de Minerales Arcillosos por realizar los análisis de difracción de rayos X sobre la fracción arcilla de las muestras. A Gisela Pettinari por abrirme las puertas del laboratorio y enseñarme a utilizar todos los equipos que fueron necesarios para este trabajo.

A María Eugenia Parolo, de la Facultad de Ingeniería, por realizar los análisis de espectroscopía infrarroja y ayudarme a interpretar los resultados.

A Pedro Maiza y Silvina Marfil por permitirme participar del curso de Determinación de Minerales por Difractometría de Rayos X dictado en la Universidad Nacional del Sur para estudiantes de posgrado.

A todos los profesores que formaron parte de mi recorrido por la universidad, por las enseñanzas recibidas.

---

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

---

\*\*\*\*\*

### 1.1 Antecedentes

Las secuencias sedimentarias lacustres son uno de los mejores archivos de información paleoambiental disponibles dentro de los ambientes terrestres. Estos registros tienen un rol principal en investigaciones paleoclimáticas, tectonismo, actividad volcánica y sísmica, y como hospedantes de recursos económicamente muy valiosos. Por otra parte, cuando puede establecerse el marco cronológico, dichas secuencias proveen una excelente herramienta para la identificación de alteraciones ambientales naturales y antrópicas, y para el seguimiento de contaminantes ambientales (Last y Smol, 2001).

La investigación de los depósitos lacustres y su interpretación ambiental se remonta a principios y mediados del siglo XIX (Sedgwick y Murchinson, 1829; Lyell, 1830; Whittlesey, 1838, 1850; Agassiz, 1850). Sin embargo, no fue hasta fines del mismo que la conexión entre los sedimentos lacustres pleistocenos y la historia climática e hidrológica quedó clara. Esto culminó con los clásicos estudios sobre los lagos glaciares cuaternarios de Europa (Ramsay, 1862), la región de los Grandes Lagos (Chapman, 1861; Spencer, 1890; Tyrrell, 1892; Leverett, 1897, 1902) y el Oeste de Norteamérica (Russell, 1885; Gilbert, 1890).

A principios del siglo XX existió un considerable intercambio entre investigadores interesados en aspectos biológicos, paleoclimatológicos y geológicos de los depósitos lacustres (Livingstone, 1991). Una rama geológica del Cuaternario se ha enfocado en el paleoclima y reconstrucción paleoambiental de cuencas hidrográficas del Pleistoceno y Holoceno usando

los registros provistos por los depósitos lacustres. Más recientemente, ha sido promovida la investigación de los “impactos antropocenos” con un enfoque principalmente en el periodo de la revolución postindustrial, incluyendo manejo de cuencas hidrográficas, estudios ambientales, biológicos, geológicos e ingenieriles (Cohen, 2003).

Comparado con América del Norte y Europa, pocos estudios han cuantificado los impactos climáticos y/o antropogénicos en los lagos patagónicos (Massaferro *et al.*, 2005; Ariztegui *et al.*, 1997, 2007; Villarosa *et al.*, 2006; Daga *et al.*, 2020). La investigación paleolimnológica ha mostrado que muchas áreas remotas, como por ejemplo los lagos de montaña, han experimentado considerables cambios bióticos y sedimentarios en décadas recientes (Lami *et al.*, 2000; Lotter y Birks, 2003). La variabilidad paleoambiental (cambios hidrológicos) desde el Último Máximo Glacial hasta la Pequeña Edad de Hielo en Patagonia han sido descriptos a partir de testigos sedimentarios lacustres en ambos lados de los Andes Sur. En la Fig. 1.1 se presenta un resumen de los registros paleolimnológicos obtenidos por diferentes autores en la Patagonia Andina y Extraandina.

Los enfoques *multi-proxy* son importantes en estudios paleolimnológicos para una visión general de los eventos naturales y no-naturales que tienen lugar en el sedimento lacustre. La Patagonia Norte es particularmente interesante para realizar este tipo de estudios porque hospeda muchos ambientes acuáticos diferentes que son a su vez controlados por los efectos climáticos locales y regionales (Villalba *et al.*, 2009). Por ejemplo, la presencia de vientos del Oeste a los 40°S de latitud es una fuente de cambio en la humedad atmosférica proveniente del océano Pacífico (Ariztegui *et al.*, 2007).

La mayoría de los estudios paleolimnológicos han estudiado la geoquímica y los microorganismos de los sedimentos lacustres, siendo escasos aquellos que utilizan la mineralogía como indicadores paleoambientales. El conocimiento de los minerales que componen los depósitos en una cuenca lacustre es un parámetro fundamental en el entendimiento de la génesis de los sedimentos, para descifrar los mecanismos de transporte e inferir condiciones limnológicas, hidrológicas y climáticas pasadas (Last, 2001).

Desde una perspectiva genética, en la mayoría de los depósitos lacustres existen tres tipos distintos de minerales. Los minerales que son traídos al lago por corrientes superficiales, erosión en la orilla, escorrentía en lámina/manto, movimiento de masas y actividad eólica, se denominan material alogénico o detrítico. Los minerales endogénicos son aquellos



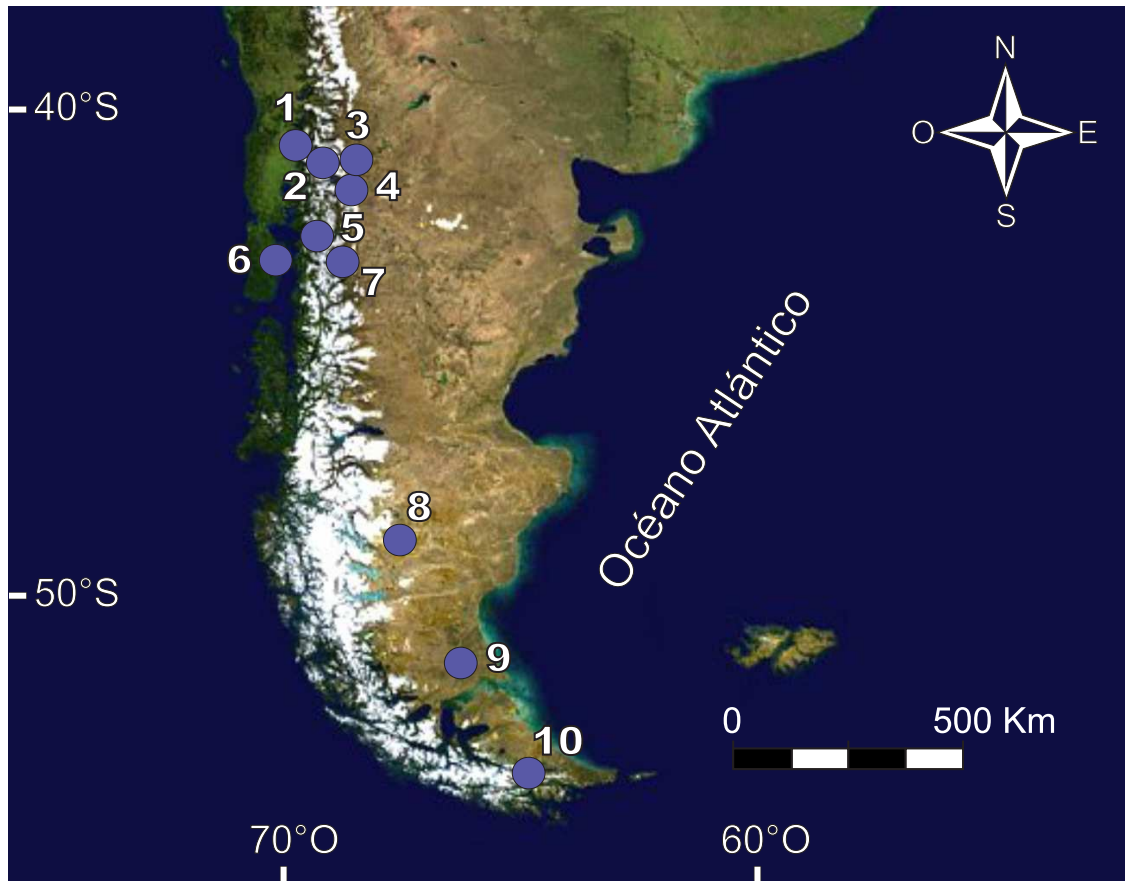


Figura 1.1: Registros paleolimnológicos en la Patagonia Andina y Extraandina. (1) Lago Puyehue, Chile (Bertrand *et al.*, 2005, 2008; Chaprón *et al.*, 2006); (2) Lago Frías, Río Negro (Ariztegui *et al.*, 2007); (3) Lago El Trébol, Río Negro (Massaferro *et al.*, 1999; Irurzun *et al.*, 2006); (4) Lago Mascardi, Río Negro (Ariztegui *et al.*, 1997); (5) Lago Cisne, Chubut (Álvarez *et al.*, 2015); (6) Laguna Melli, Chile (Abarzúa y Moreno, 2008); (7) Lago Futalaufquen, Chubut (Daga *et al.*, 2020); (8) Lago Cardiel, Santa Cruz (Stine y Stine, 1990; Gilli *et al.*, 2005); (9) Laguna Azul y Laguna Potrok Aike, Santa Cruz (Haberzettl *et al.*, 2005; Mayr *et al.*, 2005); (10) Lago Fagnano, Tierra del Fuego (Waldmann *et al.*, 2010) (Modificado de Piovano *et al.* (2014)).

componentes inorgánicos que se originan dentro de la columna de agua del lago, por precipitación inorgánica o biológicamente inducida. Finalmente, el material autigénico deriva de la alteración diagenética del sedimento que ya se ha depositado (minerales secundarios) o de las reacciones químicas que se producen dentro de los poros del depósito (minerales primarios o secundarios) (Last, 2001).

Se puede obtener un enorme rango de información paleoambiental a partir del estudio de cada uno de estos tres componentes minerales básicos de los sedimentos lacustres. Los

minerales detríticos reflejan la interacción de varios factores: (i) el marco tectónico de la cuenca, (ii) la proveniencia de los sedimentos, (iii) la naturaleza e intensidad de los procesos de meteorización dentro de la cuenca de drenaje y (iv) los procesos de transporte responsables de llevar los sedimentos al lago. Los minerales endogénicos usualmente contienen el potencial para realizar interpretaciones paleoambientales más directas y explícitas ya que estos componentes ofrecen una imagen de las condiciones químicas y limnológicas al momento de la formación de los minerales. Debido a que los minerales autigénicos pueden resultar de procesos casi simultáneos u originarse mucho tiempo después de que el sedimento ha sido depositado, su interpretación paleolimnológica es algo más compleja y puede ser ambigua sin un respaldo cronológico detallado. No obstante, aunque la fracción autigénica de los sedimentos lacustres es más compleja, puede proveer importantes pistas sobre las condiciones ambientales del pasado en la cuenca (Last, 2001).

Respecto a los minerales arcillosos en particular, en regiones con climas templados fríos a polares, las reacciones de meteorización química que los producen son demasiado insensibles (cinéticamente lentas) como para proveer asistencia en la interpretación de cambios climáticos. Bajo estas condiciones, los minerales arcillosos han sido considerados principalmente como indicadores del área fuente (Windom, 1976; Chamley, 1989).

En este sentido, se plantea la necesidad de llevar a cabo investigaciones de detalle sobre la mineralogía de los sedimentos lacustres para establecer la relación existente entre la variabilidad de la misma y los cambios climáticos que se produjeron durante el último milenio en el Sur de Sudamérica, como El Niño-Oscilación del Sur, la Pequeña Edad de Hielo, el Periodo Cálido Medieval (ENSO, LIA, MCA, respectivamente, por sus siglas en inglés) (Guilizzoni *et al.*, 2009).

El lago Futalaufquen, ubicado en la Patagonia Norte, provee una excelente oportunidad para determinar la utilidad de la mineralogía en la interpretación paleoclimática de un ambiente lacustre de altas latitudes. Las condiciones climáticas, el tipo de lago y los tiempos involucrados en los sedimentos del presente estudio sugieren que los minerales detríticos no han sido sometidos a una alteración postdeposicional significativa. Por lo tanto, la mineralogía total, y los minerales arcillosos en particular, deberían preservar las condiciones de meteorización que los generaron en los perfiles de suelo y el resto de la cuenca (Yuretich *et al.*, 1999).

\*\*\*\*\*

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo General

El objetivo general del presente trabajo es contribuir a la identificación de cambios ambientales naturales y/o antrópicos de los últimos milenios mediante el estudio de diferentes indicadores, o *proxies*, en secuencias sedimentarias lacustres. En particular, se analizará un indicador poco aplicado en este tipo de ambientes, como la caracterización mineralógica, que permitirá realizar inferencias sobre diferentes procesos que se desarrollaron tanto en el lago y en la cuenca, como aquellos extra-cuencales. Esto se llevará a cabo en una secuencia sedimentaria lacustre que involucra aproximadamente 1600 años, la cual fue extraída del lago Futralaufquen, Parque Nacional Los Alerces. Los resultados alcanzados permitirán contar con un caso de estudio que podrá ser aplicado en otros ambientes lacustres.

### 1.2.2 Objetivos Específicos

Para lograr el objetivo general planteado se proponen los siguientes objetivos específicos:

- ▶ Estudiar la mineralogía total y de la fracción arcilla de una secuencia sedimentaria lacustre, su naturaleza y variabilidad a lo largo de la misma.
- ▶ Realizar análisis granulométricos para observar si existen diferencias texturales en dicha secuencia.
- ▶ Integrar la información de la cuenca (litología, geomorfología, clima, etc.) y realizar inferencias sobre los factores determinantes en la mineralogía identificada.
- ▶ Integrar la información mineralógica con otros *proxies* paleoambientales disponibles para la misma secuencia para obtener inferencias mejor fundamentadas.
- ▶ Analizar dicha información como un indicador paleoambiental para los últimos milenios.

\*\*\*\*\*

### 1.3 Área de Estudio

El lago Futalaufquen ( $42^{\circ}49' S$ ,  $71^{\circ}43' O$ ) es un lago cordillerano ubicado dentro del Parque Nacional Los Alerces (PNLA), Provincia del Chubut, a 518 m.s.n.m. Es un cuerpo de agua dulce con varios brazos que ocupa antiguos valles fluviales sobre-excavados por acción glaciaria, con un área aproximada de  $44,6 \text{ km}^2$  y una profundidad máxima de 168 m (Fig. 1.2). La cuenca de drenaje del lago tiene una superficie de  $2920 \text{ km}^2$ . El mayor tributario del lago es el río Arrayanes que drena las aguas de los lagos Rivadavia y Menéndez (Pizzolón, 1995).

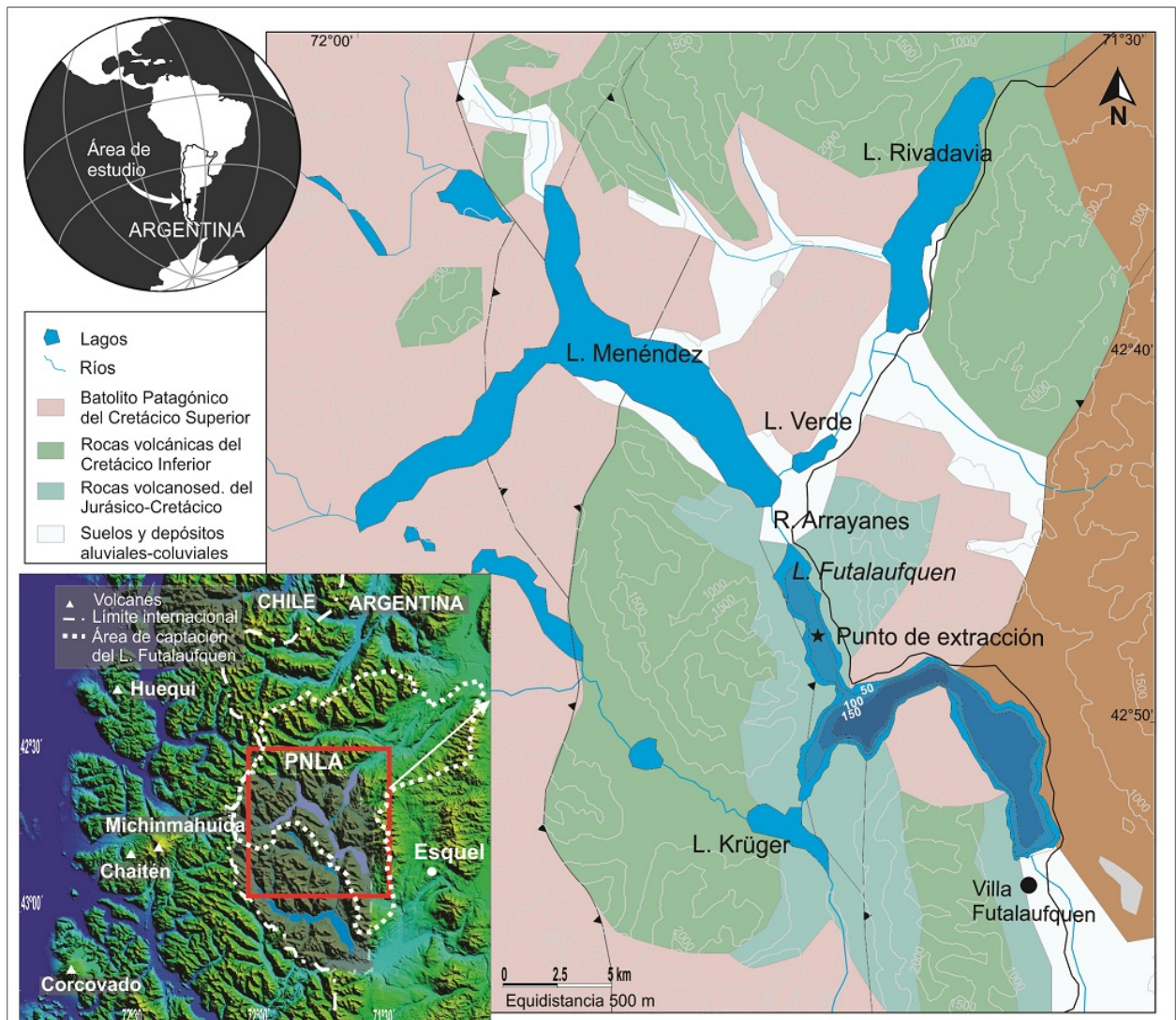


Figura 1.2: Ubicación del lago Futalaufquen, Parque Nacional Los Alerces, Chubut, Argentina (modificado de Daga *et al.* (2020)).

La litología de la cuenca de drenaje está compuesta por granitoides hornblendíticos-biotíticos intercalados con rocas volcánicas andesíticas-riolíticas y secuencias volcano-sedimentarias (Lizuain, 1999; Orts *et al.*, 2015). Depósitos agradacionales pleistocenos y materiales de relleno aluviales y coluviales holocenos ocupan las partes bajas y valles. En pendientes suaves a moderadas se desarrollan Andisoles y Molisoles (Marcolín *et al.*, 1988; del Valle, 1998).

Desde el punto de vista geológico, el área se encuentra en la Cordillera Patagónica Septentrional cercana a los segmentos Central y Sur de la Zona Volcánica Sur (ZVSC, 37°42' S; ZVSS, 42°46' S respectivamente) (Stern, 2004). La posición de los Andes genera un fuerte gradiente Oeste-Este de precipitaciones a través de la región que muestran una marcada disminución desde los Andes (2000 mm/año) hacia la estepa (200 mm/año) (Paruelo *et al.*, 1998; Roig y Villalba, 2008).

El clima en esta región se define como templado frío húmedo con una temperatura anual media de alrededor de 8 °C, precipitaciones de otoño-invierno y vientos del Oeste que favorecen la dispersión de las cenizas provenientes de las erupciones volcánicas hacia la zona de estudio, por lo que el lago Futalaufquen ha sido frecuentemente afectado por los volcanes activos cercanos, como el Huequi, Chaitén, Michinmahuida y Corcovado (Daga *et al.*, 2016a).

\*\*\*\*\*

## 1.4 Materiales y Métodos

### 1.4.1 Trabajo de Gabinete Preliminar

En esta primera etapa se realizó una recopilación bibliográfica sobre los aspectos geológicos generales y particulares del área de estudio correspondiente al Parque Nacional Los Alerces, y zonas adyacentes, incluyendo los antecedentes de estudios paleolimnológicos en la región y en el mundo. Además, se analizaron los datos geoquímicos y geocronológicos disponibles para el testigo sedimentario sobre el que se trabajó, correspondientes a estudios previos realizados por Daga *et al.* (2016a,b, 2020).

## 1.4.2 Trabajo de Campo

Para el estudio de los sedimentos del lago Futalaufquen se contó con un testigo sedimentario de 79 cm de longitud y 5,7 cm de diámetro. El muestreo y submuestreo fueron realizados por el Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica (LAAN) siguiendo la metodología que se describe a continuación.

### 1.4.2.1 Muestreo

El testigo sedimentario fue extraído del fondo del lago en 2009, a 80 m de profundidad (42°49' S, 71°43' O, Fig. 1.2), utilizando una ecosonda para seleccionar el punto de muestreo, buscando la máxima profundidad y fondo del lago relativamente plano. Una vez seleccionado el sitio, el muestreo se efectuó desde un bote empleando un muestreador de gravedad activado por un mensajero. El sistema consiste de un tubo muestreador de acrílico y un cabezal con un sistema de aletas que le otorgan estabilidad durante su descenso al fondo del lago.

El muestreador, sostenido por una soga, es lanzado desde la superficie en posición abierta, para luego, a través de la soga, enviar un mensajero que presiona el botón ubicado en la parte superior del cabezal y así se cierra el sistema generando condiciones de vacío en el tubo para poder extraerlo y llevarlo a la superficie. Antes de salir del agua se coloca una tapa en la parte inferior del tubo para evitar la pérdida de material cuando el muestreador se retira del agua (Fig. 1.3).

El testigo recuperado en superficie fue trasladado al laboratorio para ser abierto, descrito y submuestreado.

### 1.4.2.2 Submuestreo

Se realizó la apertura del testigo en dos mitades cortando longitudinalmente la pared del tubo con una sierra eléctrica (Fig. 1.4 a). Una vez abierto, el testigo fue descrito, fotografiado y submuestreado cada 1 cm para poder realizar los análisis de detalle posteriores (Fig. 1.4 b). En el caso de los cinco (5) niveles de tefra que fueron identificados en la parte superior del testigo, éstos se muestrearon completamente cuando su espesor era menor a 1,5 cm o en secciones de 1 cm para espesores mayores (Daga *et al.*, 2016a).

El material recuperado en esta etapa fue secado mediante liofilización (Daga *et al.*, 2016a), un proceso de deshidratación que consiste en congelar la muestra y luego reducir la presión



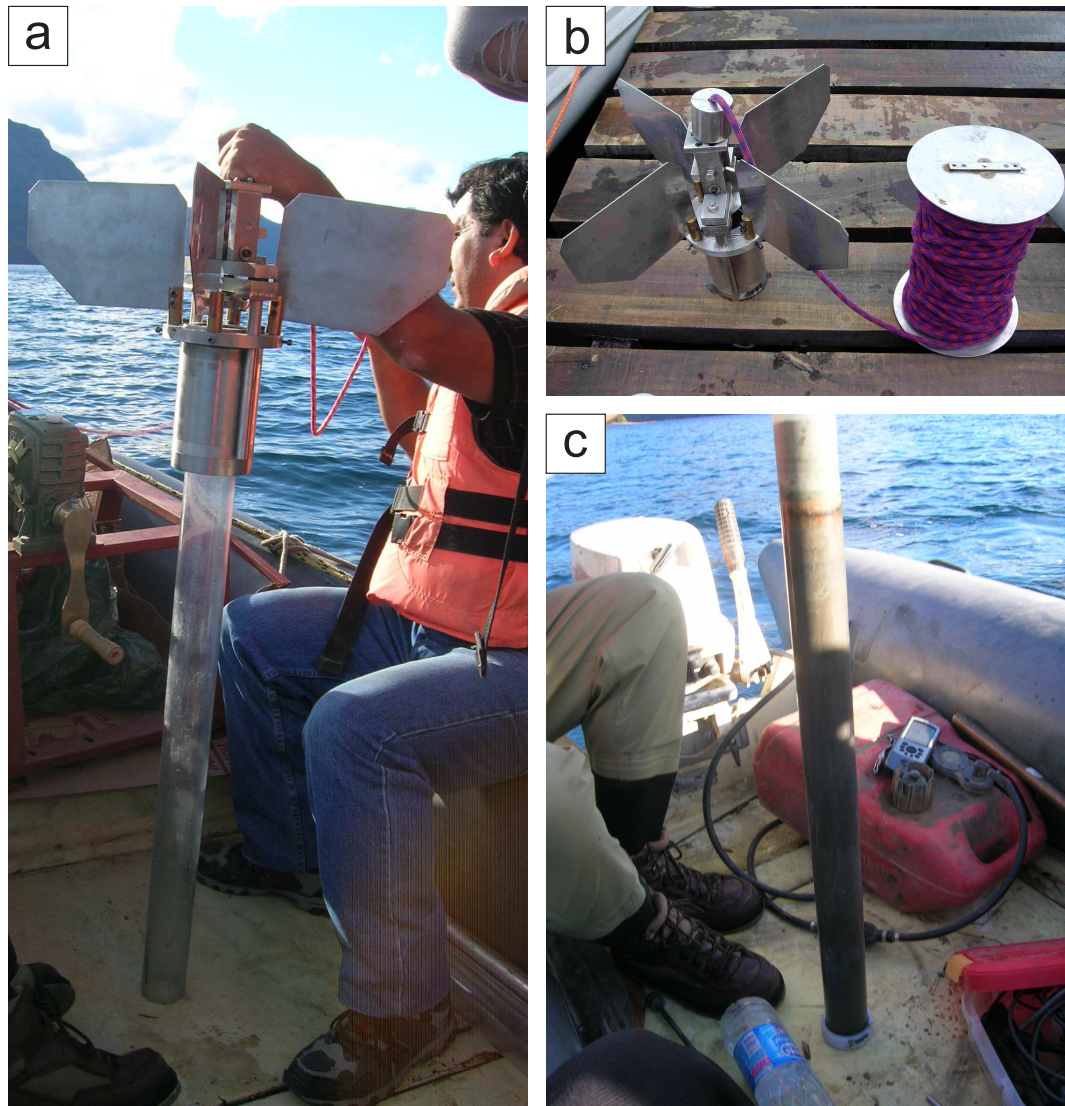


Figura 1.3: Muestreador de gravedad activado por un mensajero. a) Aspecto del muestreador previo al muestreo, mostrando el tubo de acrílico y el cabezal. b) Detalle del sistema de aletas del cabezal y la soga utilizada para enviar el mensajero. c) Muestra recuperada en superficie (fotografías cortesía del Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica (LAAN)).

circundante para permitir que el agua congelada en el material se sublime directamente desde la fase sólida a la fase gaseosa, sin pasar por el estado líquido (Fig. 1.4 c).

La cronología se estableció a través de un modelo edad-profundidad basado en mediciones del radionucleido  $^{137}\text{Cs}$  en los niveles superiores, dos dataciones  $^{14}\text{C}$  utilizando espectrometría de masas con aceleradores (AMS) sobre sedimentos totales (a 54 y 76 cm de profundidad) y un nivel de tefra reciente, calibrado e integrado usando el software OxCal 4.2 (Daga *et al.*, 2016a).

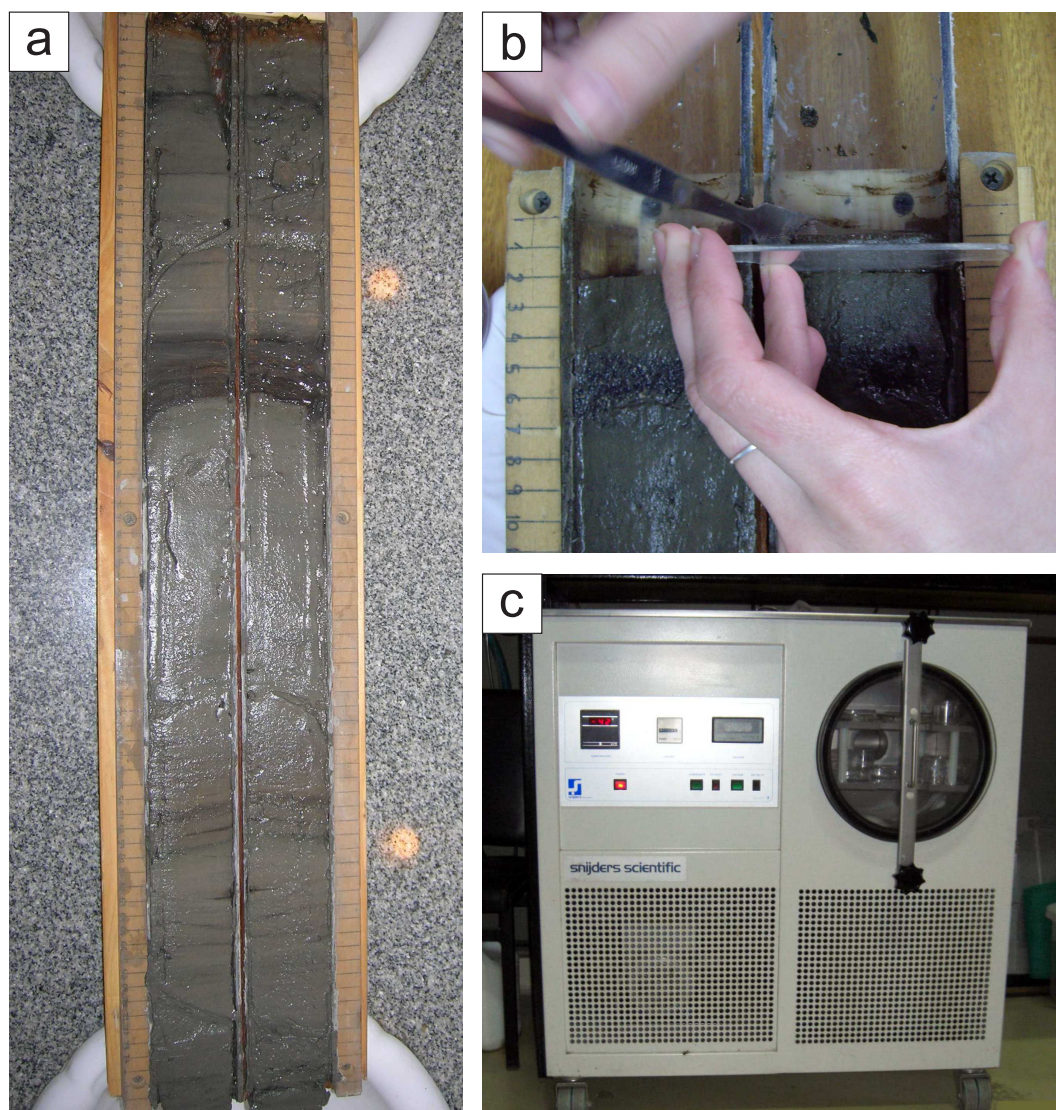


Figura 1.4: Etapas de submuestreo en el laboratorio. a) Testigo abierto longitudinalmente mostrando la secuencia sedimentaria recuperada donde se pueden observar los niveles de tefras (niveles más oscuros y/o de mayor granulomería). b) Procedimiento empleado al submuestrear cada 1 cm. c) Equipo de liofilización (fotografías cortesía del Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica (LAAN)).

### 1.4.3 Trabajo de Laboratorio

Para esta etapa se contó con 19 muestras, cada una con un peso aproximado de 4 g (Fig. 1.5). Las muestras se seleccionaron en función de su posición en la secuencia sedimentaria, buscando cubrir diferentes intervalos de la misma y obtener información sobre las áreas de interés previamente establecidas a partir de la datación radiométrica y los perfiles



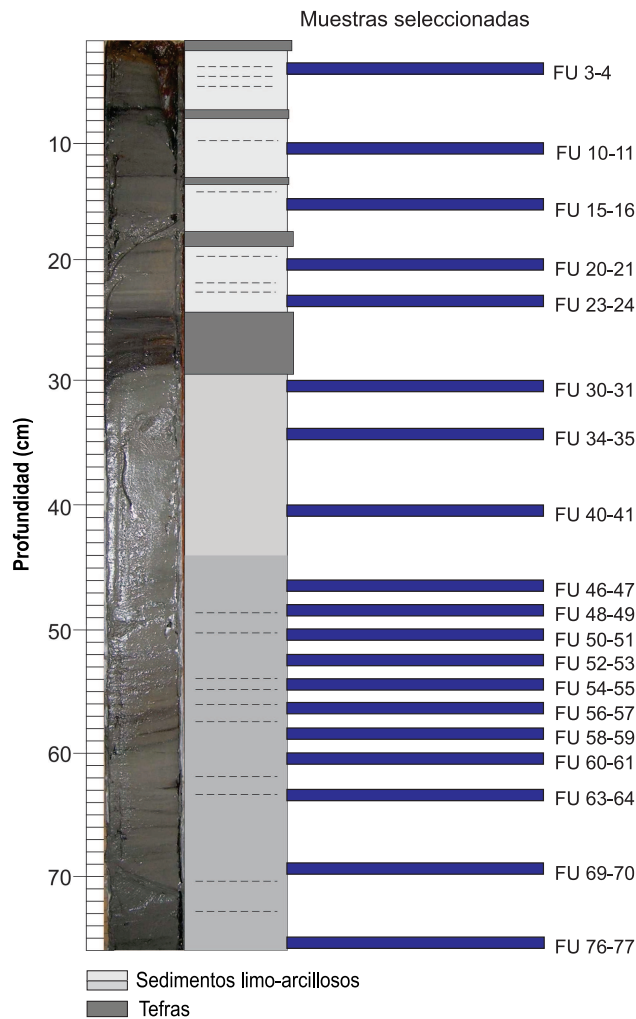


Figura 1.5: Ubicación de las 19 muestras seleccionadas a lo largo de la secuencia sedimentaria. Entre los 50 y 60 cm se concentra gran parte de las muestras ya que se considera un intervalo de interés.

geoquímicos disponibles. El intervalo comprendido entre los 50 y 60 cm ( $\sim$  800-1000 d. C.) se consideró de especial interés ya que fue asignado al Periodo Cálido Medieval (Daga *et al.*, 2020), por este motivo muchos de los ensayos se realizaron con el fin de obtener información adicional sobre este intervalo. En la Tabla 1.1 se resumen todos los análisis realizados a cada una de las muestras.

#### 1.4.3.1 Descripción Preliminar de las Muestras

En una primera instancia se realizó un reconocimiento del tipo *visu* para conocer el aspecto general, tamaño de grano y color de las muestras. Para describir el color se utilizó la carta de Munsell que permite identificar colores sistemáticamente a partir de tres atributos:

Tabla 1.1: Análisis de laboratorio realizados sobre las muestras. DRX: difracción de rayos X; AD: seco al aire; EG: expandido en vapor de etilenglicol; 375° C: calcinado a 375° C; 550° C: calcinado a 550° C; Mg: homoionizado con magnesio; Gli: expandido en vapor de glicerol; Polvo desor.: polvo desorientado; IR: espectroscopía infrarroja; NaF: test de Fieldes y Perrot (1966); MEB: microscopía electrónica de barrido; MET: microscopía electrónica de transmisión; % Ret. 230: Retenido en el tamiz No. 230.

	DRX total	DRX fracción < 2 micrones							IR	NaF	Conteo amorfos	Conteo micas	MEB	MET	% Ret. 230	Color
		AD	EG	375°C	550°C	Mg	Gli	Polvo desor.								
FU3-4	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X			X	X
FU10-11	X										X				X	X
FU15-16	X	X	X												X	X
FU20-21	X														X	X
FU23-24	X	X	X												X	X
FU30-31	X														X	X
FU34-35	X														X	X
FU40-41	X	X	X	X	X	X	X	X			X	X			X	X
FU46-47	X	X	X												X	X
FU48-49	X	X	X								X				X	X
FU50-51	X	X	X												X	X
FU52-53	X	X	X								X				X	X
FU54-55	X	X	X												X	X
FU56-57	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X		X	X
FU58-59	X	X	X								X				X	X
FU60-61	X	X	X								X				X	X
FU63-64	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X		X	X	X
FU69-70	X														X	X
FU76-77	X	X	X												X	X

matiz (hue), luminosidad (value) e intensidad (chroma) expresados con la notación de Munsell de la forma hue value/chroma (Munsell Color, 2009).

Posteriormente, la muestra total y el retenido en el tamiz N° 325 (fracción limo grueso) fueron descriptos bajo lupa binocular. Las muestras estudiadas están dominadas por sedimentos pelíticos que se encuentran agregados, produciendo que los granos de mayor tamaño estén recubiertos por aquellos de menor tamaño, característica que dificultó su descripción bajo lupa. Con el objetivo de facilitar la caracterización mineralógica de la fracción más gruesa presente en estos sedimentos, se prepararon granos sueltos de la fracción retenida en el tamiz 230 (62  $\mu\text{m}$ ), correspondiente a la fracción granulométrica arena muy fina, para su observación bajo microscopio óptico. Este tamaño separa los sedimentos psamíticos de los pelíticos.

Se utilizó una lupa binocular Nikon SMZ 745T y un microscopio de polarización Nikon Eclipse LV100 POL pertenecientes al Centro de Investigación de Minerales Arcillosos (CIMAR).

### **1.4.3.2 Determinación del Porcentaje de Arena**

Debido a la escasa cantidad de muestra disponible, no fue posible determinar la distribución de tamaño de partículas de los sedimentos, por lo que los datos texturales obtenidos se relacionan con el porcentaje de arena presente en las muestras a lo largo del testigo. Para esto se utilizó 1 g de muestra natural previamente tratada con ultrasonido de cuerno durante 40 segundos a 40 % de amplitud para disgregar las partículas y posteriormente, se realizó el tamizado vía húmeda utilizando un tamiz N° 230 (62  $\mu\text{m}$ ). Por último, se pesó el retenido para calcular el porcentaje de la fracción mayor a 62  $\mu\text{m}$ , que representa la fracción arena.

### **1.4.3.3 Análisis Mineralógico**

Las fases amorfas, tanto de origen orgánico como inorgánico, son el principal constituyente de las muestras analizadas y, por lo tanto, se realizó una caracterización de detalle de las mismas mediante conteo modal por microscopía óptica, principalmente. Los componentes cristalinos de la fracción total fueron caracterizados y semicuantificados mediante difracción de rayos X. Con esta técnica se semicuantificaron también los componentes amorfos. La fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  fue estudiada mediante diferentes técnicas: difracción de rayos X, espectroscopía infrarroja (FT-IR) y test de Fieldes y Perrot (1966).

Las técnicas de microscopía electrónica de barrido (MEB) y de transmisión (MET) brindaron información tanto de la fracción total como de la menor a 2  $\mu\text{m}$ .

#### 1.4.3.3.1 Conteo Modal por Microscopía Óptica

Se realizó la descripción y conteo modal de los componentes amorfos con el objetivo de cuantificar la sílice amorfa de origen orgánico vs la de origen inorgánico. Dado que los materiales amorfos carecen de una estructura interna ordenada, presentan un comportamiento isótropo bajo el microscopio óptico, por lo tanto, al cruzar nicoles se produce el oscurecimiento total de los granos en el giro de 360° de la platina. En la Tabla 1.2 se muestra el criterio seguido para el conteo modal de los componentes amorfos y cristalinos de las muestras. Como se observa, los componentes cristalinos fueron agrupados dentro de una misma categoría en el conteo debido a que su caracterización se realizó mediante la técnica de difracción de rayos X.

El conteo se realizó como se indica en el esquema de la Fig. 1.6: para cada muestra se

Tabla 1.2: Esquema utilizado para realizar el conteo de los granos correspondientes a las fases amorfas.

Componentes amorfos			Componentes cristalinos
Vidrio volcánico	Aglomerados	Diatomeas	(Todos los granos de naturaleza cristalina)

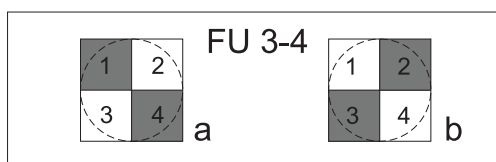


Figura 1.6: Esquema utilizado para realizar el conteo modal de los componentes amorfos bajo microscopio óptico.

prepararon dos granos sueltos (a y b) sobre la fracción total de la muestra. Cada preparado se dividió en cuatro cuadrantes y se contaron 150 granos en los cuadrantes a1, a4, b2 y b3, es decir, un total de 600 granos por muestra.

En particular, el conteo de diatomeas se realizó según el esquema de Crosta y Koç (2007) quienes proponen un método para contabilizar las diatomeas cuando se presentan como fragmentos (Fig. 1.7 a). Por ejemplo, en la Fig. 1.7 b se observa un fragmento de una diatomea del orden Pennales que consiste de un extremo y parte del cuerpo de la diatomea, por lo tanto se cuenta 1/2 individuo.

El conteo modal de los componentes amorfos se realizó utilizando un microscopio de polarización Nikon Eclipse LV100 POL perteneciente al Centro de Investigación de Minerales Arcillosos (CIMAR).

#### 1.4.3.3.2 Mineralogía de la Fracción Total

##### 1.4.3.3.2.1 Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X es una técnica analítica básica para la identificación y semi-cuantificación de minerales en rocas y sedimentos de grano fino. Su conocido principio se basa en la difracción de rayos X por la red cristalina de los minerales según la ley de Bragg:

$$n\lambda = 2d \sin\theta.$$

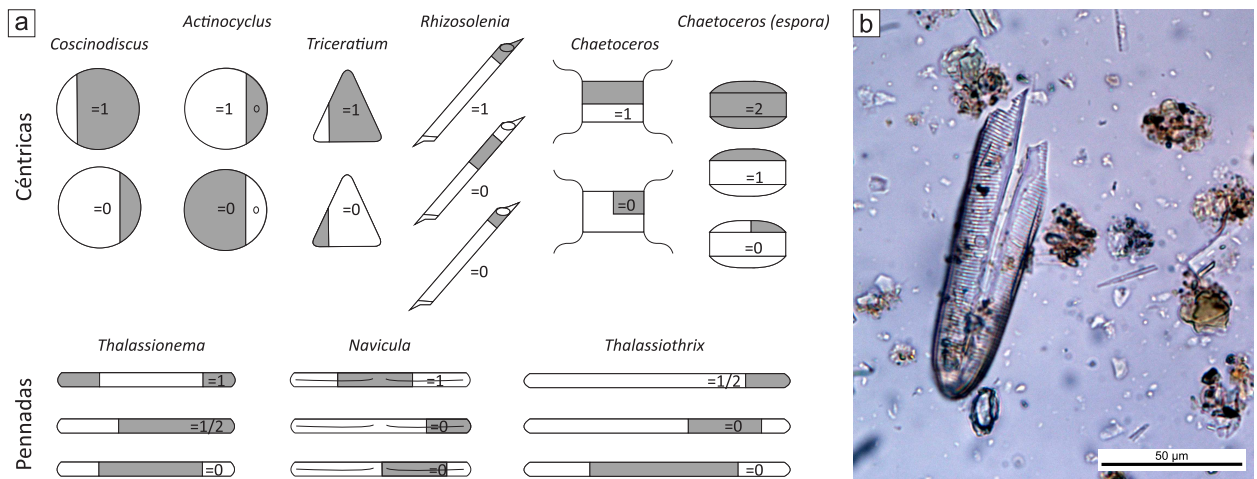


Figura 1.7: Esquema utilizado para realizar el conteo modal de diatomeas bajo microscopio óptico. a) esquema de Crosta y Koç (2007) y b) fragmento de diatomea del orden Pennales.

La mineralogía total se realizó a través del método del polvo que consiste en moler las muestras en un mortero de ágata hasta un tamaño  $< 20 \mu\text{m}$  y montarlas como polvo desorientado (Brindley y Brown, 1980; Moore y Reynolds, 1997). Se utilizó un difractómetro PANalytical Empyrean, operado a  $30 \text{ mA}$  y  $40 \text{ kV}$ , perteneciente al Departamento Caracterización de Materiales, Centro Atómico Bariloche, recolectando información desde  $5^\circ$  a  $60^\circ 2\theta$ .

La identificación mineral se realizó comparando las reflexiones con el fichero ASTM (*American Society for Testing and Materials*) y patrones de referencia internos del software MD JADE 7.0 perteneciente al Centro de Investigaciones en Minerales Arcillosos (CIMAR). En una etapa posterior se realizó la semi-cuantificación según Cook *et al.* (1975) y Schultz (1964) para los componentes cristalinos y según Bertrand (2002) para la fase amorfa.

Los difractogramas obtenidos se caracterizan por la presencia de una amplia banda de difracción de baja intensidad, centrada en  $3,7 \text{ \AA}$ , que es característica de las sustancias amorfas y cuya intensidad es una función de la cantidad de material amorfo presente en la muestra (Bertrand, 2002). En matrices muy similares a los sedimentos estudiados, Bertrand (2002) desarrolló un método para estimar la cantidad de amorfos en muestra total llevando a cabo pruebas de difracción en mezclas de proporciones conocidas de cuarzo puro y compuestos amorfos puros (Fig. 1.8). Dado que la banda de difracción alcanza su máximo en  $3,7 \text{ \AA}$  ( $24^\circ 2\theta$ ), el autor utilizó la intensidad en dicha posición para calcular un factor de corrección que permita cuantificar los amorfos en muestras reales. Este método tiene

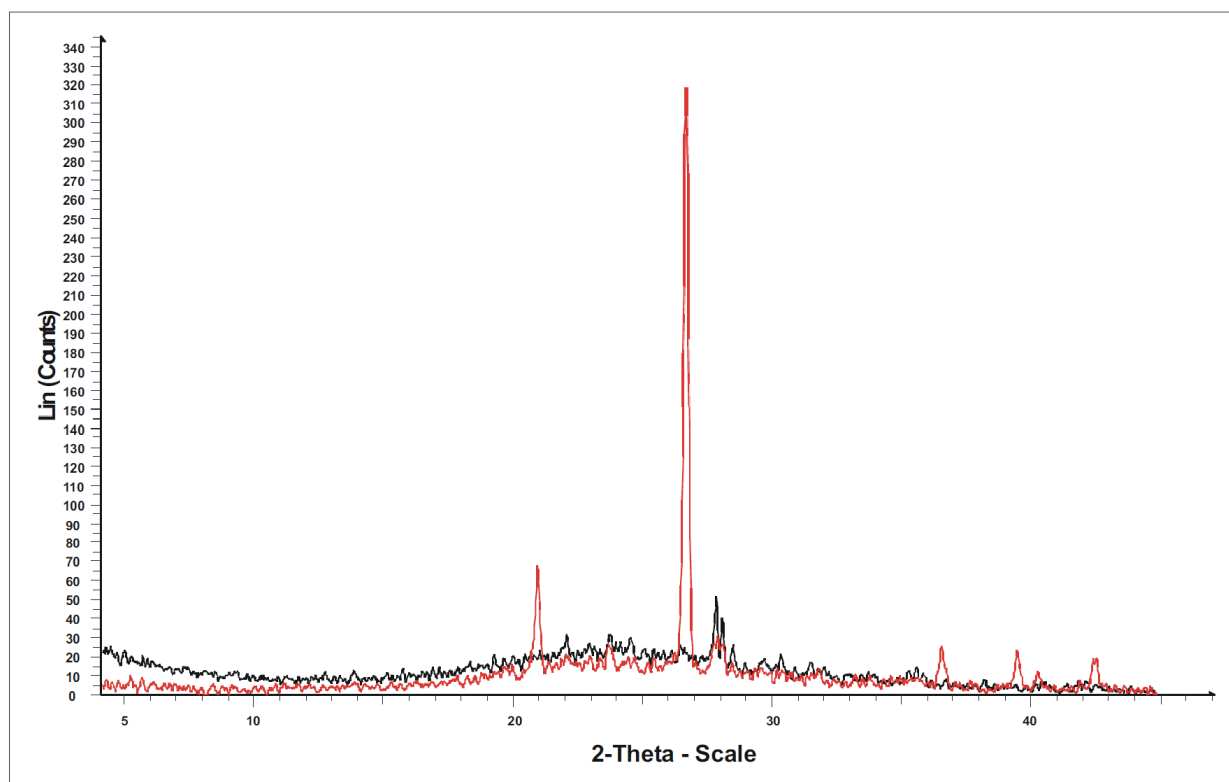


Figura 1.8: Difractograma obtenido para una muestra puramente amorfa (espectro negro) y para una mezcla de amorfo-cuarzo en una proporción de 3: 1 (espectro rojo). En ambos casos se observa la banda de difracción de baja intensidad, centrada en  $3,7 \text{ \AA}$  ( $24^\circ 2\theta$ ), tomado de Bertrand (2002).

como ventaja que la posición correspondiente al máximo de la banda de difracción no se superpone con ningún otro pico de minerales presentes en las muestras. Los resultados obtenidos a partir de este procedimiento se muestran en la Tabla 1.3 donde se presentan las proporciones de cuarzo y amorfos utilizadas en cada determinación junto el factor de corrección calculado en cada caso, que varía entre 64 y 83. El factor de corrección final corresponde al valor promedio que es 75 y se utilizó para cuantificar los amorfos en función de la intensidad máxima de su banda de difracción a  $3,7 \text{ \AA}$  (Bertrand, 2002).

Para la semi-cuantificación de los minerales cristalinos se utilizaron los factores calculados por Cook *et al.* (1975) ya que éste método utiliza la intensidad de las reflexiones para el cálculo, al igual que el método de Bertrand (2002) y por lo tanto los resultados son comparables. Sin embargo, la altura de las reflexiones depende de muchos parámetros operativos como el tipo de radiación utilizada (Co, Mo, Fe, Cu, etc.), tensión de la fuente (20-60 kV), corriente de filamento, la combinación de las rendijas para la colimación y filtrado

Tabla 1.3: Resultados obtenidos para la cuantificación de minerales amorfos por Bertrand (2002).

Proporción		Intensidad del pico principal		Factor de corrección calculado
<i>Cuarzo</i>	<i>Amorfos</i>	<i>Cuarzo</i>	<i>Amorfos</i>	
10	90	8,33	1,04	72
25	75	17,5	0,84	83
50	50	41,67	0,65	64
100	0	100	1,20-1,22-1,27	78-83-82
0	100			

de la radiación, la alineación inicial del goniómetro, los ángulos  $2\theta$  inicial y final de barrido ( $2-100^\circ$ ), la velocidad angular de barrido (grados/minuto,  $0.1-2^\circ/\text{min}$ ), la resolución angular o paso ( $0.01-1^\circ$ ), etc. y, por lo tanto, puede ser muy variable, a diferencia del área debajo de las reflexiones que se mantiene más estable. Por este motivo, además del método de Cook *et al.* (1975), también se aplicó el método de Schultz (1964) para semi-cuantificar la mineralogía total con el fin de comparar ambos resultados.

A diferencia del método de Cook *et al.* (1975), el método de Schultz (1964) no incluye factores para la cuantificación de piroxenos y anfíboles. Por lo tanto, para poder comparar ambos métodos, dentro de la semi-cuantificación según Schultz (1964) se realizó el cálculo de piroxenos utilizando la relación entre la intensidad de la reflexión  $2,99 \text{ \AA}$  del piroxeno y la reflexión  $3,18 \text{ \AA}$  del feldespato. En el caso de los anfíboles, no se utilizó ningún método auxiliar para su cálculo debido a que se encuentran presentes en forma de trazas en todas las muestras.

#### 1.4.3.3.2.2 Conteo Modal de Micas

Dado que el método de Schultz (1964) semicuantifica las micas junto con los minerales arcillosos, se realizó un conteo modal de micas en el microscopio con el objetivo de discriminar entre ambas fracciones granulométricas. Se trabajó sobre cuatro muestras (FU 3-4, FU 40-41, FU 56-57 y FU 63-64) siguiendo el mismo esquema utilizado para el conteo de los componentes amorfos: para cada muestra se prepararon dos granos sueltos sobre la fracción total, pero en este caso se contaron 25 granos en cuatro cuadrantes, es decir, un total de 100 granos por muestra.

### 1.4.3.3.3 Mineralogía de la Fracción Menor a 2 $\mu\text{m}$

#### 1.4.3.3.3.1 Difracción de Rayos X

El estudio detallado de la asociación de minerales arcillosos constituye una herramienta importante en estudios paleoambientales y paleoclimáticos, por lo que se realizaron diferentes análisis sobre la fracción arcilla de las muestras con el objetivo de identificar la presencia de diferentes especies de argilominerales.

La separación de la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  se inició con el tamizado vía húmeda de 1 g de muestra natural utilizando el tamiz de malla 325 (44  $\mu\text{m}$ ) y al pasante se lo concentró en centrífuga durante 20 minutos a 3600 rpm hasta reducir el volumen a 50 mL. Esta muestra fue tratada con agitación mecánica utilizando un ultrasonido de cuerno. La suspensión fue transferida a una probeta de 100 mL y la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  se extrajo por pipeteo, según Carver (1971), a los tiempos que indica la tabla, en este caso 3h 46m a 23 °C, de acuerdo con la ley de Stokes. Una parte de la suspensión correspondiente a la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  se utilizó para preparar los vidrios orientados mientras que otra parte se dejó secar en estufa y el polvo así obtenido fue montado sobre un vidrio portamuestra como polvo desorientado.

Los montajes orientados de la fracción arcilla se prepararon siguiendo los procedimientos de rutina indicados por Moore y Reynolds (1997) bajo diferentes tratamientos como se indica a continuación:

- ▶ Seco al aire (AD): Una delgada película de dispersión diluida correspondiente a la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ , previamente separada por pipeteo, se monta sobre un vidrio portamuestra y se deja secar al aire. Se realizaron difractogramas desde los  $5^\circ 2\theta$  hasta los  $60^\circ 2\theta$ .
- ▶ Expandido en vapor de etilenglicol (EG): Se prepararon a partir de las dispersiones secas al aire, sometiéndolas a vapores de etilenglicol durante 24 horas a 60 °C. Se realizaron difractogramas desde los  $5^\circ 2\theta$  hasta los  $60^\circ 2\theta$  para determinar la presencia de minerales arcillosos expansivos. Los vapores penetran en la intercapa causando un aumento del espaciado interatómico basal, a diferencia de otros minerales como illita, caolinita y clorita, que no sufren ninguna variación.
- ▶ Homoionizado con magnesio (Mg): La fracción  $< 2 \mu\text{m}$  se puso en contacto con una solución de  $\text{MgCl}_2$  1 N durante 12 horas en agitador plano orbital y luego se realizaron



varios lavados con agua destilada en centrífuga. A partir de dicha suspensión se prepararon vidrios portamuestra y se dejaron secar al aire.

- ▶ Expandido en vapor de glicerol (Gli): Los preparados homoionizados con magnesio se sometieron a vapores de glicerol durante 24 horas en un desecador a temperatura ambiente.
- ▶ Calcinado a 375 °C y 550 °C: Se calcinaron los vidrios portamuestra sometidos a vapores de glicerol, primero a 375 °C y luego a 550 °C en mufla durante 2 horas. Ambos se pasaron por el difractorómetro entre 2° y 15° 2θ para verificar si existe colapso de minerales arcillosos expansivos como la esmectita que pierde agua de constitución.
- ▶ Polvo desorientado: Se prepararon polvos desorientados de la fracción < 2 μm en vidrios portamuestras con el objetivo de determinar la reflexión (060) que para la clorita se encuentra en 1,54 Å y para minerales del grupo del caolín en 1,49 Å.

En la Tabla 1.4 se resume el comportamiento de las principales reflexiones de varias especies de minerales arcillosos cuando son sometidas a los diferentes tratamientos aplicados a las muestras.

Para estos análisis se utilizó un difractorómetro Rigaku DII Max C (ánodo CuK,  $\lambda=1,5414$  Å, filtro de Ni, 40 kV, 20 mA, velocidad de barrido 3°/minuto, goniómetro vertical) perteneciente a CIMAR-CONICET.

A partir de los difractogramas de la fracción menor a 2 μm se realizó la semi-cuantificación de los minerales arcillosos según Biscaye (1965) y Moore y Reynolds (1997).

Tabla 1.4: Respuesta de las principales reflexiones de varias especies de minerales arcillosos frente a los diferentes tratamientos aplicados. AD: seco al aire; EG: expandido en vapor de etilenglicol; 550 °C: calcinado a 550 °C.

	AD	EG	550 °C	Polvo desorientado
Montmorillonita	12,6 Å o 15 Å	Expande a 17 Å	Colapsa a cerca de 10 Å	060 cerca de 1,50 Å
Clorita	14 Å	Sin cambios	Incrementa intensidad	060 cerca de 1,54 Å
	7 Å	Sin cambios	Disminuye intensidad	
Caolinita	7 Å	Sin cambios	Se destruye	060 cerca de 1,49 Å
Vermiculita	14 Å	Sin cambios o leve incremento	Colapsa a cerca de 10 Å	060 cerca de 1,54 Å
Halloisita	7 Å	Sin cambios o incremento en espaciado	Se destruye	060 cerca de 1,49 Å
Illita	10 Å	Sin cambios, simétrico	Sin cambios	060 entre 1,51-1,52 Å

#### 1.4.3.3.2 Espectroscopía Infrarroja (FT-IR)

La caracterización mineralógica de la fracción menor a  $2\ \mu\text{m}$  mediante difracción de rayos X tiene algunas limitaciones dado que únicamente permite identificar materiales cristalinos y, además, no permite discriminar entre especies minerales cuyas reflexiones coinciden, como en el caso de los minerales del grupo del caolín. Por este motivo, se optó por utilizar espectroscopía infrarroja (FT-IR) para complementar el análisis mineralógico de esta fracción.

El análisis FT-IR se basa en la interacción de la radiación infrarroja con una sustancia que a través de procesos de absorción proporciona un espectro de reflexión de las bandas de los grupos funcionales. La posición de las bandas permite la identificación de los componentes de la muestra.

Se pesaron 3 mg de la muestra FU 3-4, tanto de la fracción total como de la fracción menor a  $2\ \mu\text{m}$ . En ambos casos, los sedimentos se molieron previamente en mortero de ágata y luego se colocaron sobre un cristal de ZnSe para llevar al equipo. Los análisis se llevaron a cabo en la región del IR medio, de  $4000\ \text{cm}^{-1}$  a  $400\ \text{cm}^{-1}$  con una resolución de  $4\ \text{cm}^{-1}$ . A las señales registradas, denominadas interferogramas, se las transforma en Fourier para obtener el espectro final y cada espectro es el resultado de 256 interferogramas. Luego de obtenidos los espectros de absorción de IR, se analizaron las bandas de absorción utilizando el programa ORIGIN 8.0.

Se utilizó un equipo Lumex FT08 que cuenta con un detector DTGS, un accesorio Smart RK ATR y un cristal de ZnSe perteneciente a la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue (Fig. 1.9).

#### 1.4.3.3.3 Test de Fieldes y Perrot (1966)

En suelos de climas húmedos, la meteorización de materiales piroclásticos da como resultado minerales pobremente cristalizados o de carácter amorfo (Burt, 2004). En la fracción arcilla, estos componentes corresponden principalmente a alófono, imogolita, ferrihidrita y complejos humus-aluminio (Besoain, 1985; Shoji *et al.*, 1993).

El método de determinación del pH desarrollado por Fieldes y Perrot (1966) es comúnmente utilizado como indicador del contenido de material no cristalino en el suelo y se basa en la observación de Egawa *et al.* (1960) sobre la propiedad de los alófanos de producir

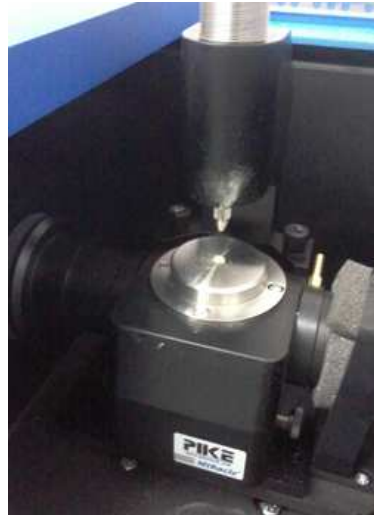


Figura 1.9: Espectrofotómetro infrarrojo Lumex FT08 con accesorio ATR.

una reacción alcalina con fluoruro de sodio (NaF). Esto se debe a que estos mineraloides poseen una elevada cantidad de grupos hidroxilo ( $\text{OH}^-$ ) cuya presencia puede ser testeada a través de una reacción de intercambio con aniones  $\text{F}^-$  (Gaitán y López, 2007).

Al realizar esta prueba se deben tener ciertas precauciones para que los resultados sean confiables, como que el pH de la solución de NaF 1 N se encuentre entre 7,5 y 7,8 (Burt, 2004). Además, la prueba no es apropiada para suelos con presencia de carbonatos libres (arrojan valores altos de  $\text{pH}_{\text{NaF}}$ ), suelos alcalinos ( $\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) > 8,2$ ) o muy ricos en materia orgánica (FAO, 2006).

El método consiste en controlar la variación de pH después de mezclar 1 g de sedimento con 50 mL de solución de NaF 1 N. Se siguieron los procedimientos indicados en el *Soil Survey Laboratory Methods Manual from United States Department of Agriculture, USDA* (Burt, 2004) y *Guidelines for Soil Description from Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO* (FAO, 2006).

Debido a la escasa cantidad de muestra disponible, se redujo a la mitad las proporciones, es decir, se utilizaron 0,5 g de sedimento y 25 mL de solución. La mezcla se lleva a un agitador magnético y al cumplirse exactamente 2 minutos, se mide el pH en el tercio superior de la suspensión sin dejar de agitar (Fig. 1.10). La mayoría de los suelos contienen componentes que reaccionan con el NaF liberando  $\text{OH}^-$ , sin embargo, un  $\text{pH}_{\text{NaF}} \geq 9,4$  es un fuerte indicador de que el material amorfo domina el complejo de intercambio del suelo (Burt, 2004).



Figura 1.10: Test de Fieldes y Perrot (1966).

En algunos trabajos realizados sobre Andisoles, en cercanías al área de estudio y otras zonas de características similares (Bertrand y Fagel, 2008; La Manna, 2005), la metodología utilizada para realizar el test de Fieldes y Perrot (1966) implica medir el  $\text{pH}_{NaF}$  al transcurrir 60 minutos (Quantin, 1972). Con el objetivo de comparar los resultados, se realizó, en forma paralela, la determinación de acuerdo con estos autores.

#### 1.4.3.3.4 Microscopía Electrónica

Se seleccionaron diferentes fracciones granulométricas para su observación en microscopio electrónico de barrido (MEB) y de transmisión (MET), con el objetivo de caracterizar los componentes principales del sedimento con mayor detalle, especialmente aquellos correspondientes a la fracción amorfa y arcilla.

Debido a que los minerales arcillosos poseen un tamaño de partícula  $< 2 \mu\text{m}$ , la microscopía electrónica (ME) es una técnica muy importante e irremplazable para la investigación de dichos materiales. Existen dos categorías principales de microscopía electrónica, divididas sobre la base de los principios de la imagen y forma de los especímenes: microscopía electrónica de transmisión (MET), y microscopía electrónica de barrido (MEB) (Fig. 1.11). Los microscopios electrónicos recientes cuentan con varios métodos analíticos acoplados, entre ellos espectroscopía de energía dispersiva (EDS) (Kogure, 2013).

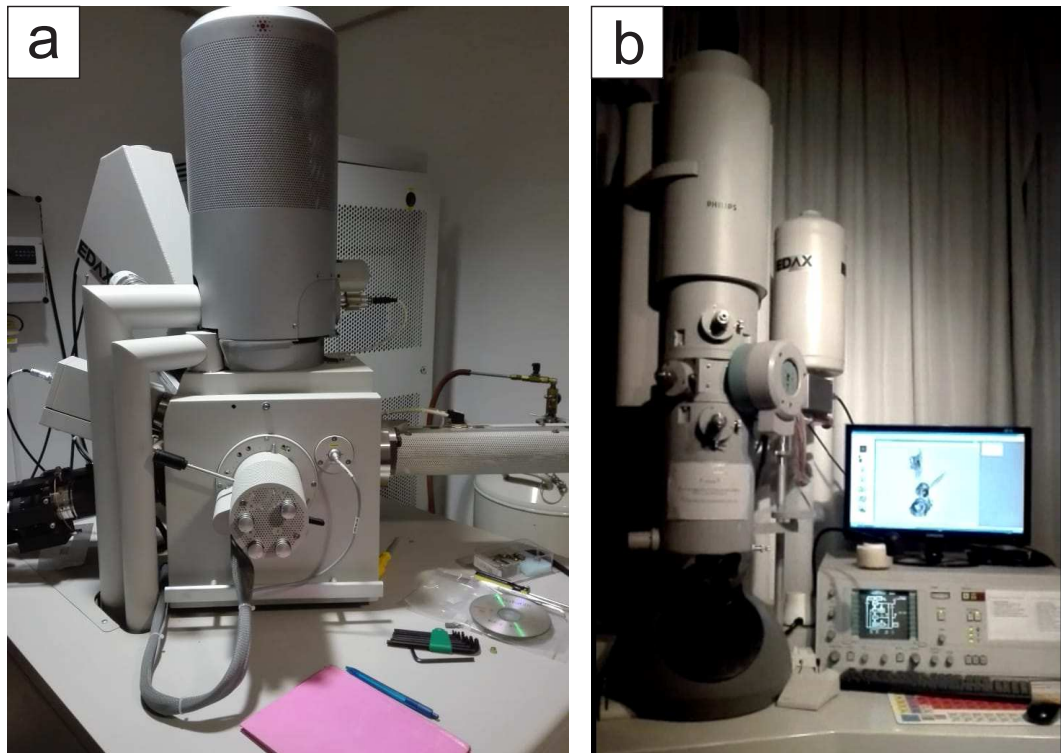


Figura 1.11: Equipos de microscopía electrónica utilizados, pertenecientes al Departamento Caracterización de Materiales, Servicio de Microscopía Electrónica de Barrido, Centro Atómico Bariloche. a) Microscopio electrónico de barrido (MEB) Modelo Inspect S50. b) Microscopio electrónico de transmisión (MET) Modelo Philips CM 200 UT.

#### 1.4.3.3.4.1 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

El microscopio electrónico de barrido utiliza electrones en lugar de luz para formar una imagen. Para lograrlo, el equipo cuenta con un dispositivo (filamento) que genera un haz de electrones para iluminar la muestra. Posteriormente, con diferentes detectores, se recogen los electrones generados a partir de la interacción con la superficie de la muestra para crear una imagen que refleja las características superficiales de la misma .

El reciente progreso en la resolución de las imágenes ha incrementado el valor del MEB en la ciencia de las arcillas, en especial gracias a las imágenes 3D de alta resolución. Una de las aplicaciones más importantes es el estudio de la morfología y textura de las partículas de arcilla a través de imágenes de alta magnificación (Kogure, 2013).

Para este tipo de análisis las muestras deben ser montadas en un portamuestra especial que consiste en una cinta adhesiva pegada a un taco circular metálico sobre la cual se adhiere la muestra (Fig. 1.12). Una vez que la muestra ha sido distribuida a lo largo de la cinta con

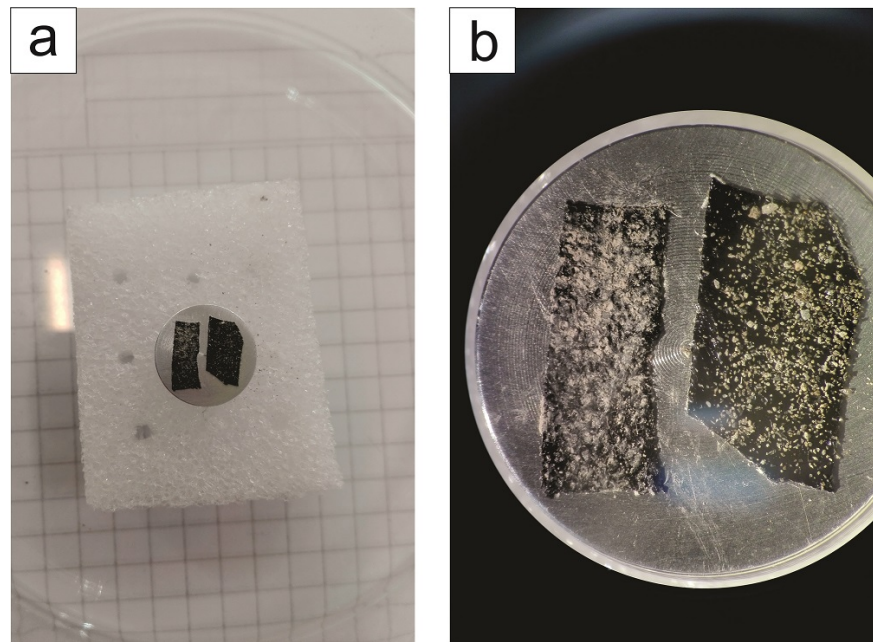


Figura 1.12: Muestras para observación en MEB montadas sobre cintas adheridas a un taco circular metálico. a) Tamaño del portamuestras comparado con una hoja de papel cuadriculada ubicada por debajo. b) Detalle de las muestras: a la izquierda la fracción arcilla y a la derecha la fracción limo grueso.

la ayuda de pinzas, se lleva a un metalizador donde es cubierta con una capa delgada de oro de unos  $\text{\AA}$  de espesor para que la muestra sea conductora.

La fracción correspondiente al pasante del tamiz malla 325 (limo grueso) se observó en un MEB Modelo FEI Inspect S50, que cuenta con un EDS acoplado para realizar análisis de elementos mayoritarios de microrregiones, mientras que la fracción  $< 2 \mu\text{m}$  (arcilla) se observó en un MEB Modelo SEM-FEG FEI NOVA nanoSEM 230 que permite una mayor magnificación. Los equipos utilizados pertenecen al Departamento Caracterización de Materiales, Servicio de Microscopía Electrónica de Barrido, Centro Atómico Bariloche. Se trabajó bajo condiciones de voltaje de aceleración de 5 kV.

#### 1.4.3.3.4.2 Microscopía Electrónica de Transmisión (MET)

La estructura básica del MET es similar a la de los microscopios ópticos, reemplazando un bombillo con un cañón de electrones, y los lentes de vidrio con lentes magnéticos (Kogure, 2013). Los electrones son acelerados y focalizados mediante dos lentes condensadoras sobre una muestra delgada, transparente a los electrones. Es particularmente aplicado en



materiales de granulometrías muy finas.

Además de la resolución de imagen extremadamente alta, la ventaja del análisis de MET es la combinación de imágenes y difracción (Kogure, 2013). Con este microscopio se puede obtener un diagrama de difracción de la muestra, lo que nos aporta una valiosa información sobre la estructura cristalina de la misma.

Se separaron bajo lupa binocular los aglomerados de partículas muy finas para su observación en un MET Modelo Philips CM 200 UT, operado a un voltaje de aceleración de 200 kV y equipado con una unidad de microanálisis EDS-EDAX Génesis, que permite obtener información de la composición.

Los aglomerados de partículas muy finas fueron suavemente molidos, disueltos en un alcohol y dispersados mediante ultrasonido. Para el montaje de la muestra se dejó evaporar una gota de dicha suspensión coloidal sobre una rejilla de cobre recubierta con carbono (Fig. 1.13). El equipo utilizado pertenece a la División Física de Metales, Centro Atómico Bariloche.

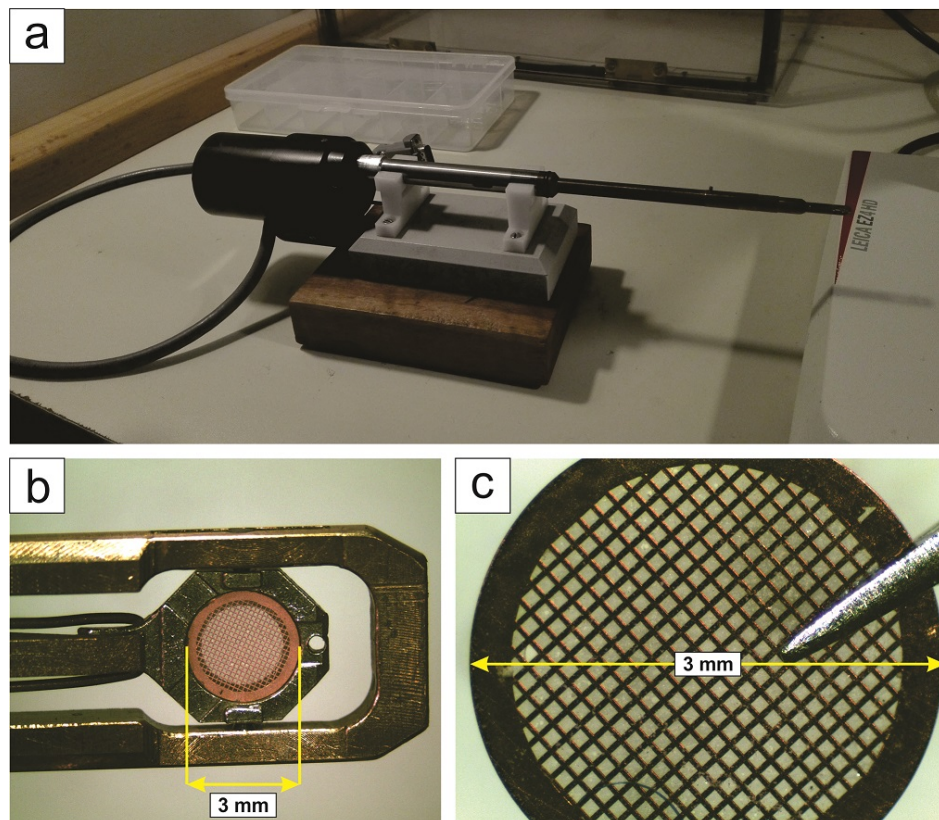


Figura 1.13: Equipo utilizado para montar las muestras en MET. a) Herramienta para sostener la rejilla. b) Detalle del extremo donde se monta la rejilla. c) Rejilla de cobre.

#### 1.4.4 Trabajo de Gabinete Final

##### ***1.4.4.1 Comparación de la Mineralogía con la Geoquímica de los Sedimentos***

Con el objetivo de identificar posibles relaciones entre las variaciones de los elementos químicos y las variaciones mineralógicas, se compararon los datos geoquímicos disponibles del testigo con los datos mineralógicos que resultaron de este trabajo. Para realizar esta comparación se utilizaron los datos geoquímicos obtenidos previamente por Daga *et al.* (2020).

##### ***1.4.4.2 Análisis de la Información Bibliográfica***

Se realizó una búsqueda bibliográfica sobre trabajos realizados en la región y, en particular, en la cuenca del lago Futalaufquen, para establecer relaciones entre la mineralogía de los sedimentos y la litología, los suelos y los depósitos regionales, así como también con las zonas de aporte y los procesos sedimentarios de la cuenca: erosión, transporte y depositación.

Se compararon los resultados mineralógicos con otros *proxies* disponibles para el testigo, tales como la geoquímica y sedimentología, que pueden ser indicadores paleoclimáticos. También se consultaron otros trabajos publicados en la zona con el objetivo de realizar inferencias a nivel regional sobre los factores que influyen en la mineralogía de los sedimentos en este tipo de ambiente.



---

## CAPÍTULO 2

### MARCO GEOLÓGICO

---

La geología del área de estudio fue recopilada por Lizuain y Viera (2010) en la Hoja Geológica 4372-I y II, Esquel.

El sector patagónico norte de la Cordillera de los Andes está ubicada en la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes (Stern, 2004), que resulta de la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana. El arco volcánico activo actual, correspondiente a la ZVS, se extiende desde los 33° S hasta los 46° S e incluye varios volcanes activos desde el Mioceno hasta el presente (Fig. 2.1). Los volcanes localizados cerca de la zona de estudio son el Huequi, Chaitén, Michinmahuida y Corcovado, con pocas compilaciones disponibles sobre la actividad volcánica histórica (González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh Sepúlveda, 2004), y limitados estudios científicos sobre ellos. Como se observó durante la última erupción riolítica explosiva del volcán Chaitén en 2008, los eventos volcánicos que ocurrieron en la ZVS han afectado frecuentemente el territorio patagónico y el sitio de estudio en particular (Daga *et al.*, 2016a).

El lago Futalaufquen está localizado en el ámbito de la Cordillera Patagónica Septentrional. La estructuración actual de la Cordillera de los Andes se implementó a través de los movimientos Quéchuicos, responsables de la reactivación de las fracturas preexistentes, en especial aquellas originadas en las etapas extensionales del Mesozoico que permitieron el desarrollo de cuencas y el emplazamiento de granitoides jurásicos y cretácicos.

La región presenta dos sectores bien definidos, uno cordillerano y otro extraandino, donde coexisten una faja corrida y plegada, una cuenca de antepaís, y una zona de antepaís que corresponde a la parte occidental del Macizo de Somún Curá. Ambos sectores

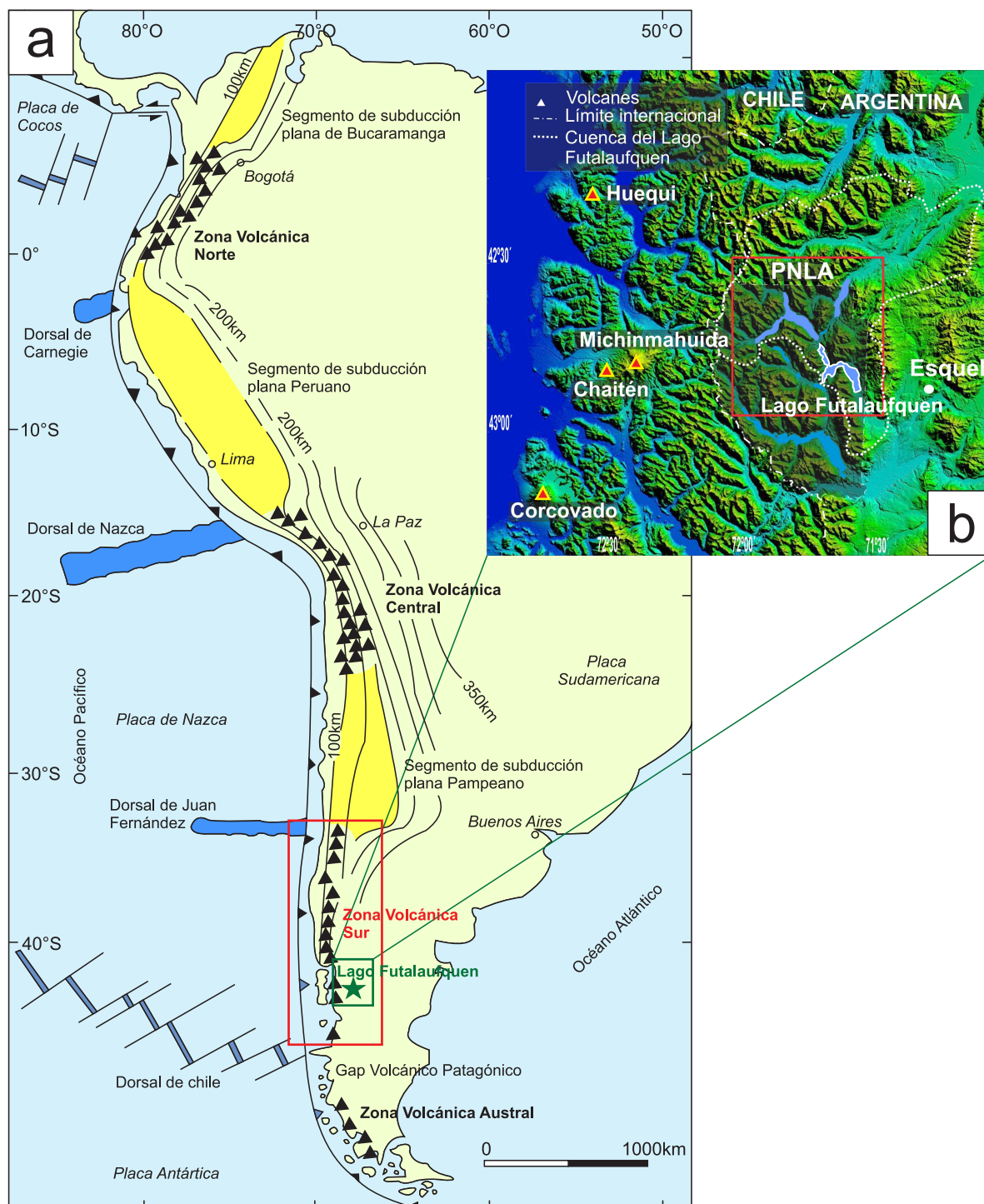


Figura 2.1: Ubicación del área de estudio en la Zona Volcánica Sur. a) Se observan los cuatro segmentos donde se produce vulcanismo a lo largo del margen continental: Zona Volcánica Norte, Central, Sur y Austral. b) Detalle del área de estudio mostrando la ubicación del lago Futralauquen dentro del Parque Nacional Los Alerces (PNLA) y los volcanes más cercanos que afectan al lago (modificado de Ramos y Aleman (2000)).

fueron modelados durante el Cuaternario por importantes eventos glaciarios que modificaron intensamente el relieve existente y muchos de los ríos y arroyos tienen sus nacientes en circos y lagos glaciarios. En la actualidad se preservan pequeños glaciares en las nacientes de los ríos Aterzal, Turbio, Tigre y Los Alerces (Lizuain y Viera, 2010).

Durante el Pleistoceno se formaron importantes valles en “U”, tal es el caso de los valles colectores principales, de Norte a Sur, de los ríos Azul, Turbio, Epuyén, Tigre, Carrenleufú, Rivadavia, Arrayanes y Desaguadero que incluyen los lagos Puelo, Epuyén, Cholila, Rivadavia, Menéndez y Futalaufquen (Lizuain y Viera, 2010).

A esos procesos se deben sumar las alteraciones del paisaje generadas por la actual red de drenaje y los fenómenos de remoción en masa. Los valles están compuestos por depósitos agradacionales indiferenciados y material aluvial y coluvial reciente. Los suelos de la región se encuentran sobre pendientes leves a moderadas y están representados por Andisoles y Ustosoles, los primeros desarrollados sobre material volcánico y/o volcanoclástico y los últimos sobre materiales cuaternarios no-consolidados (del Valle, 1998).

La posición de los Andes, paralela a la costa pacífica, es uno de los factores que controlan el clima en la Patagonia. Los mismos actúan como una barrera topográfica que genera un fuerte gradiente Oeste-Este de precipitaciones a través de la región, con más de 2000 mm/año en los Andes, disminuyendo exponencialmente por debajo de 200 mm/año en la estepa. El clima en esta región se define como templado frío húmedo, con precipitaciones de otoño-invierno y una temperatura anual media de alrededor de 8 °C. Otros factores que dominan el clima son los patrones de circulación globales y movimientos estacionales de masas de aire provenientes del Océano Pacífico que resultan en fuertes y constantes vientos del Oeste a través de la región (Paruelo *et al.*, 1998; Roig y Villalba, 2008). En consecuencia, los volcanes que pertenecen a la ZVS constituyen fuentes potenciales de cenizas volcánicas para los lagos en el sitio de estudio (Daga *et al.*, 2016a).

\*\*\*\*\*

## 2.1 Estratigrafía

En la región la unidad más antigua de la columna estratigráfica está representada por las metamorfitas precámbricas de la Formación Cushamen intruidas por los granitoides silúricos de la Formación El Platero. El basamento pre-mesozoico se completa con las sedimentitas

marinas de bajo grado metamórfico de la Formación Esquel (Paleozoico Superior). En el Jurásico Inferior, se produjo sobre este zócalo la sedimentación en discordancia angular de la Formación Piltriquitrón asociada con un vulcanismo de arco de carácter ácido a mesosilíceo. Durante esta época también ocurrió el emplazamiento de diabasas y gabros (Formación Cresta de Los Bosques).

La Formación Lago La Plata representa la implantación de un arco volcánico calcoalcalino durante el Jurásico Medio a Superior que permitió el desarrollo de un extenso vulcanismo en la Cordillera Patagónica. En el Jurásico Medio se habrían intruido granitoides reunidos en la Formación Leleque.

Durante el Cretácico, la existencia de otro arco volcánico calcoalcalino posibilitó el desarrollo del vulcanismo mesosilíceo a ácido de la Formación Divisadero. A fines de esa época tuvo lugar, en la Cordillera Patagónica, un episodio plutónico de importancia regional representado por el emplazamiento de los Granitoides del Batolito Andino.

En el Paleógeno se generaron dos arcos volcánicos, un arco magmático externo, bimodal, que corresponde a la Formación Huitrera (Paleoceno-Eoceno) y otro, interno, ampliamente difundido en el ámbito de la Cordillera Patagónica cuyas rocas componen la Formación Ventana (Eoceno). En el Oligoceno, con la extinción del vulcanismo paleógeno y luego de un periodo de erosión, se depositaron facies psefíticas (destrucción de los arcos) que sirvieron de base a depósitos marinos y continentales. Este conjunto constituye la Formación Ñorquinco.

Ya en el Neógeno, en el Mioceno, en el sector extraandino se depositaron sedimentitas y tobas pertenecientes a la Formación Collón Curá. También tuvo lugar un episodio subvolcánico restringido, que determinó el emplazamiento de la Andesita Cerro Plataforma.

A continuación se describen las unidades que afloran en cuenca de drenaje del lago Futalaufquen y que aportan sedimentos al mismo (Fig. 2.2).

### 2.1.1 Formación Lago La Plata (Jurásico Medio)

Se reúnen bajo esta denominación a secuencias volcánicas de edad jurásica media a superior que afloran en la línea de altas cumbres, con mayor desarrollo al Sur de los 45° S, en forma más aislada entre los 42° y 42°30' S (Haller *et al.*, 1981; Lizuain, 1981) y en asomos esporádicos entre El Bolsón y el lago Nahuel Huapi (Lizuain, 1983). En el área de estudio aflora al Sur del lago Futalaufquen y en las márgenes de sus brazos norte y sudoeste (Fig. 2.2).

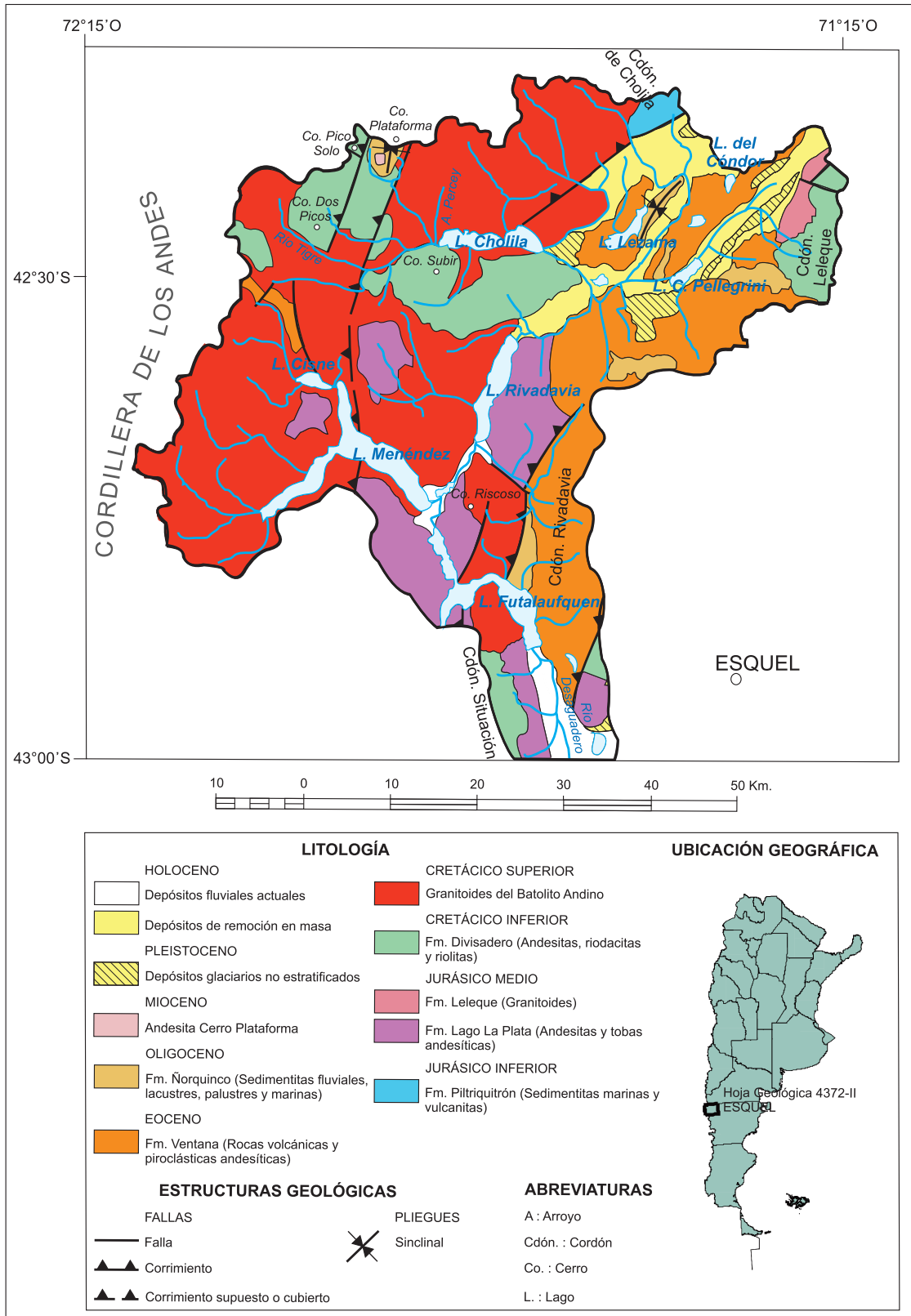


Figura 2.2: Mapa geológico de la cuenca del lago Futralufquen (modificado de Lizuain y Viera (2010)).

La Formación Lago La Plata está integrada en la región por mantos andesíticos rojizos a morados y por tobas líticas andesíticas, con un espesor entre 650 y 1100 m. Hacia el Sur presenta intercalaciones de mantos dacíticos y volcanitas ácidas. (Ramos, 1976, 1981; Haller y Lapido, 1982). En el lago Futalaufquen, estas volcanitas andesíticas están cubiertas por la Formación Divisadero (Cretácico).

Este amplio vulcanismo está vinculado a un arco volcánico calcoalcalino, en respuesta a una paleozona de Benioff con un ángulo intermedio a bajo y una velocidad de convergencia moderada (Dickinson y Snyder, 1978).

### 2.1.2 Formación Divisadero (Cretácico Inferior)

Bajo este nombre, Lapido (1979) y Ramos (1976, 1978, 1981) caracterizaron a secuencias volcanogénicas del Cretácico inferior aflorantes en el segmento sur de la Cordillera Patagónica Septentrional (al Sur del paralelo 43° S). La unidad aflora al Norte del río Tigre formando parte de los cerros Pico Solo y Dos Picos. Al Sur del río Tigre se extiende hacia el límite internacional, como también al Sur del lago Cholila. También aflora al Sur del lago Futalaufquen, en los cordones Rivadavia y Situación (Fig. 2.2).

La secuencia está constituida mayoritariamente por andesitas y por riolitas y riolitas en forma subordinada. El espesor supera, al Sur del cerro Pico Solo, los 700 m. Sobre la margen sur del lago Cholila afloran andesitas de grano fino y color gris verdoso de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (An 42 %) zonal, y de hornblenda casi totalmente reemplazada por clorita. En la pasta se observa plagioclasa y anfíbol junto a gránulos de minerales opacos y escaso cuarzo. En el cerro Subir, las andesitas muestran intercalaciones de riolitas de textura porfírica con numerosos fenocristales de cuarzo y con los feldespatos reemplazados por calcita secundaria, entre los que se reconoció plagioclasa (andesina, An 33 %). La pasta es felsítica y está integrada por cuarzo, feldespato, minerales opacos y clorita (Lizuain y Viera, 2010).

Este vulcanismo está vinculado a un arco magmático calcoalcalino, que se emplazó en el Cretácico inferior, integrado por un arco interno con predominio andesítico y un arco externo de naturaleza ácida. Entre ambos ocurrió el desarrollo de una cuenca de intra-arco donde se depositaron términos sedimentarios (Ramos y Palma, 1983).

### 2.1.3 Granitoides del Batolito Andino (Cretácico Superior)

El plutonismo cretácico representa el emplazamiento de mayor importancia y extensión del Batolito Patagónico de la cordillera. En general, se distribuye según el eje axial en forma continua, salvo en el segmento sur en donde los afloramientos son discontinuos. Las intrusiones alcanzaron su mayor desarrollo hace 98 Ma (Ramos *et al.*, 1982).

La unidad se extiende de forma casi continua en el sector occidental de la cuenca del lago Futalaufquen (Fig. 2.2). En la región, la composición en orden decreciente de abundancia está dada por dioritas y dioritas cuarcíferas, tonalitas, granodioritas y granitos (Lizuain y Viera, 2010).

En el cerro Plataforma afloran tonalitas de grano mediano con textura granular con plagioclasa y biotita, y cuarzo intersticial (20 %). Como minerales accesorios hay apatita, circón y opacos. En el cordón de Cholila aparecen granodioritas de grano mediano a fino, grisáceas, de textura granosa, con andesina dominante y menores proporciones de feldespato potásico, anfíbol (hornblenda), biotita y cuarzo (20 %). Hay apatita, opacos, circón y turmalina como minerales accesorios (Lizuain y Viera, 2010).

Dentro de la unidad se incluye a rocas hipabisales, en general básicas (lamprófiro, gabros y espesartitas), que conforman diques y pequeños cuerpos emplazados en los cuerpos plutónicos, en las secuencias mesozoicas y en el basamento metamórfico. Su génesis y su edad estarían relacionadas con los pulsos graníticos acaecidos en la región. En general, estos granitoides intruyen a las secuencias volcánicas mesozoicas y están cubiertas por las secuencias volcánicas y sedimentarias del Terciario inferior. Al Sur del lago Menéndez la unidad intruye a las volcanitas de la Formación Lago La Plata (Jurásico) y, al Noroeste del mismo lago, las plutonitas están cubiertas por la Formación Ventana (Eoceno) (Lizuain y Viera, 2010).

El aumento en la velocidad de convergencia, que originó la Fase Patagónica Principal, habría generado una disminución del ángulo de la paleozona de Benioff y como consecuencia el cese de la actividad volcánica. Se habría instalado así, un régimen compresivo con una estructuración de las unidades más antiguas y el emplazamiento del Batolito Patagónico durante el Cretácico superior (Lizuain y Viera, 2010).

#### 2.1.4 Formación Ventana (Eoceno)

La denominación comprende parte de las volcanitas que tradicionalmente integraron la Serie Andesítica Eocena (Feruglio, 1927). González Bonorino (1973) le asignó el nombre, con su localidad tipo en el cerro del mismo nombre, en las inmediaciones del lago Nahuel Huapi.

En la cuenca del lago Futalaufquen, la mayor concentración de asomos se encuentra al Este, en el cordón Rivadavia y alrededores de los lagos C. Pellegrini y Lezama. La secuencia está integrada por coladas y/o mantos, aglomerados, brechas, tobas y diques. La roca más común es la andesita y, en forma subordinada, basaltos y basandesitas. La entidad se emplaza entre el basamento paleozoico-mesozoico al que sobreyace en relación de discordancia angular y las sedimentitas marinas y continentales paleógenas que la cubren mediando una discordancia de erosión (Lizuain y Viera, 2010).

Las rocas son descritas como andesitas gris verdosas, con textura microporfírica y pasta intergranular; a veces se advierten vesículas. Los fenocristales son de plagioclasa de composición oligoclasa-andesina y de un mineral fémico alterado a clorita (en algunos individuos se reconocieron restos de piroxeno). Además, se encontraron basaltos de color gris, de textura microporfírica, con escasos fenocristales de plagioclasa (casi totalmente reemplazados por clorita) y de piroxeno (augita) de color rosado con débil pleocroísmo, inmersos en una pasta, en parte pilotáxica y en parte intergranular, integrada por plagioclasa cuya composición varía de andesina (An 34 %) a labradorita (An 54 %) y gránulos de piroxenos y minerales opacos junto a escaso vidrio con alteración arcillosa (Lizuain y Viera, 2010).

#### 2.1.5 Formación Ñorquinco (Oligoceno)

Con este nombre se distingue a los depósitos continentales, marinos y palustres que sobreyacen a las volcanitas de la Formación Ventana (Cazau, 1972).

El mejor perfil está situado en el paraje Loma Boscosa, 5 km al Sur del lago C. Pellegrini (Cazau, 1972). Buenas secciones se ubican al Este del lago Lezama y en el cerro Plataforma. Otros afloramientos fueron ubicados sobre la margen occidental del lago Cisne y al Sur del cerro Riscoso.

La secuencia sedimentaria, en la mayor parte de los asomos, se inicia con un conglomerado



basal donde predominan los clastos de volcánitas (andesitas, basaltos, riolitas) a los que siguen en orden decreciente de abundancia clastos de plutonitas, de cuarzo y de metamorfitas. Este conglomerado presenta una distribución regional, localizándose entre los paralelos 41°30' y 43° y los meridianos 71° y 72°. Las facies conglomerádicas, que superan espesores de 120 m, se acuñan tanto al Este como al Oeste del meridiano 71° de latitud Sur, pasando lateralmente a areniscas gruesas a veces algo conglomerádicas con mayor porcentaje de cuarzo y feldespato (Lizuain y Viera, 2010).

En el cerro Plataforma se reconocieron niveles fosilíferos, ricos en equinodermos, gastrópodos y bivalvos (Lizuain, 1979). La entidad es portadora de fósiles de agua dulce como diplodon, gastrópodos, peces, cangrejos, ostrácodos, plantas y restos de troncos silicificados (Feruglio, 1941; González Bonorino, 1979; Cazau, 1972, 1980). Se determinaron palinomorfos de angiospermas y gimnospermas cuya edad puede ubicarse entre el Eoceno superior y el Oligoceno (Pöthe de Baldis, 1978).

La entidad yace en relación discordante sobre la Formación Ventana. Sepúlveda y Viera (1980) describieron una discordancia angular de bajo grado entre las sedimentitas de la Formación Ñorquinco y la Formación Ventana. Los afloramientos aquí descritos corresponden al ciclo sedimentario post Formación Ventana, con términos sedimentarios continentales e intercalaciones marinas (Lizuain y Viera, 2010).

### 2.1.6 Depósitos Glaciares No Estratificados (Pleistoceno)

El material depositado en forma directa por los glaciares conformó arcos morénicos bien conservados como los de Epuén, Cholila y Esquel. En estas áreas se reconocieron morenas de fondo y laterales. Afloramientos importantes se ubican entre los cordones de Esquel y Rivadavia y al Sur de Cholila.

Los clastos que componen esta unidad, que alcanzan hasta 80 cm de diámetro mayor, muestran una composición que refleja la constitución de la Cordillera Patagónica para esta latitud. Se observaron clastos de las formaciones pre-glaciares provenientes de los Granitoides del Batolito Andino, de la Formación Piltriquitrón y de las secuencias volcánicas mesozoicas y terciarias. Los clastos están inmersos en una matriz arenosa, con escasa arcilla y pobre cementación (Lizuain y Viera, 2010).

### 2.1.7 Depósitos de Remoción en Masa (Holoceno)

Estos depósitos de bloques, gravas, arenas y limos tienen su origen, en mayor medida, en deslizamientos de diferente magnitud que en general afectaron a depósitos glaciares, observándose también fenómenos de reptaje y solifluxión. En la zona afloran entre los cordones de Cholila y Leleque (Lizuain y Viera, 2010).

### 2.1.8 Depósitos Fluviales Actuales (Holoceno)

Estos depósitos actuales corresponden a los ubicados en las planicies de inundación de los ríos, arroyos y cursos menores y en los cuerpos de agua cerrados. Tienen una granulometría variada desde gravas hasta arcillas. En la zona se destacan los de los valles de los ríos Desaguadero y Tigre (Lizuain y Viera, 2010).

\*\*\*\*\*

## 2.2 Suelos

En el área de estudio (Fig. 2.3), los suelos han sido caracterizados por diferentes autores (del Valle, 1998; La Manna, 2005; Panigatti, 2010; Matteucci, 2012) como Andosoles (FAO, 1968; FAO/UNESCO, 1975), también denominados Andepts (Soil Survey Staff, 1975) o Andisoles (Soil Survey Staff, 1990, 1992) dependiendo del sistema de clasificación utilizado.

Los suelos de origen volcánico representan menos del 1 % de la superficie terrestre. A partir de que Smith (1978) propuso elevar el Suborden Andept de los Inceptisoles a la categoría del Orden Andisol, se han examinado muchos suelos formados de materiales volcánicos. Esas investigaciones identificaron muchas propiedades químicas y físicas comunes en los Andisoles. Besoán (1985) señala que más del 75 % del vulcanismo actual se concentra en los límites convergentes entre placas litosféricas, en consecuencia los suelos originados a partir de cenizas volcánicas se distribuyen en los alrededores de dichos contactos. Los suelos de origen volcánico poseen una serie de propiedades particulares (elevada capacidad de retención de humedad, baja densidad aparente, alta capacidad de retención de fosfato, alto contenido de carbono orgánico) que los diferencian de los suelos originados a partir de otros materiales. Estas propiedades están dadas por la existencia de aluminosilicatos no cristalinos en la fracción arcilla, principalmente alófano, imogolita, ferrihidrita y complejos

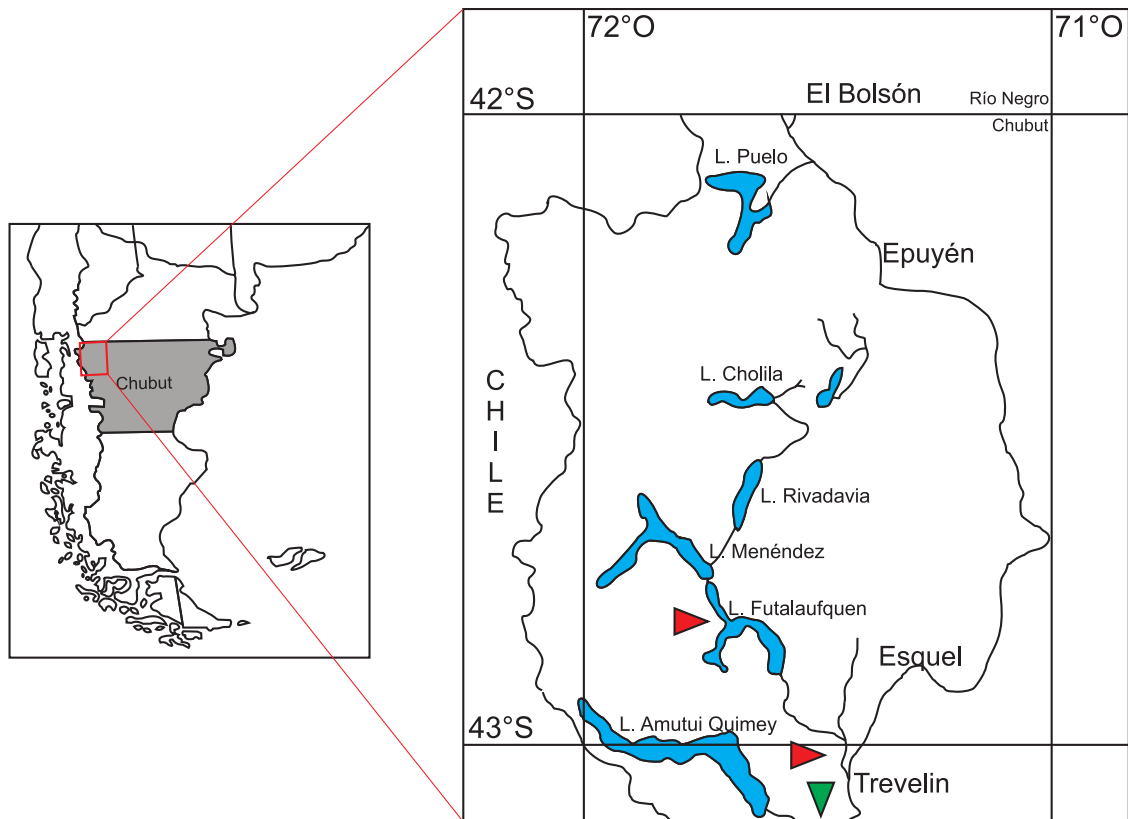


Figura 2.3: Localización de los sitios de muestreo de suelos estudiados por La Manna (2005) (rojo) y Panigatti (2010) (verde) (modificado de La Manna (2005)).

humus-aluminio (Besoain, 1985; Shoji *et al.*, 1993).

En la Cordillera de los Andes austral, entre los paralelos 36° y 44° S, se ubica una serie de volcanes, especialmente del lado chileno, de los cuales unos 50 están en actividad o han tenido alguna erupción en épocas históricas (Stern, 2004). La existencia de vientos predominantes del Oeste han producido una distribución de material volcánico desde Chile hacia la región Andinopatagónica de Argentina. Esto ha determinado que la mayor parte de los suelos de esta región sean derivados de cenizas volcánicas y clasificados como Andisoles. Estos suelos representan aproximadamente 4 millones de hectáreas de la región Andina de las provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut (del Valle, 1998). El material volcánico sufre diferentes procesos pedogenéticos en función de las precipitaciones y la posición en el paisaje. Por lo tanto, el gradiente de precipitación característico de la región se asocia con un gradiente edáfico. Al Oeste, donde se producen las mayores precipitaciones, está caracterizado por la presencia de aluminosilicatos no cristalinos (alófano e imogolita) y está dominado por Andisoles. Al Este, en el sector húmedo-subhúmedo, los suelos son menos lixiviados y existe

una transición de Andisoles a Molisoles de régimen xérico. La formación de halloisita se ve favorecida en estos ambientes más secos (La Manna *et al.*, 2018).

En los alrededores de la localidad de Trevelín, a unos 25 km del lago Futalaufquen, el material parental del suelo corresponde a cenizas volcánicas, dando lugar al desarrollo de suelos con textura arenofranca en superficie y algo más fina en profundidad, estructura débil a masiva y presencia de alófano (La Manna, 2005; Panigatti, 2010) (Fig. 2.3). En las inmediaciones del brazo norte del lago Futalaufquen, a tan sólo 5 km del sitio del muestreo, los suelos presentan una textura más gruesa (arenofranca a arenosa), estructura débil (granular con tendencia a grano suelto) a masiva y presencia de alófano en todos los horizontes. En este sitio el material parental fue asignado a depósitos volcánicos con un tamaño mayor a 2 mm y un peso específico menor a 1, correspondientes a pumita (La Manna, 2005) (Fig. 2.3).

\*\*\*\*\*

## 2.3 Ambientes Lacustres

### 2.3.1 Generalidades

En la última década, la preocupación por el problema del cambio climático global ha intensificado en una enorme medida el estudio de los registros sedimentarios de los lagos actuales, como eficaz herramienta de reconstrucción de la evolución climática reciente, debido a la sensible respuesta que estos sistemas muestran frente a cambios ambientales de origen climático, que queda reflejada en sus sedimentos, y a la alta resolución temporal de sus registros (Fregenal Martínez y Meléndez, 2010).

Los lagos se forman donde hay un abastecimiento de agua hacia un bajo topográfico sobre la superficie del terreno. Son alimentados principalmente por ríos y pierden agua por descarga de flujo hacia un río y/o evaporación desde la superficie. El balance entre el agua que recibe y pierde el lago y la tasa a la que se produce la evaporación controlan el nivel y la química del agua en el lago. Bajo condiciones de gran aporte de agua, el nivel de agua del lago puede ser constante y el agua permanece dulce. Un bajo aporte de agua combinado con altas tasas de evaporación en una cuenca cerrada producen un balance hídrico negativo, incrementando la concentración de los iones disueltos, que pueden precipitar como evaporitas en un lago salino o cuando un lago efímero se seca. Por lo tanto, los lagos son muy sensibles

a los cambios climáticos y ambientales en general (Nichols, 2009).

En cuanto a las clasificaciones es posible encontrar cierta variedad de criterios a la hora de abordar el problema. En función de su origen los lagos pueden ser tectónicos, volcánicos, glaciares, kársticos, de actividad fluvial, de actividad eólica, formados por deslizamientos, por actividad costera, orgánicos, antropogénicos, de impacto meteorítico. En función de su capacidad para estratificar la columna de agua pueden ser amícticos, monomícticos, dimícticos, polimícticos o meromícticos, permitiendo esto varias subclasificaciones. En función del tipo de sedimentos que se acumulan en ellos pueden ser siliciclásticos, carbonáticos, salinos, orgánicos, o mixtos. En función del contenido en materia orgánica y nutrientes en las aguas del lago pueden ser oligotróficos, distróficos o eutróficos. Dependiendo del cinturón climático en el que se ubican pueden ser glaciares, periglaciares, templados, subtropicales, tropicales, áridos o desérticos, con las variantes además introducidas por la posición altimétrica. Según su balance hidrológico pueden ser hidrológicamente abiertos, hidrológicamente cerrados perennes o hidrológicamente cerrados efímeros (Fregenal Martínez y Meléndez, 2010).

Los lagos que se encuentran en el área de estudio son principalmente de origen glaciar. Este tipo de lagos están situados en las latitudes frías y templadas de ambos hemisferios y son el resultado de las recientes glaciaciones y posterior deglaciación global.

Las dos fuentes primarias de sedimentos lacustres son el material acarreado al lago desde el área de drenaje del mismo y los sedimentos producidos dentro del propio lago a partir de diversos procesos físico-químicos y biológicos. Como consecuencia los sistemas lacustres son, en conjunto, los medios sedimentarios que probablemente registran el espectro más amplio de variabilidad composicional. Esto se debe tanto a la variedad posible de áreas fuente como a la variabilidad de la composición química de sus aguas. Esto ocurre tanto entre lagos diferentes como en un mismo lago a lo largo del tiempo (Fregenal Martínez y Meléndez, 2010).

Este rango composicional abarca todo tipo de sedimentos detríticos, sedimentos bioproducidos o bioconstruidos (esencialmente carbonáticos), una gran diversidad de precipitados químicos a partir del agua y la acumulación de material orgánico transportado hasta el lago o a partir de su propia producción (Fregenal Martínez y Meléndez, 2010).

Según Biju-Duval (2002), existen dos amplias clases de mecanismos de sedimentación

que a menudo trabajan juntos o en alternancia. Si el flujo detrítico, terrígeno y alóctono es abundante en el dominio acuático, dominarán los siguientes procesos:

-La dinámica del aporte fluvial formará pequeños deltas lacustres.

-Los procesos gravitacionales ocurrirán si se produce algún desbalance, por ejemplo, debido a inundaciones excepcionales. Bajo estas condiciones se pueden producir corrientes de turbidez.

-El viento puede inducir importantes oscilaciones del nivel del agua denominadas *seiches*, produciendo olas e incluso algo de deriva litoral.

El otro gran mecanismo de sedimentación es la sedimentación bioquímica autóctona, que es característica de los ambientes lacustres bien confinados si el aporte terrígeno es bajo. Esto está muy influenciado por las condiciones climáticas y de productividad orgánica. Bajo ciertas condiciones, las algas y el zooplancton y fitoplancton lacustres proliferarán y la producción de biomasa puede variar rápidamente en el tiempo (Biju-Duval, 2002).

En lagos frecuentemente afectados por erupciones volcánicas, a los mecanismos de sedimentación mencionados anteriormente se debe sumar la entrada de material piroclástico, que es uno de los materiales alóctonos más comunes en ambientes volcánicos y, por lo tanto, un componente común en las secuencias sedimentarias (Bertrand *et al.*, 2014; Daga *et al.*, 2014). Respecto a la sedimentación bioquímica autóctona, en este tipo de ambientes donde el aporte de Si es elevado, las diatomeas representan el principal producto biogénico de los lagos (Bertrand *et al.*, 2005).

Todos los lagos son extremadamente sensibles a variaciones climáticas (o, más genéricamente, a variaciones ambientales). La menor variación modificará los depósitos en el frágil equilibrio de este ambiente, y el resultado, cuando las condiciones son propicias, es una secuencia alternante de depósitos de láminas y varves estacionales, que son buenos indicadores de las fluctuaciones climáticas globales o locales (Biju-Duval, 2002).

### 2.3.2 Mineralogía de sedimentos lacustres

La diversidad de minerales en sedimentos lacustres es característicamente mayor que en sedimentos marinos u otros depósitos continentales, debido al amplio rango de composiciones del agua en los lagos y la significativa influencia de la geología local de la cuenca y la composición de los suelos, lo que hace que su caracterización sea una herramienta

fundamental (Last, 2001).

El volumen de los sedimentos de la mayoría de los lagos está dominado por material inorgánico, siendo los minerales los componentes fundamentales. Mucha información paleoambiental puede ser obtenida a partir de la definición de los componentes minerales ya que puede diferenciarse el material detrítico o alogénico (minerales que son incorporados al lago por medio de corrientes superficiales, erosión costera, inundaciones, movimientos de masa o por aportes eólicos), los minerales endogénicos (formados en la columna de agua por precipitación química o biológica) y el material secundario o autigénico (producto de alteración diagenética del sedimento) (Last, 2001).

Los cambios en la distribución de minerales arcillosos de los sedimentos pelágicos son interpretados en términos de variaciones en las condiciones climáticas que prevalecen en las áreas fuentes (Singer, 1988; Chamley, 1989).

En climas fríos las reacciones de meteorización química que producen minerales arcillosos poseen poca sensibilidad (cinéticamente lentas) para proveer información relacionada a cambios climáticos. Bajo estas condiciones, los minerales arcillosos han sido principalmente utilizados como indicadores del área fuente (Windom, 1976; Chamley, 1989). De todas maneras, la utilidad de los minerales arcillosos para la interpretación paleoclimática-paleoambiental en ambientes lacustres a altas latitudes ha sido menos explorada.

En la última década se han llevado a cabo numerosos trabajos sobre lagos patagónicos, sin embargo, son muy escasos aquellos que han realizado estudios mineralógicos con algún grado de detalle. Al Sur de Chile, en los lagos Puyehue e Icalma afectados por actividad volcánica, Bertrand (2002) reportó la presencia de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y componentes amorfos identificados como vidrio volcánico, materia orgánica, sílice amorfa (biogénica) y alófono, siendo este último el único compuesto inorgánico presente en la fracción arcilla de los sedimentos lacustres.

La integración de la mineralogía con la composición geoquímica de los sedimentos permite evitar inferencias erróneas ya que una misma química puede implicar un mismo tipo de sedimentos cuando en realidad existen importantes diferencias y agrupamientos minerales variables (Last, 2001).

Si bien en general los sedimentos lacustres están constituidos principalmente por material inorgánico, algunos componentes de origen orgánico son de gran interés al realizar análisis

paleoambientales. En particular, las diatomeas se encuentran entre los fósiles lacustres más comunes debido a su excelente potencial de preservación y a la amplia variedad de hábitats lacustres en los que tienen lugar (Cohen, 2003). Son algas unicelulares que forman parte del fitoplancton y se caracterizan por poseer una pared celular silíceo (opalina) denominada frústula, gracias a la cual, estos organismos se encuentran a menudo bien preservados en los depósitos fósiles (Battarbee *et al.*, 2001). En ambientes volcánicos, donde los lagos se caracterizan por presentar una elevada concentración de sílice, las diatomeas representan el grupo planctónico dominante (Bertrand *et al.*, 2005).

Se reconocen dos grupos principales de diatomeas, descritos por primera vez por Schütt (1896): las *céntricas*, radialmente simétricas, y las *pennadas*, axialmente simétricas. Las especies pennadas están subdivididas longitudinalmente por una comisura o rafe (Van den Hoek *et al.*, 1995). Las diatomeas céntricas comúnmente tienen valvas circulares o poligonales mientras que las diatomeas pennadas tienen valvas elongadas y bipolares. Sin embargo, se pueden encontrar diatomeas pennadas circulares y también, diatomeas céntricas bipolares. Se debe enfatizar que la distinción básica depende de la naturaleza del patrón central y no del contorno (Round *et al.*, 1990).

Además de ser abundantes, los conjuntos de especies de diatomeas son conocidos por su sensibilidad a una variedad de parámetros limnológicos e hidroclimáticos, por lo que son muy útiles para abordar muchos tipos de problemas paleolimnológicos (Battarbee *et al.*, 2001).

### 2.3.3 Lago Futalaufquen

El lago Futalaufquen es un lago templado, monomítico y oligotrófico que yace en un área prístina de los Andes Patagónicos (INALI, 1972). Las aguas del lago son del tipo bicarbonatadas cálcicas con baja conductividad y una pobre capacidad amortiguadora (*buffer*) debido a la geoquímica de la cuenca de drenaje, dominada por rocas ígneas, rasgo que comparte con otros lagos y ríos de los Andes Patagónicos (Campos, 1984; Pedrozo *et al.*, 1993).

Ubicado en la ladera este de los Andes, el lago Futalaufquen ( $42^{\circ} 49' S$ ;  $71^{\circ} 43' O$ ) ocupa una posición intermedia en la cuenca hidrográfica del río Futaleufú, de vertiente en el Océano Pacífico (Fig. 2.4). Esta cuenca abarca una superficie aproximada de  $6800 \text{ km}^2$ , el río que le da su nombre es el más caudaloso y extenso de los tributarios del Pacífico.



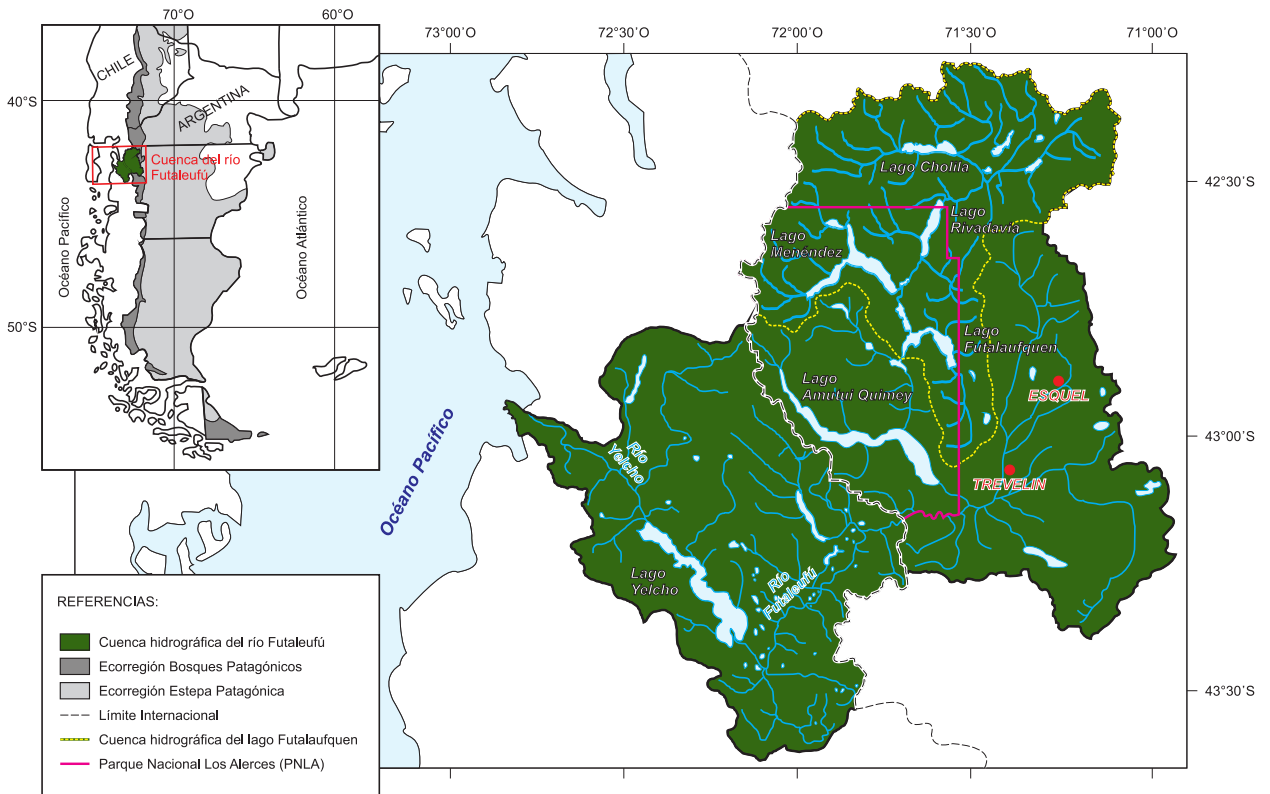


Figura 2.4: Cuenca hidrográfica del río Futaleufú de la cual forma parte la cuenca del lago Futralaufquen.

Sus nacientes se ubican en los cordones precordilleranos de Esquel y Leleque. Dentro de la cuenca hay 35 lagos que regulan el régimen hídrico anual. Luego del Parque Nacional, el río Futaleufú cruza la frontera con Chile y sigue hacia el Oeste hasta el lago Yelcho para, finalmente, desembocar en el Océano Pacífico a través del río Yelcho (Instituto Provincial del Agua, s.f.).

La cuenca del lago Futralaufquen posee un área de 2920 km<sup>2</sup>. El lago tiene dos brazos, el brazo norte que es el más expuesto a las perturbaciones químicas y biológicas inducidas por el río Arrayanes y el brazo sudoeste más protegido. Los parámetros morfométricos se muestran en la Tabla 2.1. El principal afluente es el río Arrayanes y los siguientes en importancia son los ríos Desaguadero y Centinela. El brazo sudoeste descarga en el lago Krügger. Las precipitaciones muestran una marcada disminución desde los Andes (1990 mm año<sup>-1</sup>) hacia la estepa. La litología de la cuenca de drenaje está dominada por rocas ígneas intrusivas y extrusivas compuestas por materiales ácidos e intermedios. Los principales impactos humanos están vinculados a la actividad turística (18.000 visitas cada verano), a

Tabla 2.1: Parámetros morfométricos del lago Futalaufquen (Pizzolón *et al.*, 1995).

Altitud	518	m s.n.m.
Superficie	44,6	km <sup>2</sup>
Profundidad media*	101	m
Profundidad máxima*	168	m
Volumen*	4509	km <sup>3</sup>
Área total de la cuenca de drenaje	2920	km <sup>2</sup>

\* (Quirós, 1988).

la ganadería y a la explotación maderera (Pizzolón *et al.*, 1995).

El lago se encuentra dentro del Complejo Bosques Húmedos Septentrionales que forma parte de la Ecorregión Bosques Patagónicos. Este Complejo limita al Oeste con Los Andes y se extiende desde los 39,5° S hasta aproximadamente los 45° S, ocupando el occidente de los departamentos Huiliches, Lácar y Los Lagos de la provincia del Neuquén, de los departamentos Pilcaniyeu, Bariloche y Ñorquinco de la provincia de Río Negro y de los departamentos Chushamen, Languineo, Futaleufú, Tehuelches y Río Senguer de la provincia del Chubut (Matteucci, 2012). Dado el gran intervalo latitudinal y altitudinal que comprende el Complejo, el clima varía de templado a frío y de húmedo a semiárido. La presencia de la barrera orográfica de la cordillera y los vientos prevalecientes del Oeste, generan un gradiente de precipitaciones muy marcado en cortas distancias, por ejemplo, en el Parque Nacional Los Alerces, el clima es húmedo templado-frío con valores de precipitación anuales que superan los 3000 mm al Oeste y oscilan entre 800-900 mm hacia el Este (Monjeau *et al.*, 2006). A escala menor, se produce una variada gama de microclimas por la exposición de las laderas y la presencia en algunos sitios de grandes lagos y de bolsones rodeados de cerros (Matteucci, 2012).

---

# CAPÍTULO 3

---

## RESULTADOS

---

\*\*\*\*\*

### 3.1 Descripción de las Muestras

Las muestras estudiadas corresponden a sedimentos pelíticos de grano muy fino y de color gris oliva claro (Tabla 3.1) que se encuentran agregados en su mayoría. Su aspecto general es pulverulento debido a la presencia de ceniza volcánica. Si bien a simple vista no se observan trizas vítreas, al tacto los sedimentos son ásperos debido a la presencia de las mismas.

Tabla 3.1: Descripción del color utilizando la Carta de colores de roca de Munsell.

Muestras	Color de Munsell		
	Notación	Descripción	Color
FU 3-4	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 10-11	5Y 5/2	Light Olive Gray	
FU 15-16	5Y 5/2	Light Olive Gray	
FU 20-21	5Y 5/2	Light Olive Gray	
FU 23-24	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 30-31	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 34-35	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 40-41	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 46-47	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 48-49	5Y 5/2	Light Olive Gray	
FU 50-51	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 52-53	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 54-55	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 56-57	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 58-59	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 60-61	5Y 6/1	Light Olive Gray	
FU 63-64	5Y 5/2	Light Olive Gray	
FU 69-70	5Y 5/2	Light Olive Gray	
FU 76-77	5Y 5/2	Light Olive Gray	

### 3.1.1 Lupa Binocular

Las características de los sedimentos dificultan la descripción mineralógica bajo lupa binocular de la muestra total, ya que predomina un tamaño de grano muy fino y además, se encuentran agregados (Fig. 3.1 a y b). Debido a ésto, se analizó la fracción retenida en el tamiz 325 (limo grueso) y allí se observaron fragmentos de pómez (de diferentes morfologías), escoria, trizas de vidrio, aglomerados de partículas muy finas, material orgánico y algunos granos de cuarzo, feldespato y líticos (Fig. 3.1 c, d, e y f).

En las Fig. 3.1 c y f se muestran granos de pómez como los que -junto con las trizas de vidrio- se observan frecuentemente en todas las muestras y que forman parte de la fase amorfa de estos sedimentos. Se observan fragmentos pumíceos de diferentes morfologías, redondeados mostrando efectos de transporte y retrabajo (Fig. 3.1 c), o de formas elongadas y texturas fluidales las cuales poseen aspecto de menor retrabajo (Fig. 3.1 f). Respecto a las trizas de vidrio, son principalmente incoloras y destacan debido a su brillo vítreo característico (Fig. 3.1 d y e). De forma subordinada, se han observado trizas de color caramelo y fragmentos de escoria (Fig. 3.1 f). También se pueden reconocer granos de feldespato y cuarzo, fragmentos de material orgánico con fibras alargadas de color caramelo, fragmentos de material carbonoso de color negro brillante, líticos de origen ígneo y aglomerados de partículas muy finas, entre otros (Fig. 3.1 d, e y f).

### 3.1.2 Microscopio Óptico

Lo primero que se observa en el microscopio de luz polarizada, en muestra total, es una importante proporción de componentes isótropos debido a la presencia de amorfos, principalmente vidrio volcánico, diatomeas y aglomerados de partículas muy finas. En la Tabla 3.2 se presentan los tipos de componentes amorfos observados bajo el microscopio óptico. En la fracción total se aprecian mejor las diatomeas y aglomerados (Fig. 3.2) mientras que en la fracción mayor a  $62 \mu\text{m}$  los aglomerados son mayormente lavados y, por lo tanto, se pueden observar con más claridad las trizas de vidrio (Fig. 3.3) y los componentes cristalinos (Fig. 3.4).

Bajo el microscopio, las paredes celulares silíceas de las diatomeas, denominadas frústulas, son isótropas y presentan una gran variedad de tamaños y formas (Fig. 3.2 a y b). Su



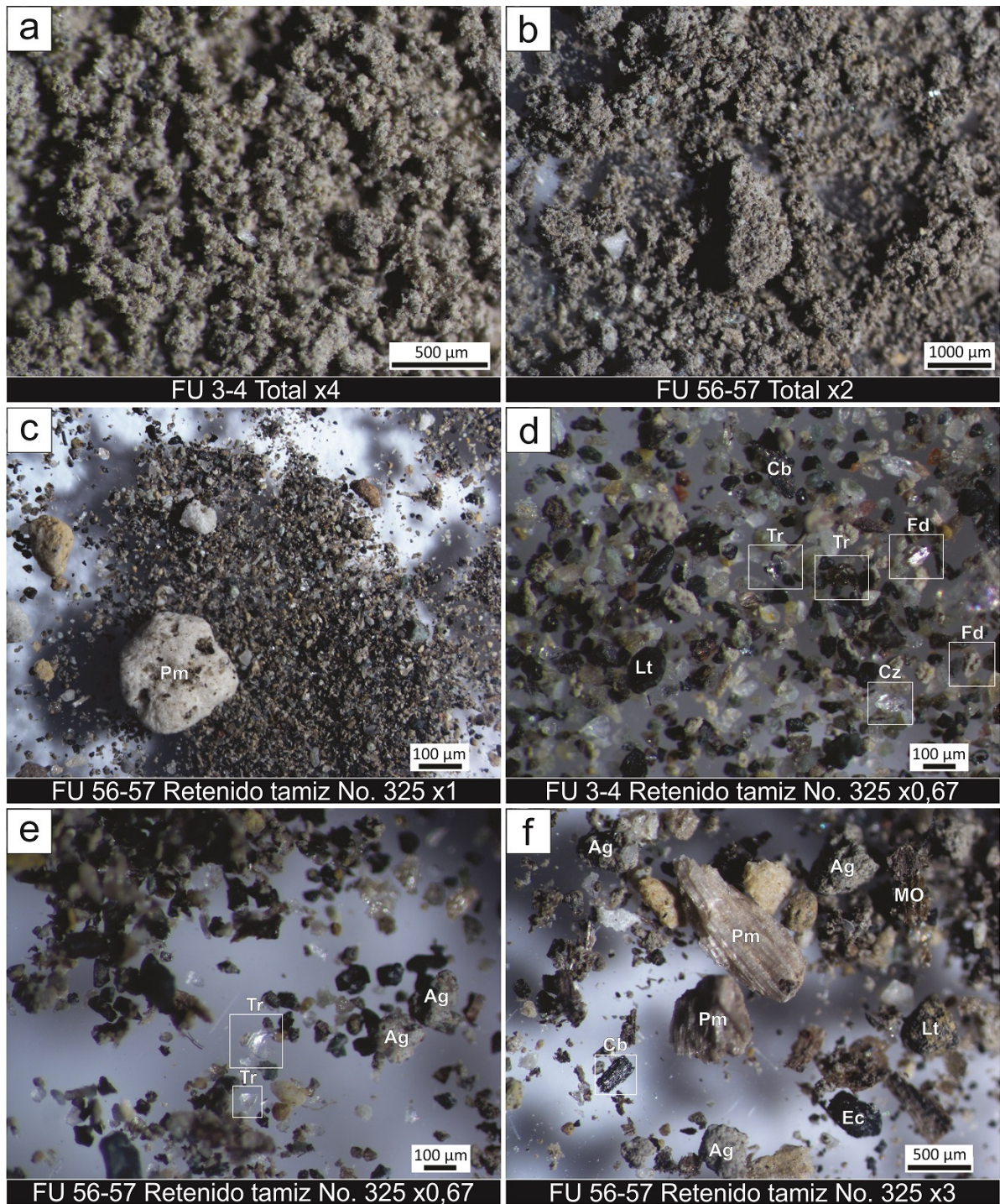


Figura 3.1: Fotografías bajo lupa binocular (muestras FU 3-4 y FU 56-57). a y b: Muestra total, se observa el aspecto pulverulento y agregado del sedimento. c, d, e y f: Fracción mayor a  $44 \mu\text{m}$  (retenido tamiz No. 325). Ag: Aglomerado de partículas muy finas. Cb: Material carbonoso. Cz: Cuarzo. Ec: Escoria. Fd: Feldespato. Lt: Lítico. MO: Materia orgánica. Pm: Pómez. Tr: Triza de vidrio.



Tabla 3.2: Fases amorfas identificadas en el microscopio de polarización.

Componentes amorfos		
<i>Amorfos inorgánicos</i>		<i>Amorfos orgánicos</i>
Vidrio volcánico	Trizas planas	Sílice biogénica (diatomeas)
	Trizas cuspidas	
	Trizas pumíceas	
Aglomerados de partículas muy finas		

estructura delicada se rompe fácilmente, por lo que no todas se encuentran completas, observándose un porcentaje considerable de fragmentos de frústulas (Fig. 3.2 b). En los sedimentos estudiados las diatomeas se encuentran en todas las fracciones granulométricas, desde la fracción  $< 2 \mu\text{m}$  (arcilla) hasta la fracción  $> 62 \mu\text{m}$  (arena). La frústula completa más grande observada mide aproximadamente  $300 \mu\text{m}$  (arena media). Se observaron diatomeas tanto del tipo *céntricas* como *pennadas*. Las primeras son las más abundantes en estos sedimentos, especialmente en las fracciones granulométricas más finas. Las diatomeas pennadas no son tan abundantes pero se presentan en diversas morfologías incluyendo formas cilíndricas, rectangulares y ovaladas. En general, las diatomeas ovaladas son las que presentan una comisura o rafe, a diferencia del resto de las diatomeas pennadas observadas.

Los aglomerados de partículas muy finas tienen morfología globular y, en general, son isótropos aunque pueden contener inclusiones de cristales anisótropos de feldespato, clorita, piroxeno, etc. Están compuestos por partículas de tamaño arcilla que no se pueden diferenciar bajo el microscopio óptico (Fig. 3.2 a y Fig. 3.3 b). Bertrand (2002), observó

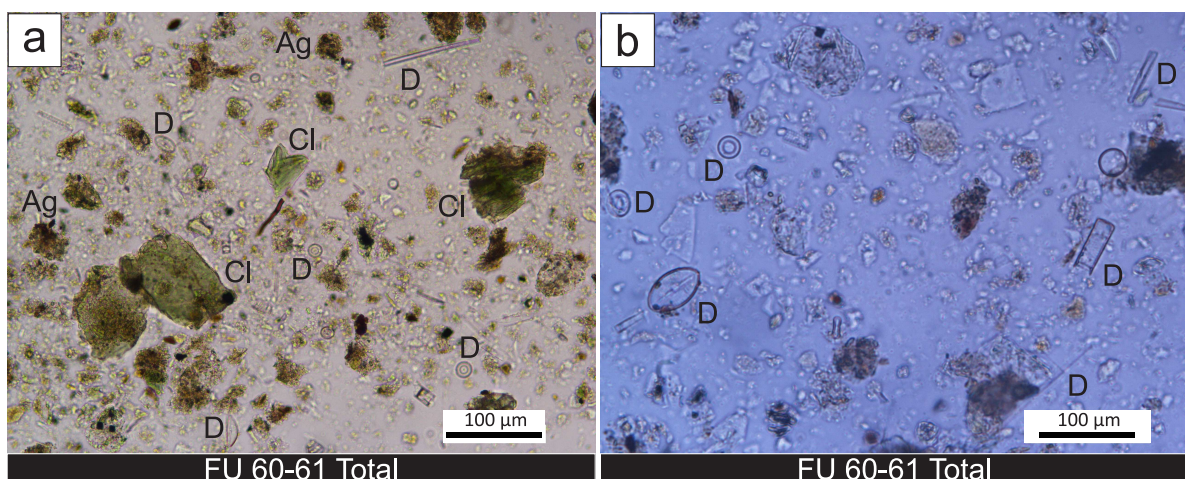


Figura 3.2: Fotografías de muestra total bajo microscopio óptico (muestra FU 60-61).

Ag: Aglomerado de partículas muy finas. Cl: Clorita. D: Diatomea.

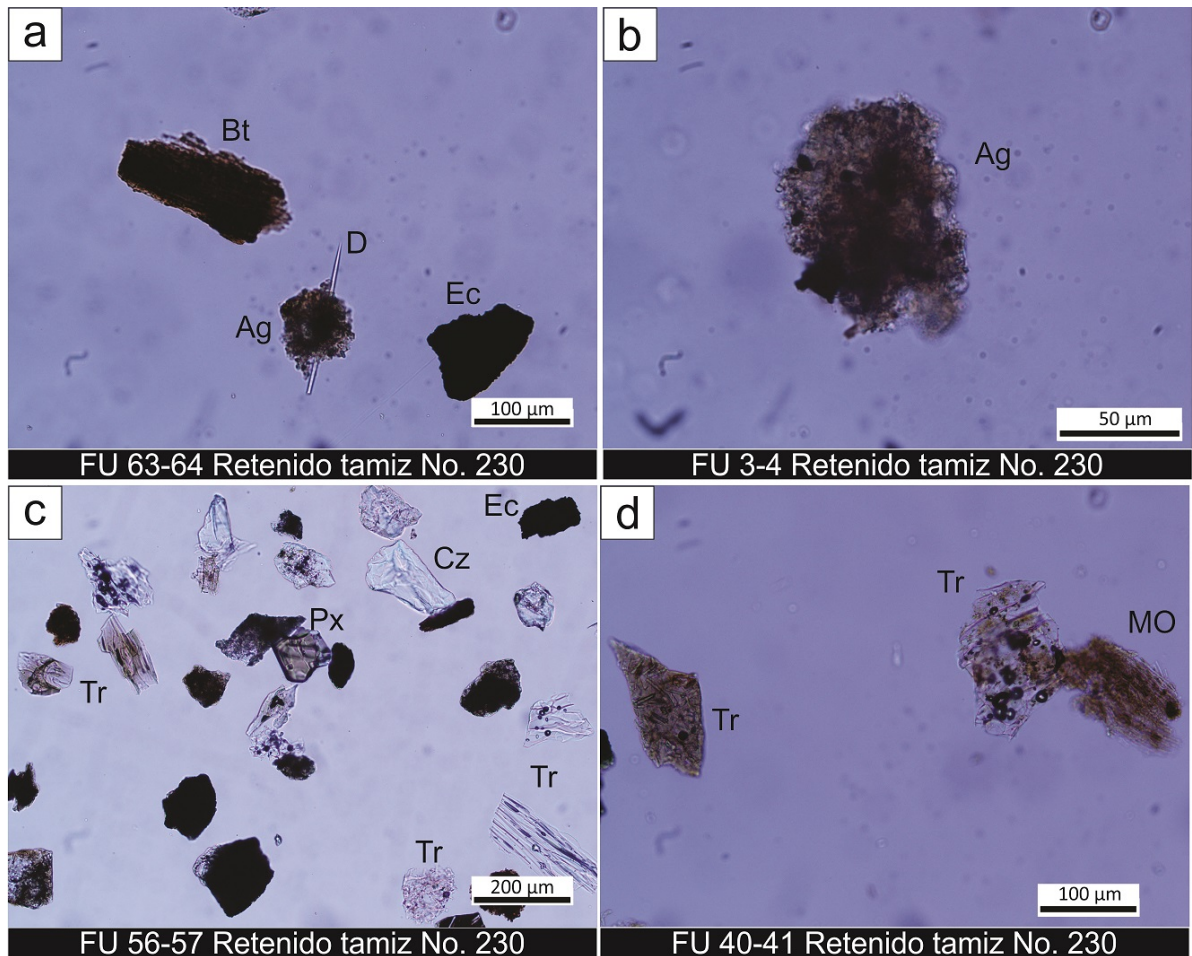


Figura 3.3: Fotografías de los componentes amorfos y cristalinos en la fracción mayor a  $62 \mu\text{m}$  (arena muy fina) bajo microscopio óptico (muestras FU 3-4, FU 40-41, FU 56-57 y FU 63-64). Ag: Aglomerado de partículas muy finas. Bt: Biotita. Cz: Cuarzo. D: Diatomea. Ec: Escoria. Px: Piroxeno. Tr: Triza de vidrio.

granos similares en los sedimentos de los lagos Puyehue e Icalma (Chile) y los asigna a alófono.

El vidrio se presenta en forma de trizas planas, cuspidas o pumíceas, transparentes o de color caramelo, con o sin microlitos y, en forma subordinada, escoria (Fig. 3.3 c). Las trizas coloreadas, que en estas muestras generalmente contienen microlitos de feldespato o piroxeno (Fig. 3.3 d), podrían asociarse a vidrios de composiciones más básicas o corresponder a palagonita, un producto de alteración del vidrio basáltico.

Las fases cristalinas identificadas bajo microscopio de luz polarizada están constituidas por feldespato, cuarzo, mica, piroxeno y, en forma subordinada, opacos. En general, los feldespatos se encuentran alterados, sin embargo, se observaron algunos cristales sin

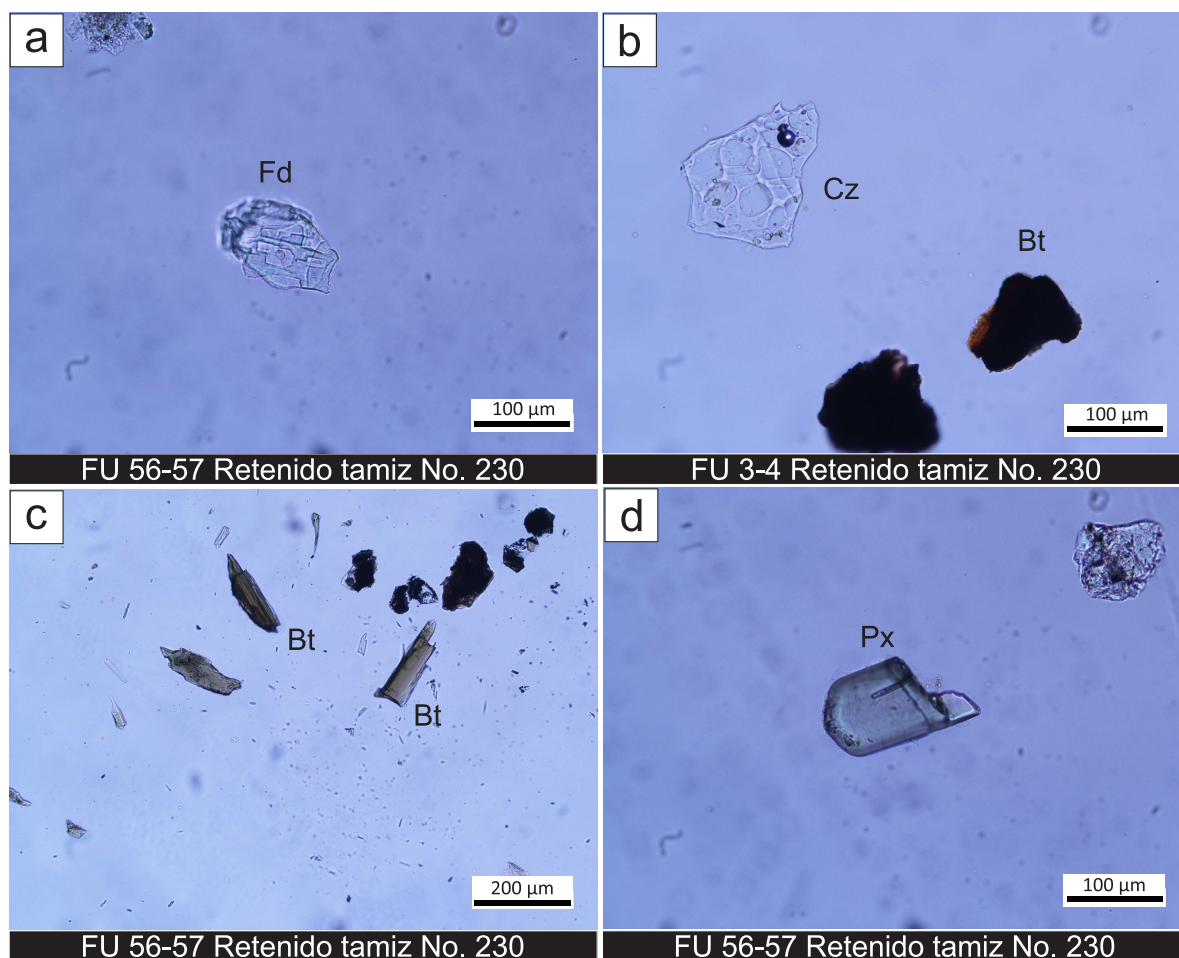


Figura 3.4: Fotografías de los componentes cristalinos en la fracción mayor a  $62 \mu\text{m}$  (arena muy fina) bajo microscopio óptico (muestras FU 3-4 y FU 56-57). Bt: Biotita. Cz: Cuarzo. Fd: Feldespato. Px: Piroxeno.

alterar (Fig. 3.4 a) que presentan tanto macla de Carlsbad como polisintética, indicando la presencia de feldespatos alcalinos y plagioclasas. Sobre las maclas polisintéticas se utilizó el método de Michel-Levy para obtener una estimación del tipo de plagioclasas presentes y se obtuvieron ángulos de máxima extinción de aproximadamente  $10^\circ$  que corresponden a oligoclasa (Ab 90-70 %, An 10-30 %). Los cristales de cuarzo presentan vacuolas (Fig. 3.4 b) y engolfamientos indicando un origen plutónico y, en menor medida, extinción ondulosa indicando un origen metamórfico según Folk (1980). Dentro de las micas se encuentran biotitas, biotitas parcialmente cloritizadas y desferrizadas (Fig. 3.4 c) y cloritas (Fig. 3.2 a). Los piroxenos se presentan como cristales grandes individuales (Fig. 3.3 c y Fig. 3.4 d) y como microlitos dentro de las trizas de vidrio. Finalmente, se apreciaron algunos minerales opacos con formas poliédricas dentro de los que se pudo reconocer magnetita.



\*\*\*\*\*

## 3.2 Porcentaje de Arena

En la Fig. 3.5 se presenta la curva confeccionada a partir de los datos texturales obtenidos por tamizado, la misma representa el porcentaje de arena en las muestras a lo largo del testigo. Estos sedimentos tienen un bajo porcentaje de arena, en promedio del 10 %, con valores que oscilan entre 3,5 % y 24,3 %. Se observan dos intervalos (entre 50 y 60 cm y en la parte superior de la secuencia) donde el porcentaje de arena supera el 20 %, en ambos casos el porcentaje de arena aumenta abruptamente hasta alcanzar un valor máximo, y luego disminuye gradualmente.

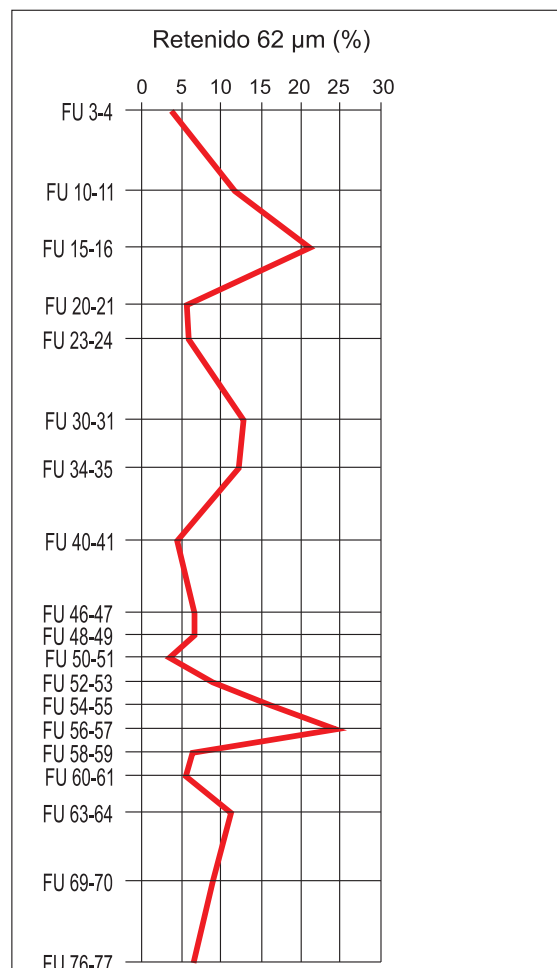


Figura 3.5: Curva representando el porcentaje de arena que poseen las muestras a lo largo del testigo.

\* \* \* \* \*

### 3.3 Análisis Mineralógico

#### 3.3.1 Conteo Modal por Microscopía Óptica

Los resultados del conteo en muestra total se presentan en la Tabla 3.3. Se obtuvo el porcentaje de fases cristalinas vs el de fases amorfas y, dentro de estas últimas se cuantificó el porcentaje de sílice orgánica/biogénica (diatomeas) vs sílice inorgánica (vidrio volcánico). También se determinó el porcentaje de aglomerados de partículas muy finas que presentan un comportamiento isótropo y, por lo tanto, forman parte de la fase amorfa inorgánica.

En todas las muestras los porcentajes obtenidos para los componentes amorfos son elevados (37,8-56,7 %), con un valor promedio de 49,3 %. Dentro de las fases amorfas, las diatomeas presentan un valor promedio de 17,1 % (13,2-22,3 %), el vidrio de 14,3 % (7,4-24,5 %) y los aglomerados de 17,8 % (12,3-25,0 %).

A partir de estos resultados se construyó un gráfico de barras (Fig. 3.6) donde se muestra la posición en la secuencia sedimentaria de las 9 (nueve) muestras sobre las que se realizó el conteo. Cada muestra está representada por una barra que indica las proporciones de los diferentes componentes que forman parte de los sedimentos del lago: componentes cristalinos (gris), aglomerados de partículas muy finas (rosa), vidrio (anaranjado) y diatomeas (verde).

El gráfico permite observar la variación en la proporción de las fases amorfas respecto de las fases cristalinas a lo largo del testigo, así como también la variación en la proporción

Tabla 3.3: Resultados del conteo de amorfos en muestra total bajo microscopio óptico.

Resultados conteo (%)					
Muestras	Amorfos				Cristalinos
	Diatomeas	Vidrio	Aglomerados	Sumatoria	
FU 3-4	18,7	12,1	25,0	55,9	44,1
FU 10-11	22,3	9,9	15,4	47,6	52,4
FU 40-41	13,5	20,1	13,8	47,4	52,6
FU 48-49	17,7	13,2	20,6	51,5	48,5
FU 52-53	13,2	9,1	17,8	40,1	59,9
FU 56-57	19,9	24,5	12,3	56,7	43,3
FU 58-59	17,1	12,7	24,3	54,1	45,9
FU 60-61	14,9	7,4	15,6	37,8	62,2
FU 63-64	16,7	19,9	15,6	52,1	47,9
Promedio	17,1	14,3	17,8	49,3	50,7

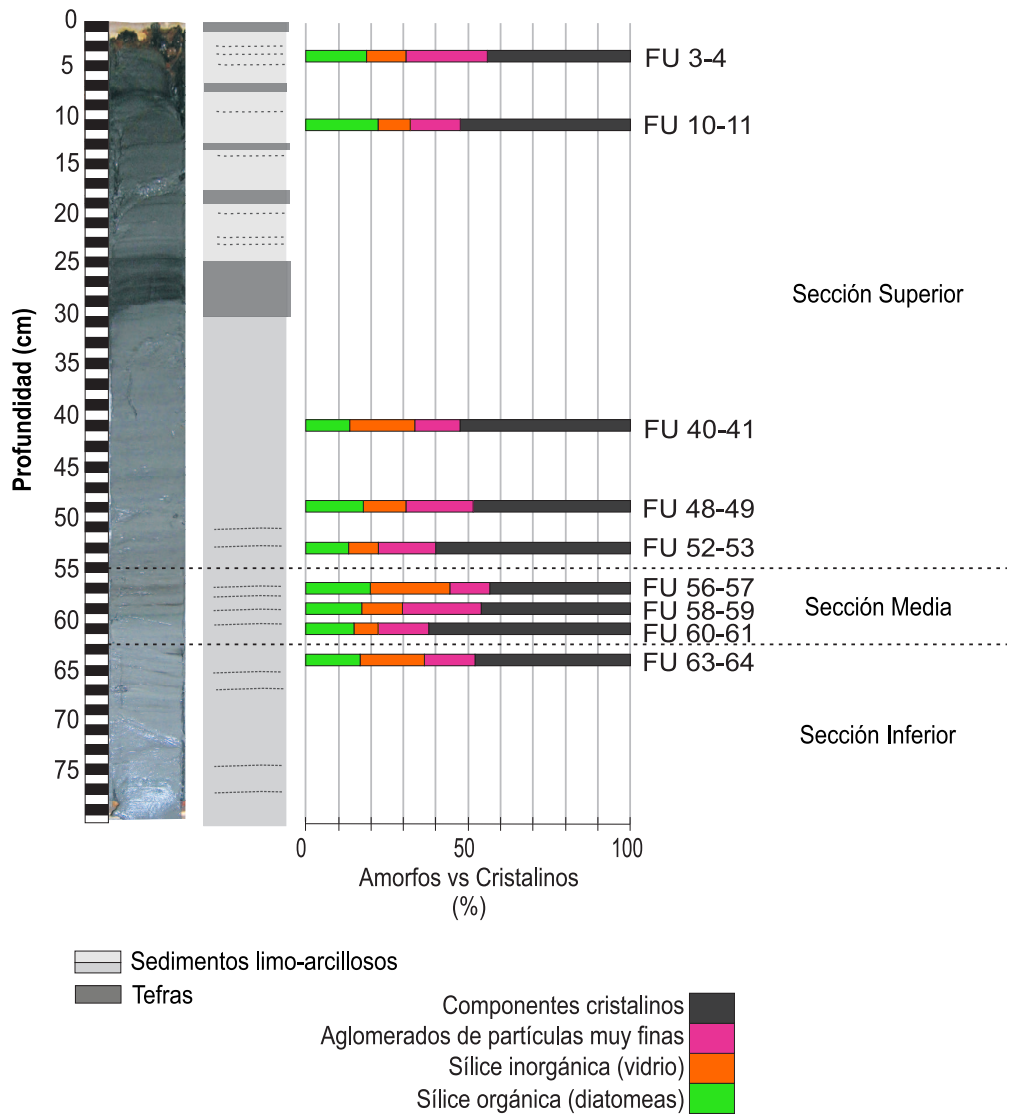


Figura 3.6: Resultados del conteo de amorfos de origen orgánico e inorgánico y constituyentes cristalinos, bajo microscopio de luz polarizada.

de los materiales detríticos (fases cristalinas + los aglomerados de partículas muy finas), los materiales endogénicos (diatomeas) y los depósitos asociados al vulcanismo que pueden ser detríticos o de caída (vidrio).

De acuerdo a la composición mineralógica, las fases amorfas en la mayoría de las muestras representan prácticamente la mitad de los componentes del sedimento y, en varios casos, un porcentaje superior. Al analizar el comportamiento de los amorfos como conjunto (diatomeas, vidrio y aglomerados de partículas muy finas) se pueden distinguir tres secciones (Fig. 3.6). La sección inferior (FU 63-64) presenta un porcentaje elevado de componentes amorfos, ligeramente superior al 50 % de la muestra. La sección media (FU 60-61 a FU 56-57)

inicia con una marcada disminución de los amorfos (37,8 %) y representa el valor mínimo registrado para esta fase durante el conteo. A continuación, se produce un incremento abrupto en el porcentaje de amorfos hasta alcanzar el valor máximo de la secuencia (56,7 %) en FU 56-57. Por último, la sección superior (FU 52-53 a FU 3-4) nuevamente comienza con un descenso abrupto en los componentes amorfos (40,1 %) que aumenta gradualmente hacia el tope de la secuencia donde esta fase vuelve a ser el componente dominante de los sedimentos (55,9 %).

Dentro de los componentes amorfos es interesante observar la variación en la proporción de la sílice orgánica, es decir, las diatomeas, un componente endogénico del lago que puede brindar información sobre las condiciones climáticas en el momento de su depositación. En la sección media (FU 60-61 a FU 56-57) se registra un ligero aumento en el porcentaje de diatomeas que tiene su valor máximo en FU 56-57 (19,9 %). En la sección superior (FU 52-53 a FU 3-4) la proporción de estos componentes varía significativamente, registrando el valor máximo de la secuencia (22,3 %) en la muestra FU 10-11 y los dos valores mínimos (13,2 % y 13,5 %) en FU 52-53 y FU 40-41, respectivamente.

Por su parte, el vidrio volcánico, otro constituyente de la fase amorfa, presenta porcentajes muy variables a lo largo de la secuencia. Se observan valores máximos en las tres secciones delimitadas: 19,9 % en la sección inferior (FU 63-64), 24,5 % en la sección media (FU 56-57) y 20,1 % en la sección superior (FU 40-41).

Si se analiza desde el punto de vista del origen de los componentes, los materiales detríticos (componentes cristalinos + aglomerados de partículas muy finas + vidrios) son los principales componentes de las muestras, con un valor promedio de 82,9 %. Su variación también se puede describir a través de las tres secciones establecidas anteriormente. La sección inferior (FU 63-64) presenta un porcentaje de componentes detríticos apenas superior al promedio (83,3 %), con un elevado porcentaje de vidrio (19,9 %). La sección media (FU 60-61 a FU 56-57) inicia con un ligero incremento de los materiales detríticos (85,1 %) dentro de los cuales se observa un significativo aumento de los componentes cristalinos (62,2 %) y un abrupto descenso en el porcentaje de vidrio (7,4 %) que corresponden al valor máximo y mínimo en la secuencia para las fases cristalinas y el vidrio, respectivamente. A continuación, se registra una caída gradual en el porcentaje de los componentes detríticos hacia el tope de esta sección. Dicha variación está acompañada por un aumento en el porcentaje de

vidrio hasta alcanzar su valor máximo en FU 56-57 (24,5 %) y una disminución en los componentes cristalinos, que alcanzan su valor mínimo en esta misma muestra (43,3 %). Respecto a los aglomerados de partículas muy finas, en la sección media se observa un elevado porcentaje en la muestra FU 58-59 (24,3 %). En la sección superior (FU 52-53 a FU 3-4) los materiales detríticos varían significativamente, registrando los valores máximos de la secuencia, al comienzo de esta sección (86,8 %) y en la muestra FU 40-41 (86,5 %). Esta última muestra también presenta un elevado porcentaje de vidrio (20,1 %). En la sección superior también se observa el valor mínimo de componentes detríticos en la secuencia, en la muestra FU 10-11 (77,7 %). Por último, la sección culmina con un ligero aumento en el porcentaje de materiales detríticos donde, a su vez, se registra el valor máximo para los aglomerados de partículas muy finas (25,0 %) en la secuencia.

### 3.3.2 Mineralogía de la Fracción Total

#### 3.3.2.1 Difracción de Rayos X

A partir del análisis de los difractogramas de la fracción total, se observa que las especies minerales presentes son las mismas en todas las muestras estudiadas a lo largo del testigo. En la Fig. 3.7 se muestran los difractogramas correspondientes a 4 (cuatro) muestras representativas, donde se puede observar que las posiciones de las reflexiones son idénticas en todos los casos, indicando una mineralogía homogénea en toda la secuencia.

Las reflexiones de mayor intensidad corresponden a cuarzo (Cz) y feldespato (Fd), mientras que las demás reflexiones pertenecen a mica (M), ceolitas (Ceo), piroxeno (Px), anfíbol (Af), clorita (Cl) y minerales arcillosos (Ma), dentro de éstos últimos se reconoce un argilomineral del grupo del caolín (Gc). Las ceolitas identificadas corresponden a laumontita, cuyas reflexiones principales se ubican en 9,49 - 6,86 - 4,16 Å. En ningún difractograma se identificaron otras especies minerales además de las mencionadas, sin embargo, en algunos casos no se encuentra presente el anfíbol debido a su pequeña proporción dentro de los sedimentos.

Otra característica que tienen en común todos los difractogramas, es la banda de difracción de baja intensidad centrada en 3,7 Å ( $24^\circ 2\theta$ ), característica de las sustancias amorfas. La intensidad de la misma varía en cada muestra, por ejemplo, las muestras FU 3-4 y FU 56-57 presentan una banda de mayor intensidad que las muestras FU 40-41 y

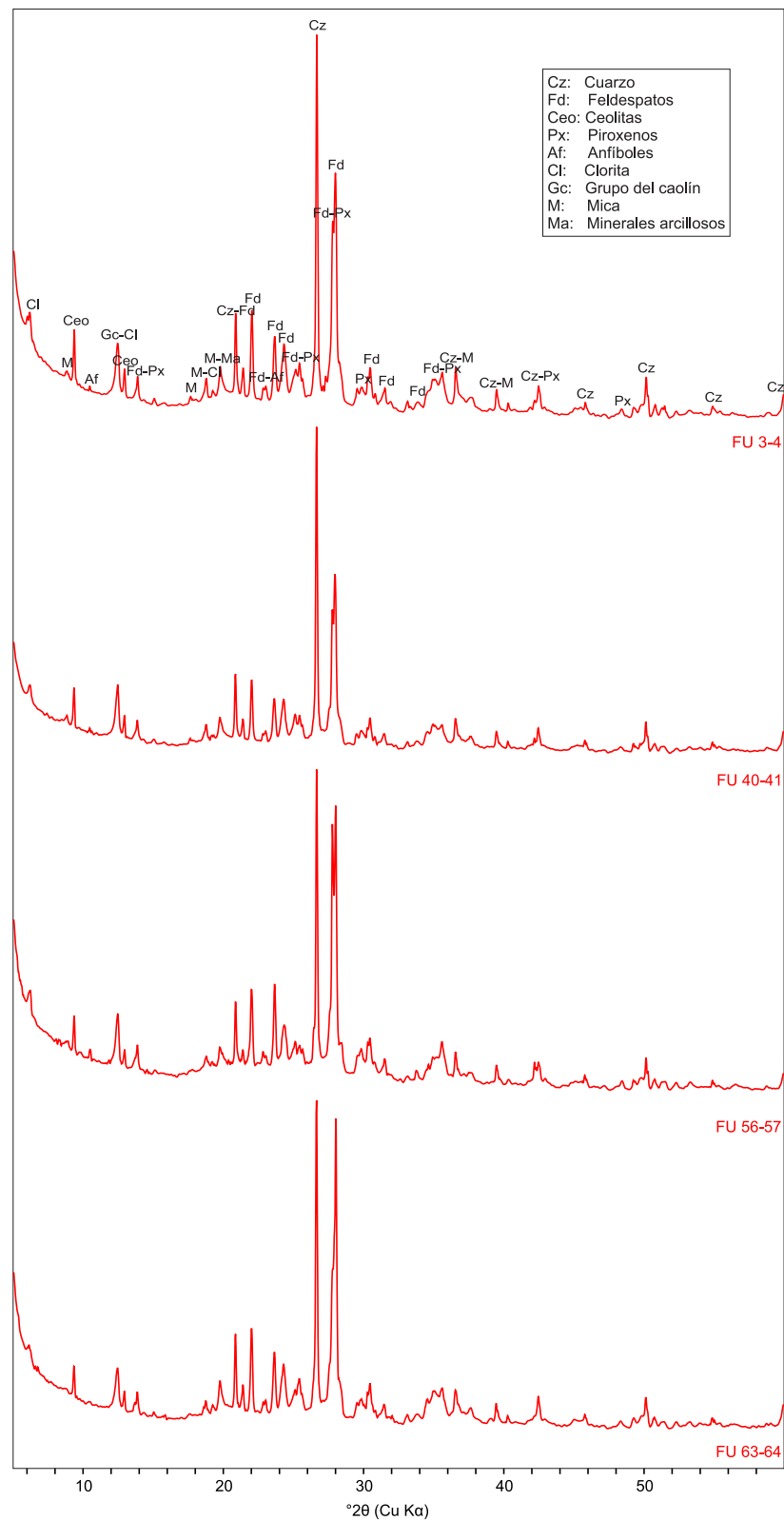


Figura 3.7: Difractogramas de la fracción total correspondientes a 4 (cuatro) muestras del testigo sedimentario.

FU 63-64, ya que la proporción de material amorfo presente es mayor (Fig. 3.7).

En las Tablas 3.4 y 3.5 se presentan los resultados de la semi-cuantificación de los componentes cristalinos según Schultz (1964) y según Cook *et al.* (1975), respectivamente. A diferencia del método de Schultz (1964) que semi-cuantifica las micas junto con los minerales arcillosos, Cook *et al.* (1975) utiliza factores diferentes para semi-cuantificar por separado las micas, clorita y minerales arcillosos del grupo del caolín.

Según el método de Schultz (1964) se obtuvieron los siguientes porcentajes medios en orden decreciente: micas + minerales arcillosos (37,6 %) > feldespato (33,8 %) > cuarzo (16,6 %) > piroxeno (6,4 %) > ceolitas (5,5 %). Por otro lado, los resultados obtenidos según Cook *et al.* (1975) son los siguientes: feldespato (44,8 %) > cuarzo (24,4 %) > argilominerales del grupo del caolín (8,5 %) > piroxeno (6,2 %) > clorita (5,7 %) > ceolitas (5,1 %) > micas (3,8 %) > anfíbol (1,5 %). En este último método, la suma de micas + minerales arcillosos arroja un valor medio de 18,0 %.

La principal diferencia entre los resultados de ambos métodos de semi-cuantificación se

Tabla 3.4: Resultados de la semi-cuantificación mineralógica según Schultz (1964).

	Cuarzo (%)	Feldespato (%)	Ceolitas (%)	Piroxeno (%)	Mica + Ma** (%)
FU 3-4	16,0	34,9	5,4	6,0	37,8
FU 10-11	17,7	32,8	2,8	7,1	39,7
FU 15-16	16,7	37,9	4,9	6,9	33,6
FU 20-21	18,1	33,9	4,1	6,7	37,2
FU 23-24	15,2	34,1	3,6	9,6	37,5
FU 30-31	14,6	29,5	4,7	6,1	45,0
FU 34-35	15,3	28,2	7,4	5,5	43,6
FU 40-41	14,5	25,8	6,0	4,3	49,4
FU 46-47	18,1	40,5	6,9	6,5	28,1
FU 48-49	16,1	36,4	5,2	6,2	36,2
FU 50-51	13,3	36,6	10,7	4,3	35,1
FU 52-53	18,6	36,0	5,5	7,4	32,5
FU 54-55	18,2	30,8	5,7	9,2	36,2
FU 56-57	12,6	37,1	5,5	7,0	37,8
FU 58-59	17,3	33,7	6,0	6,6	36,4
FU 60-61	17,2	32,7	5,3	5,8	38,9
FU 63-64	16,4	36,2	3,3	4,7	39,5
FU 69-70	18,9	33,9	5,5	6,4	35,3
FU 76-77	20,1	30,2	5,4	6,6	37,6
Promedio	16,6	33,8	5,5	6,4	37,6
Máx.-Mín.*	20,1-12,6	40,5-25,8	10,7-2,8	9,6-4,3	49,4-21,8

Máx.-Mín.\*: Valor máximo y mínimo

Ma\*\* : Minerales arcillosos

Tabla 3.5: Resultados de la semi-cuantificación mineralógica según Cook *et al.* (1975).

	Cuarzo (%)	Feldespato (%)	Ceolitas (%)	Piroxeno (%)	Anfibol (%)	Micas (%)	Grupo del caolín (%)	Clorita (%)
FU 3-4	25,3	44,0	5,9	3,6	1,5	4,4	8,2	7,2
FU 10-11	29,4	44,1	3,9	5,3	1,3	3,2	7,6	5,3
FU 15-16	19,7	49,8	4,7	6,3	2,0	4,7	7,4	5,5
FU 20-21	28,0	42,8	3,8	5,6	1,2	2,9	9,4	6,4
FU 23-24	19,0	46,2	3,0	11,7	2,4	5,8	7,0	4,8
FU 30-31	24,9	41,9	4,6	6,5	1,6	4,9	9,2	6,4
FU 34-35	25,6	43,6	4,9	6,0	1,5	2,7	9,8	5,9
FU 40-41	26,4	40,2	5,2	5,0	1,5	5,2	9,8	6,7
FU 46-47	22,3	44,0	6,5	5,4	1,5	4,3	9,6	6,5
FU 48-49	23,6	45,9	6,0	5,6	1,6	2,2	8,4	6,8
FU 50-51	17,8	53,0	6,6	4,7	1,4	3,4	7,6	5,6
FU 52-53	26,4	42,2	6,2	6,1	1,2	2,8	9,0	6,1
FU 54-55	26,6	40,0	5,8	7,7	2,2	4,0	8,4	5,4
FU 56-57	21,1	50,5	4,3	6,1	1,5	3,6	8,5	4,5
FU 58-59	25,4	42,5	6,1	5,5	2,0	4,7	8,5	5,4
FU 60-61	24,7	44,2	5,7	6,6	1,0	3,9	8,0	5,9
FU 63-64	20,7	56,1	3,1	5,3	1,0	3,2	6,6	4,0
FU 69-70	26,9	42,3	5,4	6,8	1,5	2,7	9,2	5,2
FU 76-77	30,2	37,9	4,5	7,3	1,6	3,9	9,1	5,6
Promedio	24,4	44,8	5,1	6,2	1,5	3,8	8,5	5,7
Máx.-Mín.*	30,2-17,8	56,1-37,9	6,6-3,0	11,7-3,6	2,4-1,0	5,8-2,2	9,8-6,6	7,2-4,0

Máx.-Mín.\*: Valor máximo y mínimo

observa en los porcentajes estimados para la suma de mica + minerales arcillosos. Según Schultz (1964) estos minerales son los principales componentes cristalinos de los sedimentos (37,6 %), mientras que según Cook *et al.* (1975) los minerales más abundantes en la fase cristalina son feldespato (44,8 %) y cuarzo (24,4 %), seguidos por las micas + minerales arcillosos (18,0 %).

En las Fig. 3.8 A y B se presenta la variación en la proporción de los minerales cristalinos a lo largo del testigo, obtenida por ambos métodos. La principal diferencia se encuentra en la curva de micas + minerales arcillosos, puesto que el método de Schultz (1964) registra una mayor variación en la proporción a lo largo de la secuencia y estima un 100 % más que Cook *et al.* (1975). Respecto al cuarzo y feldespato, se puede observar que utilizando el método de Cook *et al.* (1975) se obtiene aproximadamente un 50 % más en la estimación del porcentaje comparado con Schultz (1964).

A pesar de las diferencias mencionadas en los porcentajes estimados por cada método, se observa que en ambos casos el comportamiento de las curvas es similar. Tanto en la estimación de Schultz (1964) como en la de Cook *et al.* (1975), la curva correspondiente al cuarzo presenta valores máximos en las muestras FU 76-77, FU 54-55 a FU 52-53, FU 20-21



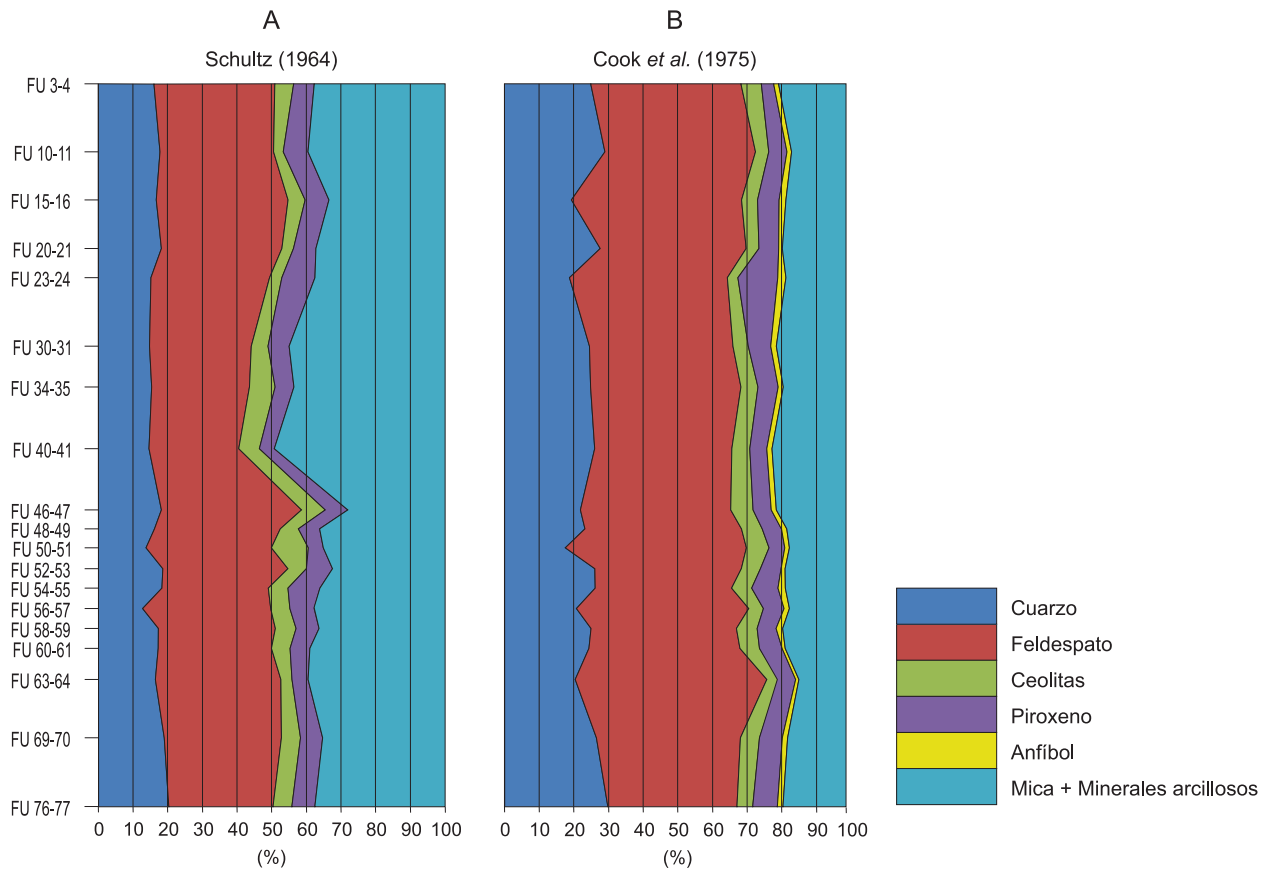


Figura 3.8: Comparación gráfica de los resultados obtenidos a partir de la semi-cuantificación de las fases cristalinas utilizando el método de (A) Schultz (1964) y de (B) Cook *et al.* (1975).

y FU 10-11, mientras que la correspondiente al feldespato presenta los porcentajes más altos en FU 63-64, FU 56-57, FU 50-51 y FU 23-24, con la salvedad del significativo máximo observado en FU 46-47 que se registra únicamente en el gráfico de Schultz (1964). Respecto a la curva de micas + minerales arcillosos, en ambos casos el porcentaje más alto de la secuencia se registra en FU 40-41, seguido por el valor registrado en FU 30-31. La curva del piroxeno también presenta un comportamiento similar para ambos métodos, con valores máximos en FU 23-24 y FU 54-55.

En la Tabla 3.6 se presentan los resultados de la semi-cuantificación según Cook *et al.* (1975) teniendo en cuenta el cálculo de la fase amorfa realizado a partir del método de Bertrand (2002). Se seleccionaron estos métodos ya que ambos utilizan la intensidad de las reflexiones para el cálculo y, por lo tanto, los datos son comparables. Los amorfos representan en promedio el 45,2 % del total, constituyendo así la fase predominante dentro de los sedimentos analizados. El valor mínimo (38,5 %) se registra en la muestra FU 46-47

Tabla 3.6: Resultados de la semi-cuantificación mineral según Cook *et al.* (1975) incluyendo el porcentaje de la fase amorfa siguiendo a Bertrand (2002).

	Cuarzo (%)	Feldespato (%)	Ceolitas (%)	Piroxeno (%)	Anfibol (%)	Micas (%)	Grupo del caolín (%)	Clorita (%)	Amorfos (%)
FU 3-4	14,3	24,9	3,3	2,1	0,8	2,5	4,6	4,1	43,3
FU 10-11	15,2	22,9	2,0	2,8	0,7	1,7	3,9	2,7	48,2
FU 15-16	11,5	29,1	2,7	3,7	1,2	2,8	4,4	3,2	41,5
FU 20-21	16,2	24,8	2,2	3,3	0,7	1,7	5,5	3,7	42,0
FU 23-24	10,2	24,7	1,6	6,2	1,3	3,1	3,7	2,6	46,6
FU 30-31	11,9	20,0	2,2	3,1	0,8	2,3	4,4	3,1	52,3
FU 34-35	14,3	24,4	2,7	3,4	0,8	1,5	5,5	3,3	44,0
FU 40-41	16,0	24,4	3,2	3,0	0,9	3,2	5,9	4,1	39,4
FU 46-47	13,7	27,1	4,0	3,3	0,9	2,6	5,9	4,0	38,5
FU 48-49	12,8	25,0	3,3	3,0	0,8	1,2	4,6	3,7	45,6
FU 50-51	10,9	32,5	4,0	2,9	0,9	2,1	4,6	3,4	38,7
FU 52-53	13,8	21,9	3,2	3,2	0,6	1,4	4,7	3,2	48,0
FU 54-55	12,3	18,6	2,7	3,6	1,0	1,8	3,9	2,5	53,5
FU 56-57	10,4	25,0	2,1	3,0	0,7	1,8	4,2	2,2	50,6
FU 58-59	13,1	21,9	3,1	2,8	1,0	2,4	4,4	2,8	48,4
FU 60-61	14,6	26,1	3,4	3,9	0,6	2,3	4,7	3,5	40,8
FU 63-64	12,2	33,0	1,8	3,1	0,6	1,9	3,9	2,3	41,2
FU 69-70	13,3	20,9	2,7	3,4	0,7	1,3	4,5	2,6	50,5
FU 76-77	16,3	20,5	2,5	3,9	0,9	2,1	4,9	3,0	45,8
Promedio	13,3	24,6	2,8	3,3	0,8	2,1	4,6	3,2	45,2
Máx.-Mín.*	16,3-10,2	33,0-18,6	4,0-1,6	6,2-1,2	1,3-0,6	3,2-1,2	5,9-3,7	4,1-2,2	53,5-38,5

Máx.-Mín.\*: Valor máximo y mínimo

y el valor máximo (53,5 %) en la muestra FU 54-55, en este último caso, nuevamente se relacionaría a una microtefra.

A partir de los resultados presentados en la Tabla 3.6 se construyó el gráfico que se muestra en la Fig. 3.9, donde se observa el protagonismo que poseen los amorfos en la composición de los sedimentos analizados. En el intervalo comprendido entre las muestras FU 50-51 y FU 60-61 se observa un incremento en el porcentaje de la fase amorfa, donde se registra el valor máximo que supera el 50 % del total de los sedimentos. Al considerar el porcentaje de amorfos, las curvas correspondientes a las fases cristalinas presentan un comportamiento más similar al de las curvas obtenidas según Schultz (1964).

En la Fig. 3.10 se comparan los resultados obtenidos por el método de semi-cuantificación de fases amorfas según Bertrand (2002) con los resultados obtenidos a través del conteo modal de esta fase que se realizó bajo microscopio óptico. Se observa que los valores obtenidos utilizando ambos métodos presentan una buena correlación, por lo tanto, el método propuesto por Bertrand (2002) para calcular el porcentaje de amorfos presentes en los sedimentos es una opción que permite obtener resultados de forma simple y rápida para un número considerable de muestras. Esto representa una ventaja respecto al conteo

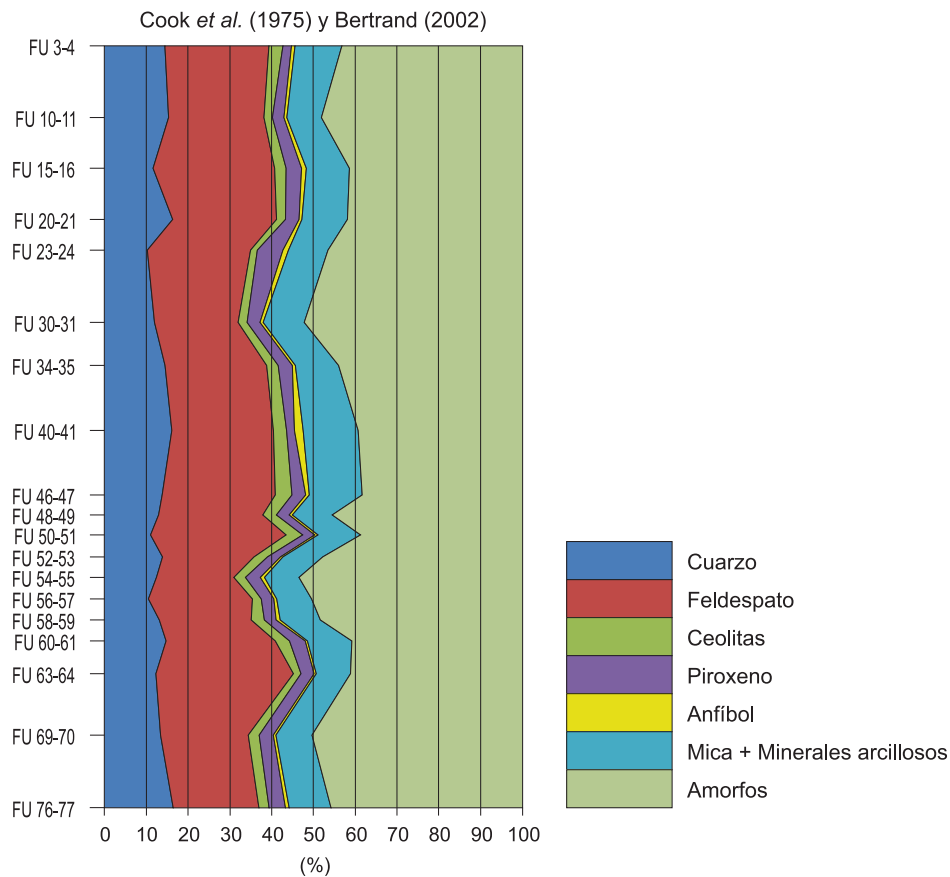


Figura 3.9: Proporción mineralógica a lo largo del testigo según semi-cuantificación de Cook *et al.* (1975) para fases cristalinas y de Bertrand (2002) para fases amorfas.

modal que, si bien ofrece resultados más confiables, por ser un método directo, demanda una mayor cantidad de tiempo.

En los dos gráficos que se muestran en la Fig. 3.10 se registra un aumento en la proporción de amorfos entre los 55 y 60 cm, así como también en las muestras FU 69-70, FU 30-31 y FU 10-11. Sin embargo, a diferencia del conteo modal, el cálculo del porcentaje de amorfos según Bertrand (2002) no discrimina entre los diferentes componentes que forman parte de la fase amorfa (trizas vítreas, diatomeas, etc.) y, por lo tanto, no permite realizar inferencias sobre la naturaleza de las variaciones en la proporción de amorfos. En conclusión, ambos métodos presentan ventajas y desventajas cuando se trata de realizar un análisis de detalle sobre los componentes amorfos, por lo que se recomienda utilizarlos de manera complementaria, buscando optimizar la velocidad con la que se obtienen los resultados y la cantidad de muestras sobre las que se trabaja, sin sacrificar la confiabilidad de los datos.

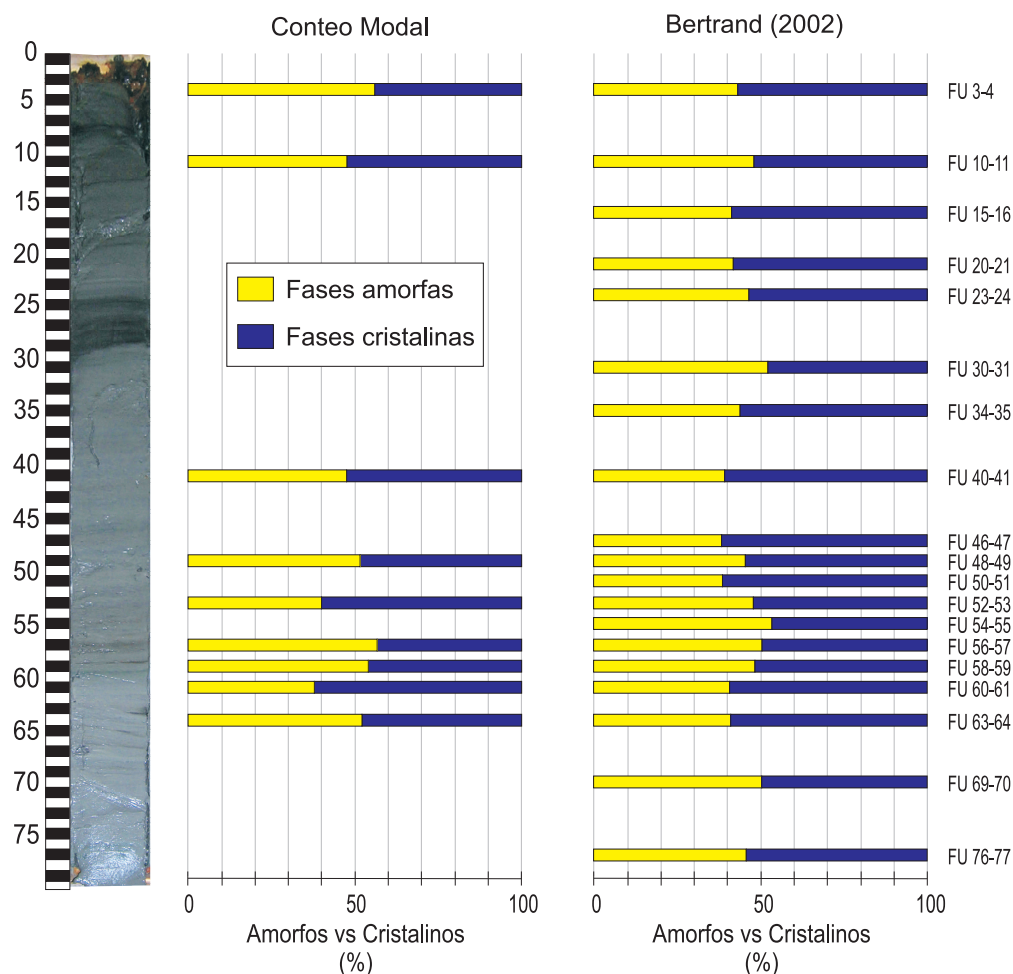


Figura 3.10: Comparación de los resultados obtenidos a través del conteo modal de amorfos (a la izquierda) y los resultados obtenidos por el método de Bertrand (2002) para semi-cuantificación de amorfos (a la derecha).

### 3.3.2.2 *Conteo Modal de Micas*

A partir de los resultados del conteo modal de micas, donde se contaron biotitas, cloritas y biotitas cloritizadas, se realizó el ajuste de los valores calculados según Schultz (1964) para estimar con mejor detalle el porcentaje de minerales arcillosos de las muestras (Tabla 3.7). El valor promedio de micas obtenido mediante el conteo es de 6,1 % sobre la fracción total, es decir, incluyendo la fase amorfa. Por lo tanto, para poder realizar esta corrección se descontaron los amorfos, utilizando los valores obtenidos previamente por conteo modal, y se recalculó al 100 % de los componentes cristalinos ya que la semicuantificación de Schultz (1964) solamente considera a éstos. El porcentaje de micas obtenido de esta manera se descontó del porcentaje de micas + minerales arcillosos de Schultz (1964). El valor promedio

Tabla 3.7: Ajuste del porcentaje de minerales arcillosos estimado según Schultz (1964) a partir de los resultados del conteo de micas bajo microscopio óptico.

Conteo de Micas (%)			Ajuste para Schultz (1964) (%)	
Muestras	Micas	Otros granos	Micas	Minerales arcillosos
FU 3-4	7,4	92,6	16,7	21,1
FU 40-41	5,8	94,2	11,1	38,3
FU 56-57	5,3	94,7	12,2	25,7
FU 63-64	6,0	94,0	12,4	27,0
<i>Promedio</i>	6,1	93,9	13,1	28,0

para las micas después del ajuste es de 13,1 %, mientras que para los minerales arcillosos es de 28,0 %. En la Fig. 3.11 se presentan gráficamente los resultados donde se observa el predominio de los minerales arcillosos sobre las micas.

Aún después del ajuste, los valores de minerales arcillosos obtenidos para Schultz (1964) siguen siendo el doble de lo estimado por Cook *et al.* (1975). Cabe recordar que la semicuantificación de Cook *et al.* (1975) tampoco discrimina entre micas y minerales arcillosos, excepto para el grupo del caolín. Los factores que utiliza Cook *et al.* (1975) para mica y clorita corresponden tanto a la fracción gruesa como a la menor a 2  $\mu\text{m}$ . No obstante, la suma de la estimación de mica + clorita + grupo del caolín de Cook *et al.* (1975) es mucho menor a la estimación de minerales arcillosos ajustados con el conteo de micas para Schultz (1964). Esto demostraría que Schultz (1964) podría sobrestimar la presencia de estos minerales o bien, sería Cook *et al.* (1975) quienes los subestimarían.

### 3.3.3 Mineralogía de la Fracción Menor a 2 $\mu\text{m}$

#### 3.3.3.1 Difracción de Rayos X

En la Fig. 3.12 se presentan los difractogramas de la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  obtenidos para 4 (cuatro) muestras representativas sometidas a diferentes tratamientos: seco al aire (AD), expandido en vapor de etilenglicol (EG), homoionizado con magnesio (Mg), expandido en vapor de glicerol (Glicerol) y calcinado a 375 °C y 550 °C.

En todas las muestras se observa la misma asociación de minerales arcillosos: illita + clorita + mineral del grupo del caolín, variando la proporción en la que se encuentran a lo largo del testigo.

Las reflexiones en 10 Å y 5 Å en la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  indica la presencia de illita.

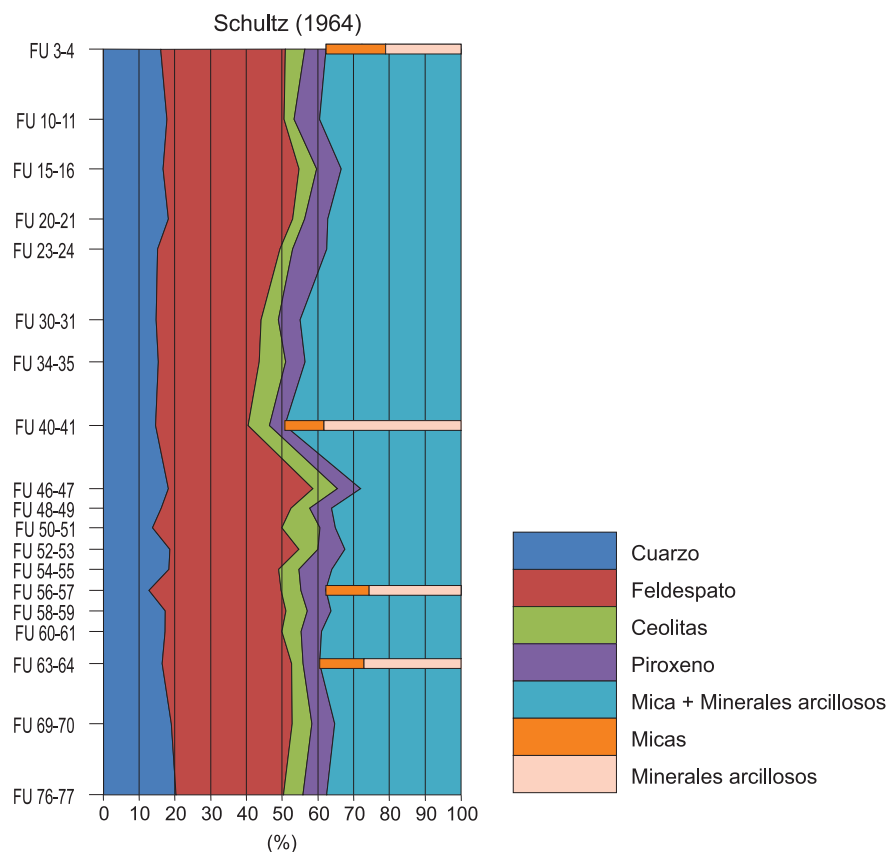


Figura 3.11: Proporción de las fases cristalinas a lo largo de la secuencia sedimentaria según Schultz (1964) incluyendo los resultados del conteo de micas para cuatro muestras.

La reflexión en  $10 \text{ \AA}$  tiende a intensificarse bajo los tratamientos de homoionización con magnesio, expansión en vapor de glicerol y calcinados.

Las reflexiones en  $14 \text{ \AA}$ ,  $7 \text{ \AA}$  y  $3,54 \text{ \AA}$  corresponden a clorita y, en particular, estas dos últimas coinciden con las reflexiones de los minerales del grupo del caolín. No obstante, a través del desdoblamiento de las reflexiones en  $7,28\text{-}7,13 \text{ \AA}$  y  $3,57\text{-}3,54 \text{ \AA}$  en las muestras orientadas seca al aire, se comprueba la presencia de las dos especies. Además, en los homoionizados con Mg y expandidos en vapor de etilenglicol y glicerol se registra una reflexión en  $2,38 \text{ \AA}$  correspondiente al grupo del caolín. Ambos dobletes ( $7,28\text{-}7,13 \text{ \AA}$  y  $3,57\text{-}3,54 \text{ \AA}$ ) tienden a intensificarse en el homoionizado con magnesio y el expandido en vapor de glicerol. Como es de esperarse, las reflexiones en  $7 \text{ \AA}$  desaparecen con el calcinado a  $550 \text{ }^\circ\text{C}$  y, en el caso de la clorita, la reflexión en  $14 \text{ \AA}$  se intensifica bajo este mismo tratamiento.

Con el objetivo de confirmar la presencia tanto de clorita como del mineral del grupo del

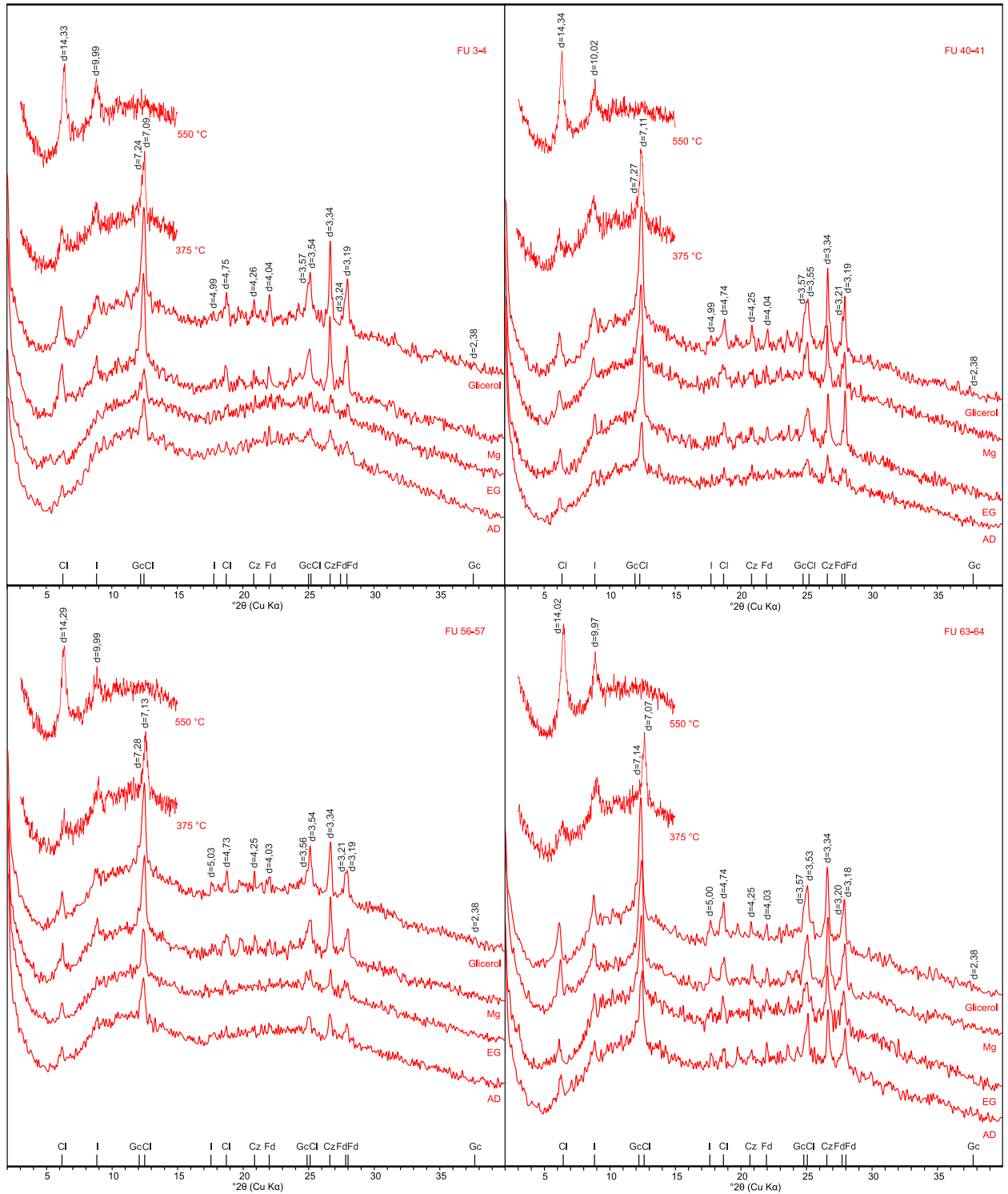


Figura 3.12: Difractogramas obtenidos para cuatro muestras representativas bajo diferentes tratamientos: seca al aire (AD), expandida en vapor de etilenglicol (EG), homoionizada con magnesio (Mg), expandida en vapor de glicerol (Glicerol) y calcinada a 375 °C y 550 °C. Cl: clorita, Cz: cuarzo, Fd: feldespato, Gc: grupo del caolín e I: illita.

caolín, se analizaron los difractogramas obtenidos a partir del calcinado con un barrido de  $2\theta$  entre  $2^\circ$  y  $30^\circ$  (Fig. 3.13) y del polvo desorientado (Fig. 3.14) de la muestra FU 40-41. Con el primer tratamiento se observa claramente el desdoblamiento en  $3,5 \text{ \AA}$ , mientras que con el polvo desorientado se determinó la presencia de las reflexiones 060 de ambas especies minerales: en  $1,54 \text{ \AA}$  para clorita y en  $1,49 \text{ \AA}$  para el mineral del grupo del caolín. En este último difractograma también se registra la reflexión en  $2,38 \text{ \AA}$  correspondiente al grupo del caolín.

En la Tabla 3.8 se presentan los resultados de la semi-cuantificación de los minerales arcillosos según Biscaye (1965) y Moore y Reynolds (1997). Se observa que dentro de esta fracción predomina la illita a lo largo de casi toda la secuencia sedimentaria, con un valor promedio de  $45,6 \%$ , seguida por el mineral del grupo del caolín con el  $36,1 \%$  y, finalmente, la clorita con el  $18,2 \%$ . A partir de estos resultados se construyó un gráfico mostrando la variación en la proporción de los minerales arcillosos en el testigo (Fig. 3.15). Para facilitar la interpretación del mismo, se lo dividió en tres secciones según la variabilidad en el porcentaje de estos argilominerales.

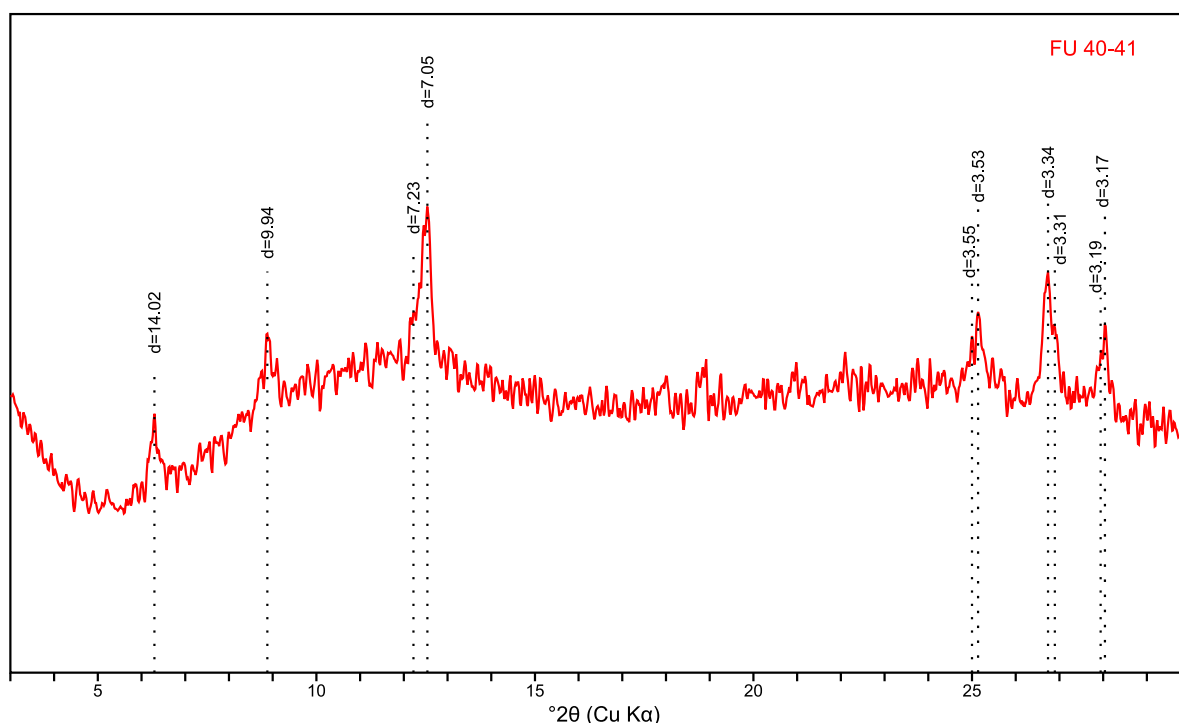


Figura 3.13: Difractograma correspondiente a un calcinado a  $375 \text{ }^\circ\text{C}$  con un barrido de  $2\theta$  entre  $2^\circ$  y  $30^\circ$ .



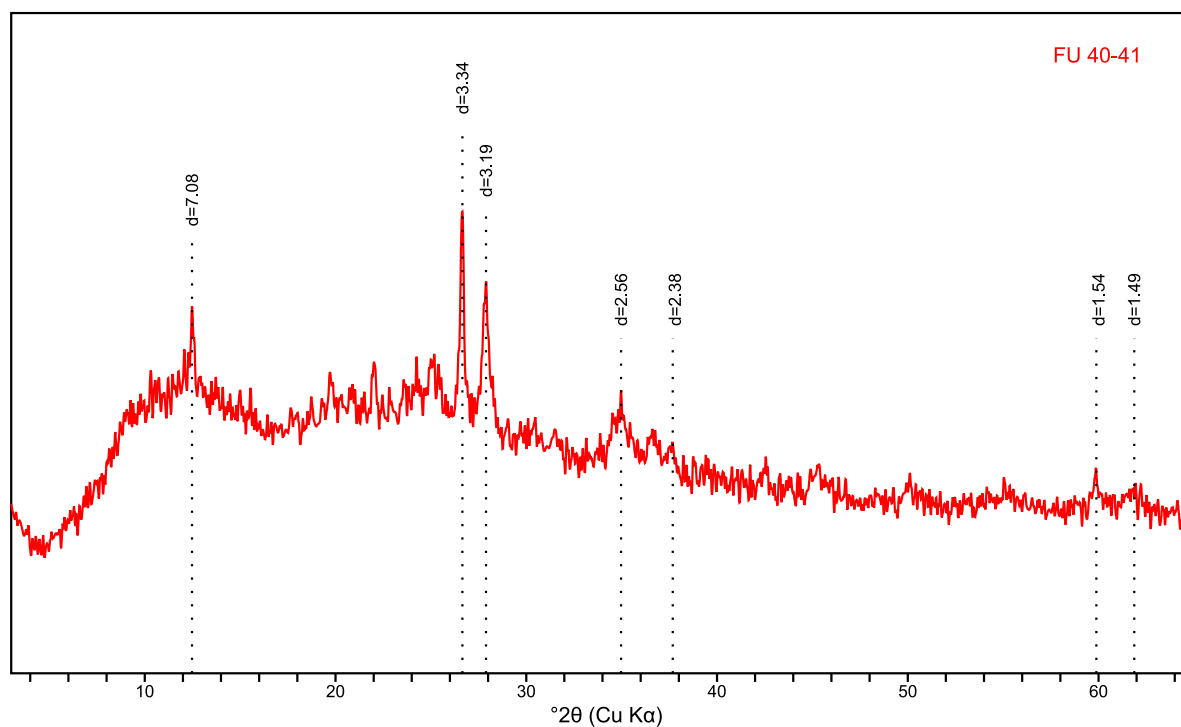


Figura 3.14: Diffractograma correspondiente al polvo desorientado.

Tabla 3.8: Resultados de la semi-cuantificación de minerales arcillosos según Biscaye (1965) y Moore y Reynolds (1997).

	Illita (%)	Clorita (%)	Grupo del caolín (%)
FU 3-4	43,3	12,3	44,5
FU 15-16	69,9	9,7	20,4
FU 23-24	53,0	13,3	33,7
FU 40-41	76,4	6,8	16,7
FU 46-47	14,5	23,1	62,3
FU 48-49	23,8	46,0	30,2
FU 50-51	31,0	18,5	50,5
FU 52-53	43,4	15,9	40,6
FU 54-55	50,4	6,8	42,9
FU 56-57	59,1	14,8	26,1
FU 58-59	28,3	13,6	58,1
FU 60-61	26,9	38,0	35,1
FU 63-64	57,0	14,5	28,5
FU 76-77	61,8	22,1	16,1
Promedio	45,6	18,2	36,1
Máx.-Mín.*	76,4-14,5	46,0-6,8	62,3-16,1

Máx.-Mín.\*: Valor máximo y mínimo

La sección inferior del gráfico (FU 76-77 a FU 58-59) comienza con un elevado porcentaje de illita (61,8 %) que disminuye rápidamente al mismo tiempo que aumenta el porcentaje del mineral del grupo del caolín hasta dominar la fracción arcilla en FU 58-59 (58,1 %). En el caso de la clorita, se observa un pequeño aumento en FU 60-61 (38,0 %). La sección media del testigo (FU 56-57 a FU 46-47) registra los mayores porcentajes para el mineral del grupo del caolín. Inicia con un aumento en el porcentaje de illita (59,1 %) acompañado por una disminución en el porcentaje del mineral del grupo del caolín (26,1 %). A partir de este punto la proporción de illita disminuye gradualmente hasta alcanzar su valor mínimo (14,5 %), al mismo tiempo que el mineral del grupo del caolín aumenta gradualmente hasta alcanzar su valor máximo (62,3 %) en FU 46-47. Por su parte, el porcentaje de clorita comienza con valores similares a la sección inferior del testigo y aumenta gradualmente, con un máximo

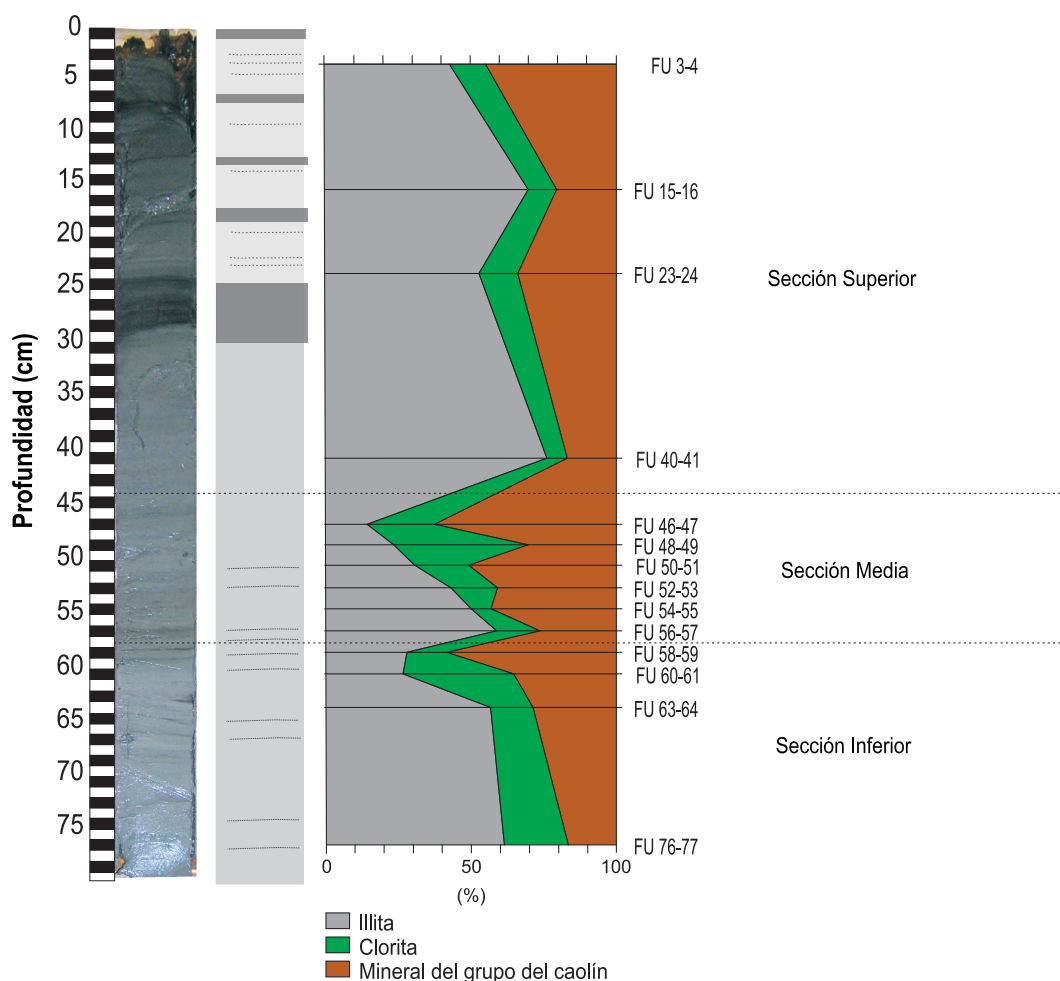


Figura 3.15: Proporción de minerales arcillosos a lo largo del testigo según Biscaye (1965) y Moore y Reynolds (1997).

en FU 48-49 (46,0 %). En la sección superior del testigo (FU 40-41 a FU 3-4) se observa nuevamente un aumento en el porcentaje de illita (76,4 %), alcanzando su valor máximo en la secuencia sedimentaria. Finalmente, el testigo culmina con una ligera disminución en el porcentaje de illita y un ligero aumento en el porcentaje del mineral del grupo del caolín, mientras que el porcentaje de clorita no registra cambios significativos.

### 3.3.3.2 Espectroscopía Infrarroja (FT-IR)

La espectroscopía infrarroja (FT-IR) es una herramienta eficiente y sensible para identificar minerales del grupo del caolín (Joussein *et al.*, 2005), permitiendo discriminar entre caolinita y halloisita. También es una técnica adecuada para determinar especies de carácter amorfo, que se encuentran en una importante proporción en los sedimentos estudiados. Por lo tanto, esta técnica se utilizó para determinar la presencia de alófano, un aluminosilicato hidratado no cristalino producto de la alteración del vidrio que es comúnmente encontrado en suelos jóvenes derivados de cenizas volcánicas. Además, se buscó establecer si el mineral del grupo del caolín identificado previamente por DRX podría tratarse de halloisita, cuya presencia también es usual en suelos formados en ambientes volcánicos como los que se encuentran dentro del área de influencia de la zona de estudio.

Se obtuvieron dos espectros infrarrojos (IR) a partir del método FT-IR correspondientes a la fracción total y fracción menor a  $2 \mu\text{m}$  de la muestra FU 3-4 (Fig. 3.16 a). Los espectros muestran dos bandas amplias en  $3423$  y  $1012 \text{ cm}^{-1}$  y una banda más débil en  $1647 \text{ cm}^{-1}$ , que podrían atribuirse a alófano según diferentes autores (Tabla 3.9). La banda amplia cerca de  $1000 \text{ cm}^{-1}$  (y su armónica en  $550 \text{ cm}^{-1}$ ) se debe al estiramiento Al-O y Si-O (Snetsinger, 1967; Gustafsson *et al.*, 1999), mientras que las otras dos se deben al agua molecular absorbida (Snetsinger, 1967; Kawano y Tomita, 1992; Wilson, 1994). Si bien estas bandas también podrían asignarse a otros aluminosilicatos como la caolinita, clorita e illita, dado que el alófano presenta una gran cantidad de grupos  $\text{OH}^-$  que tienden a formar puentes de hidrógeno, la banda en  $3423 \text{ cm}^{-1}$  es amplia y muy intensa en relación a la que usualmente está presente en los minerales mencionados, lo que permite suponer su presencia en estas muestras.

En el espectro de la fracción menor a  $2 \mu\text{m}$  la banda en  $3423 \text{ cm}^{-1}$  se presenta con mayor intensidad respecto al espectro de la fracción total. Esto se debería al hecho de que el

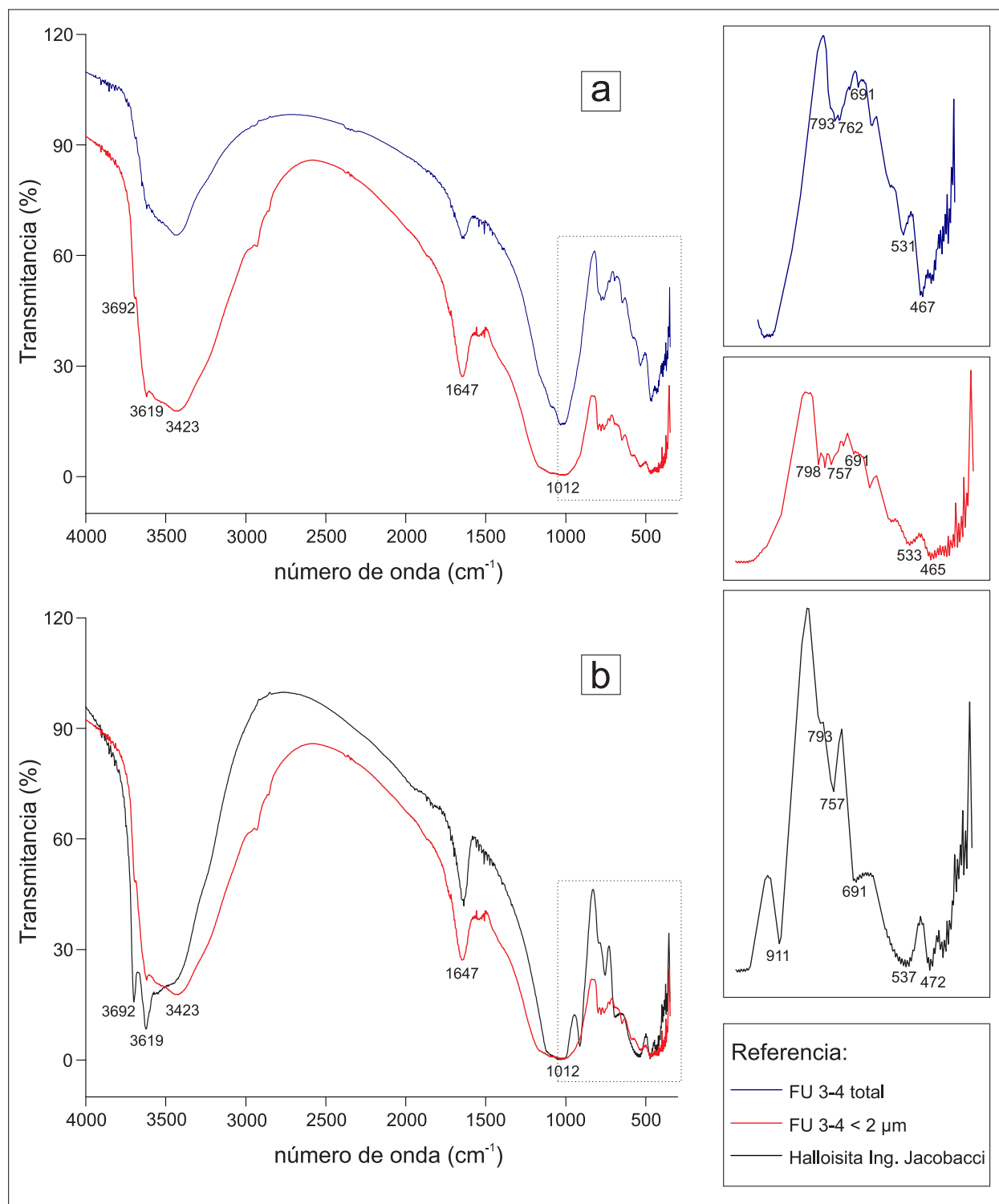


Figura 3.16: Espectros IR obtenidos a partir de 3 mg de la muestra FU 3-4. a) espectros de la fracción total (azul) y menor a  $2 \mu\text{m}$  (rojo) y b) comparación entre el espectro de  $2 \mu\text{m}$  (rojo) y el espectro de una muestra de halloisita proveniente de Ing. Jacobacci (negro). A la derecha se muestra el detalle de las bandas presentes entre  $1000$  y  $450 \text{ cm}^{-1}$ .

Tabla 3.9: Bandas IR ( $\text{cm}^{-1}$ ) de alófono y halloisita según diversos autores.

	ALÓFANO	HALLOISITA
Snetsinger (1967); Henmiet <i>et al.</i> , (1981); Kawano y Tomita (1992); Wilson (1994); Gustafsson <i>et al.</i> (1999).	3450 1630 1000	
Alcalá de Jesus <i>et al.</i> (2009)	2800-3700 800-1200	3692 3615
Wada (1989)	2800-3800 (máx. en 3475-3500) 1630-1640 1020	
Besoain (1985)		3696 3630
Delvaux <i>et al.</i> (1992)		3693 3625 1036 912 750 667 625
Huang <i>et al.</i> (2016)	3000-3700 1600 900-1000	
Joussein <i>et al.</i> (2005)		3695 3620 ~920

alófono se concentra en esta fracción en particular, por ser un producto de alteración. A su vez, en este espectro se presentan bandas adicionales en 3692 y 3619  $\text{cm}^{-1}$  correspondientes a otros minerales presentes en la fracción arcilla. La banda en 3692  $\text{cm}^{-1}$  corresponde a las vibraciones de los OH-Al externos de la capa octaédrica de los filosilicatos, las cuales se ubican entre 3700 y 3500  $\text{cm}^{-1}$ , en tanto que la de 3619  $\text{cm}^{-1}$ , se asocia a los OH-Al internos de las arcillas 1:1 (Alcalá de Jesús *et al.*, 2009).

En la Fig. 3.16 b se compara el espectro de la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  de la muestra FU 3-4 con el espectro de una muestra de halloisita proveniente de un yacimiento de Ing. Jacobacci, perteneciente al Centro de Investigación de Minerales Arcillosos (CIMAR). La halloisita exhibe solamente dos bandas de estiramiento  $\text{Al}_2\text{OH}$  en 3695 y 3620  $\text{cm}^{-1}$  mientras que la caolinita presenta tres o cuatro bandas (dependiendo del carácter monoclinico). La halloisita generalmente muestra una única banda de deformación  $\text{Al}_2\text{OH}$  en  $\sim 920 \text{ cm}^{-1}$  pero en la caolinita esta banda tiene un hombro en 938  $\text{cm}^{-1}$  (Joussein *et al.*, 2005). En el caso de la muestra FU 3-4, estas bandas se encuentran contenidas dentro de las bandas amplias

asignadas a alófono, sin embargo, se observan aquellas correspondientes al estiramiento  $\text{Al}_2\text{OH}$ , que coinciden exactamente con las bandas de la halloisita de Ing. Jacobacci, en 3692 y 3619  $\text{cm}^{-1}$ . Por lo tanto, la comparación entre ambos espectros (Fig. 3.16 b) permite suponer la presencia de halloisita.

Es importante aclarar que los difractogramas de la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  de este estudio indicarían la presencia de una halloisita del tipo 7 Å (deshidratada), mientras que la halloisita de Ing. Jacobacci que se utilizó con fines comparativos, es del tipo 10 Å (hidratada). Esto se refleja en la banda amplia entre 2800 y 3700  $\text{cm}^{-1}$  que exhibe el espectro de ésta última en la región de vibración de los grupo  $\text{OH}^-$ .

### 3.3.3.3 Test de Fieldes y Perrot (1966)

En la Tabla 3.10 se presentan los resultados del test de Fieldes y Perrot (1966) obtenidos para cuatro muestras del testigo sedimentario (FU 3-4, FU 40-41, FU 56-57 y FU 63-64).

Mediante la determinación de acuerdo con los procedimientos del *Soil Survey Laboratory Methods Manual* (Burt, 2004) y FAO (2006), las muestras alcanzaron un pH mayor a 9,4 después de 1 hora de contacto donde el mismo ascendió a 9,5. Si bien el procedimiento indica que este valor debe alcanzarse a los 2 minutos, esta metodología fue desarrollada para ser usada en suelos alofánicos (Andisoles) y no en sedimentos lacustres, por lo tanto, los resultados pueden variar respecto a los esperados para un suelo. De esta forma, se considera que los valores de pH encontrados en este estudio pueden ser indicadores de la presencia de alofano.

Tabla 3.10: Resultados del test de Fieldes y Perrot (1966).

<b>Test de Fieldes y Perrot (1966)</b>		
<i>Muestra</i>	<i>pH<sub>NaF</sub></i>	
	<i>2 minutos</i>	<i>60 minutos</i>
FU 3-4	8,8	> 9,5
FU 40-41	8,5	> 9,5
FU 56-57	8,7	> 9,5
FU 63-64	8,3	> 9,5

### 3.3.4 Microscopía Electrónica

#### **3.3.4.1 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)**

En las Fig. 3.17 y 3.18 se muestran las imágenes MEB tomadas en equipos de diferente magnificación. Las imágenes tomadas de la fracción limo grueso permitieron corroborar la presencia de algunos componentes descritos bajo la lupa binocular de esta fracción como granos de feldespato, trizas de vidrio y fragmentos de pómez (Fig. 3.17).

Con el MEB de mayor magnificación se observaron los componentes de la fracción menor a dos micrones de estos sedimentos (Fig. 3.18). En este caso, sólo fue posible observar láminas de clorita, de muy pequeño tamaño (500 nm-2  $\mu$ m), en algunos casos agrupadas conformando arreglos del tipo “rosetas” (contactos cara/borde) (Fig 3.18 a, b y c) y partículas individuales con forma de placas pseudohexagonales, bordes irregulares y redondeados que indicarían un origen detrítico de las mismas (Fig. 3.18 d, e y f).

#### **3.3.4.2 Microscopía Electrónica de Transmisión (MET)**

Se tomaron imágenes MET de los aglomerados de partículas muy finas de la muestra FU 63-64, que fueron separados bajo lupa binocular (Fig. 3.19). En la Fig. 3.19 a se observa un agregado constituido por partículas planares con su patrón de difracción que indica una cristalinidad pobre. En la Fig. 3.19 b se observan partículas con morfología tubular en el borde de un agregado. Estas imágenes (Fig. 3.19 a y b) son muy similares a las publicadas en Dixon (1989) donde se describen como agregados y bordes muy finos de cristales de halloisita, respectivamente. Se observó, además, un patrón de difracción con espaciado  $d=4 \text{ \AA}$  (Fig. 3.19 b) que podría asignarse a un mineral del grupo del caolín, por lo que de acuerdo a la morfología semejante a otros minerales de esta especie y a su valor de espaciado podrían tratarse de tubos de halloisita. También se observaron en MET partículas laminares cristalinas cuya composición indica que se tratan de clorita (Fig. 3.19 c) e illita (Fig. 3.19 d).

En la Fig. 3.20 se muestran imágenes MET de fragmentos de frústulas de diatomeas con diferentes formas y tamaños correspondientes a los aglomerados de partículas muy finas separados bajo lupa binocular de la muestra FU 63-64. En las Fig. 3.20 b y c se incluyen los patrones de difracción indicando el carácter amorfo de estas partículas.

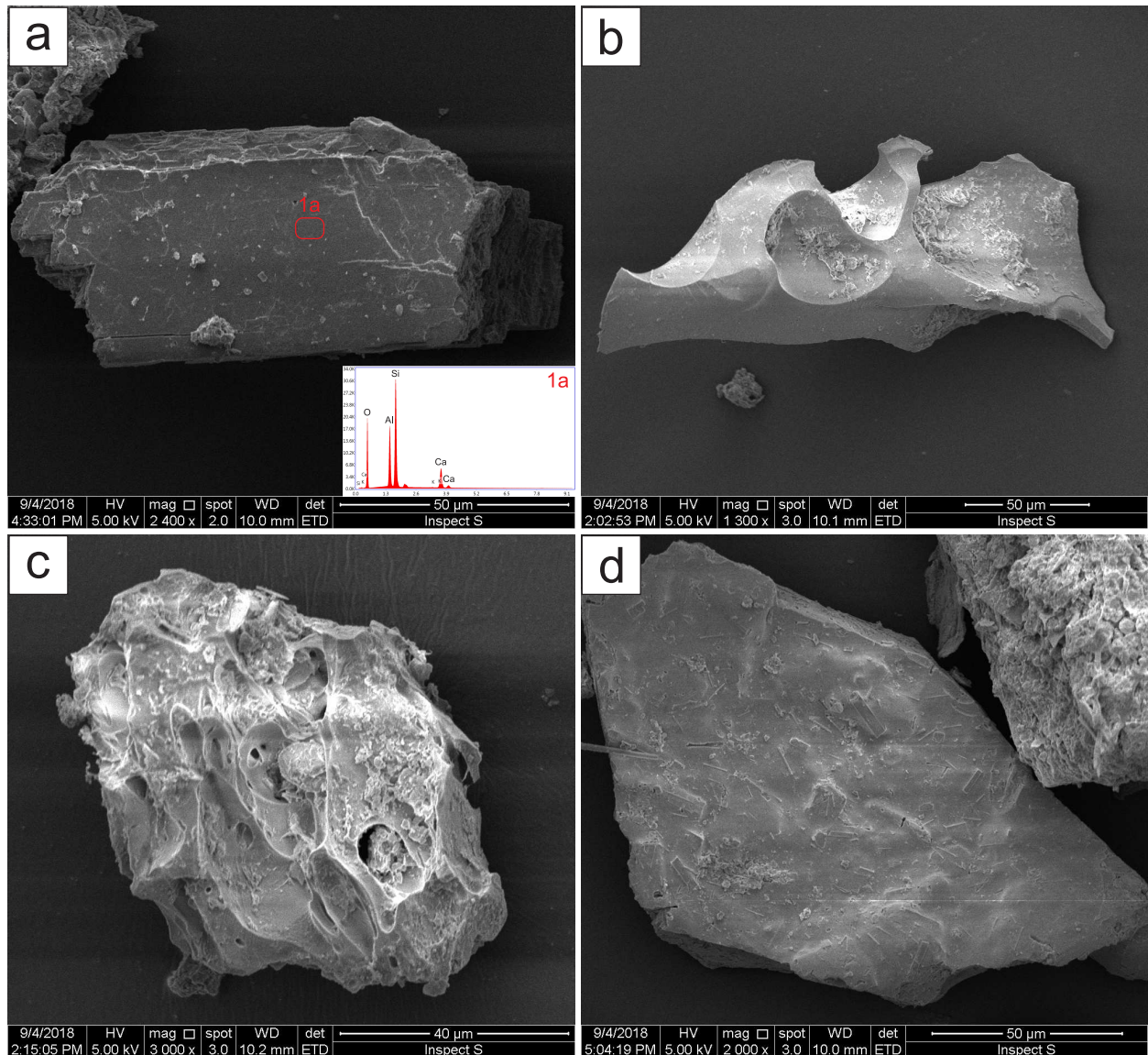


Figura 3.17: Imágenes MEB de la fracción granulométrica retenida en tamiz N° 325 (limo grueso) de la muestra FU 56-57. a) cristal de feldespato de composición cálcica; b) triza de vidrio volcánico con fractura concoidea y vesículas; c) triza del tipo pómez con vesículas alargadas en una dirección (textura fluidal); d) triza vítrea con inclusiones de cristales tabulares probablemente de feldespatos.



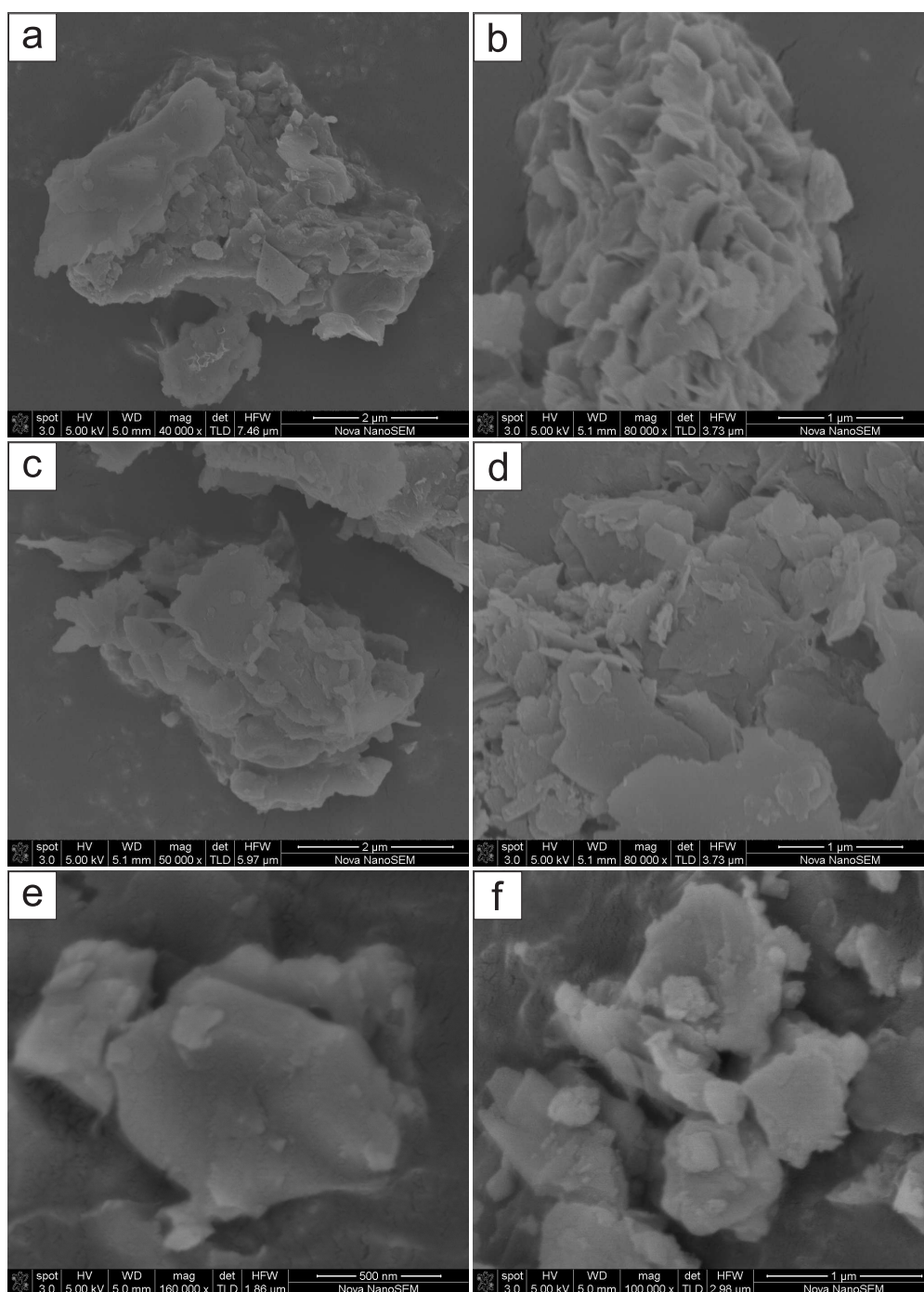


Figura 3.18: Imágenes MEB de la fracción granulométrica  $< 2 \mu\text{m}$  (fracción arcilla) de la muestra FU 56-57 tomadas en un equipo de alta magnificación. a), b) y c) láminas de clorita de tamaños menores a  $2 \mu\text{m}$  con arreglo del tipo “rosetas”; d) cristales de clorita con bordes irregulares y redondeados de tamaño menor a  $1 \mu\text{m}$ ; e) y f) cristales pseudo-hexagonales de clorita de tamaño  $< 1 \mu\text{m}$  y bordes irregulares.

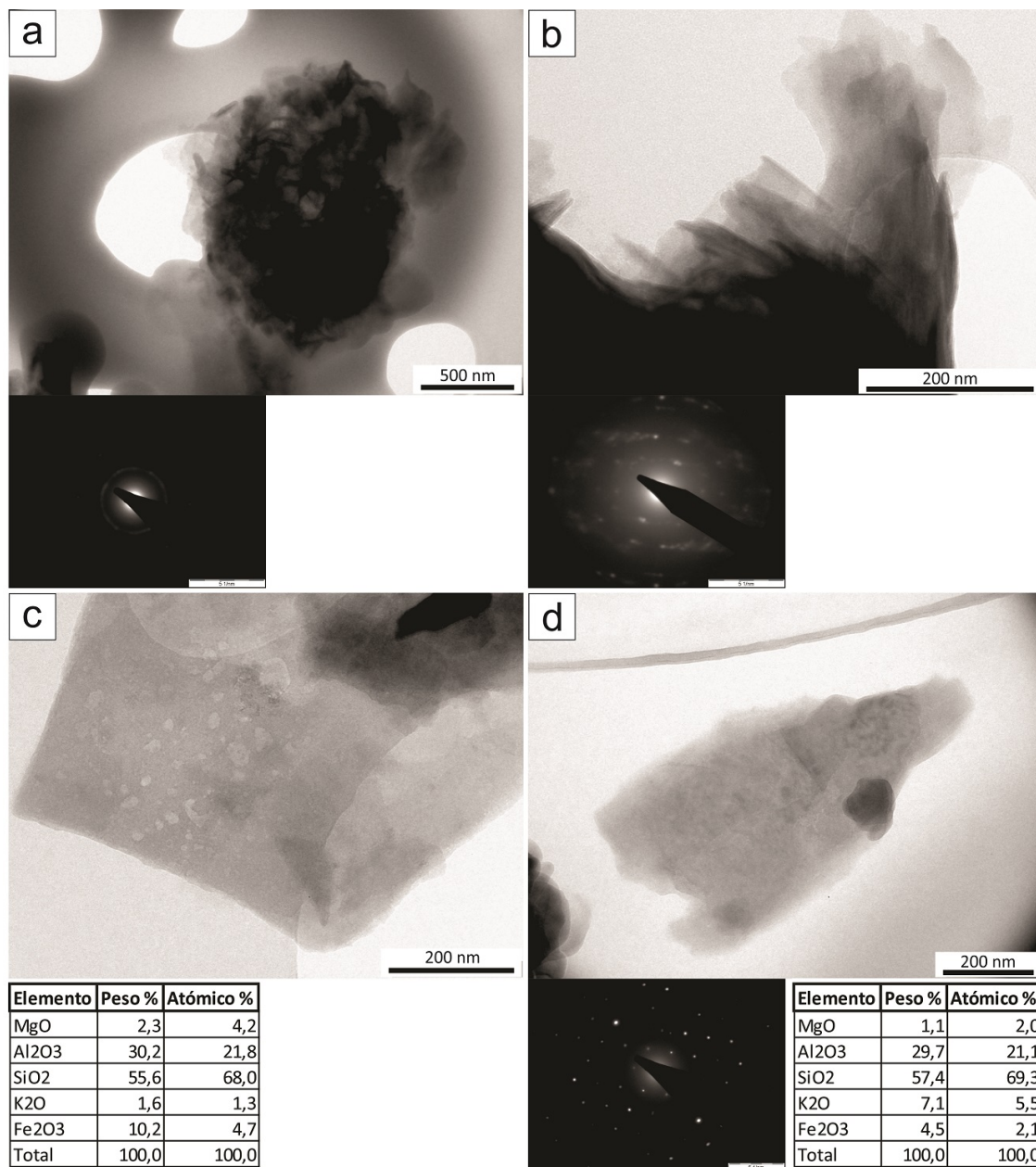


Figura 3.19: Imágenes MET de aglomerados de partículas muy finas separados bajo lupa binocular de la muestra FU 63-64. a) agregado con morfología laminar arrugada que correspondería a una halloisita; b) partículas de halloisita con morfología tubular; c) partículas laminares apiladas cuyo EDS indica que se trata de clorita; d) partículas laminares apiladas, cristalinas y cuya composición indica que se trata de illita.

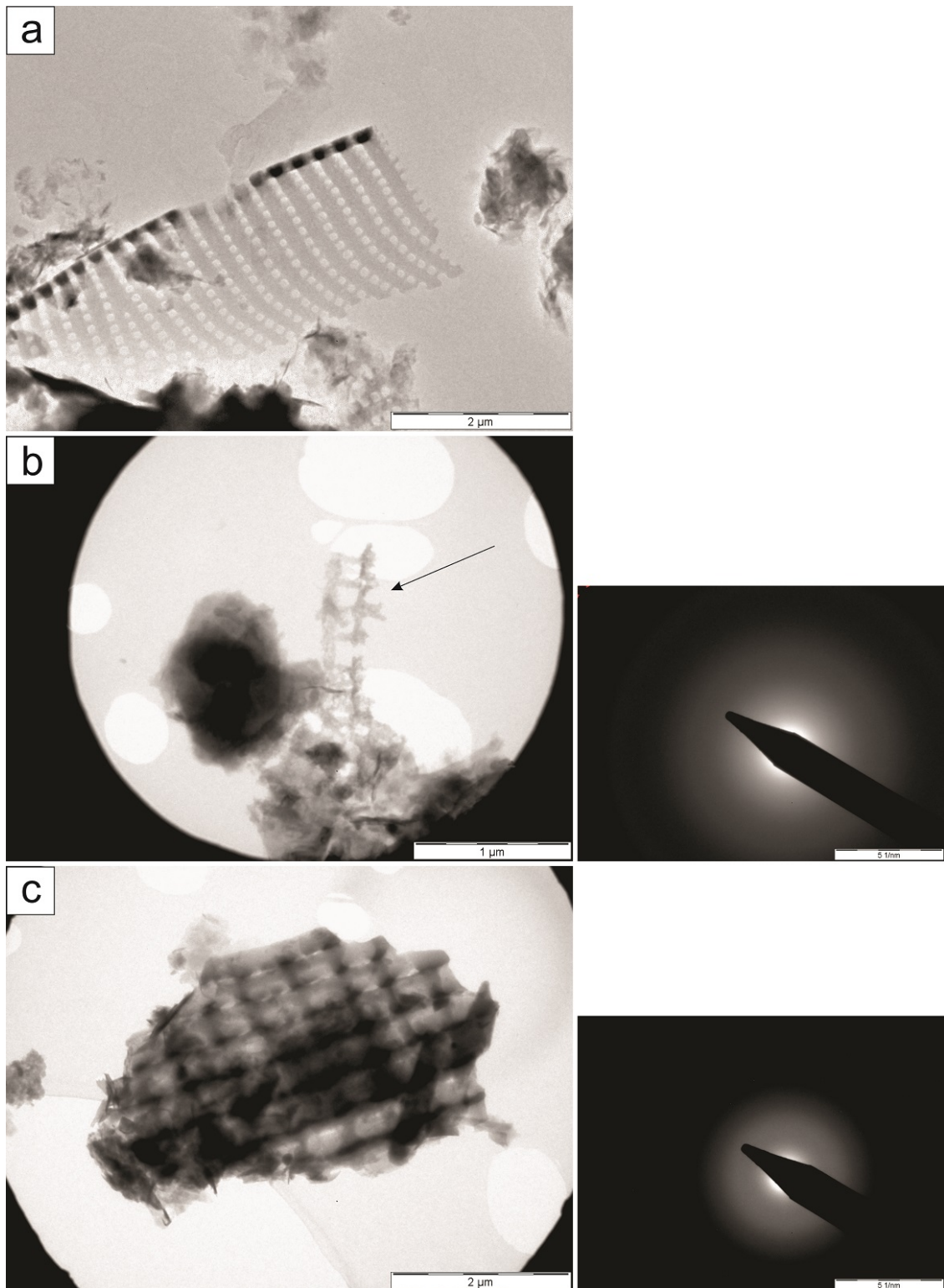


Figura 3.20: Imágenes MET de fragmentos de diatomeas correspondientes a los aglomerados de partículas muy finas separados bajo lupa binocular de la muestra FU 63-64.



---

# CAPÍTULO 4

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

---

\*\*\*\*\*

### 4.1 Origen de los Componentes del Sedimento

La mineralogía de los sedimentos del lago Futralaufquen es homogénea a lo largo de todas las muestras de la secuencia analizada, mostrando un predominio de materiales de origen detrítico provenientes de la erosión de las rocas ígneas, metamórficas y de los suelos que rodean el área de estudio. De forma subordinada se observan materiales endogénicos, representados principalmente por diatomeas, presentes en todas las fracciones granulométricas.

Estos sedimentos lacustres se caracterizan por un contenido especialmente elevado de amorfos, cuya proporción prácticamente equipara a la de los minerales cristalinos. Los componentes mineralógicos de la fracción total en orden decreciente de abundancia corresponden a feldespato, cuarzo, piroxeno, mica, ceolita y anfíbol. Los componentes amorfos que predominan en esta fracción son los vidrios volcánicos. Otros componentes detríticos que forman parte del sedimento son fragmentos líticos y material carbonoso.

En la fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  los componentes detríticos están representados por alófono y minerales arcillosos identificados como illita, clorita y halloisita. La clorita y la illita son los principales constituyentes de esta fracción y, junto con el alófono y la halloisita, se presentan formando parte de aglomerados de partículas muy finas en esta granulometría.

A continuación, se discute el origen de cada uno de los componentes de los sedimentos analizados. En el caso de los materiales detríticos, se ha diferenciado entre aquellos que provienen de la erosión de las rocas y la erosión de los suelos.

#### 4.1.1 Componentes Detríticos Provenientes de las Rocas

En la cuenca del lago Futalaufquen los principales afloramientos corresponden a rocas ígneas plutónicas y volcánicas asociadas a la actividad magmática que tuvo lugar en la región entre el Jurásico Medio y el Paleógeno (Fig. 2.2). Otros afloramientos importantes corresponden a sedimentitas provenientes de la destrucción de los arcos una vez extinguido el vulcanismo, así como también depósitos glaciarios, aluviales, fluviales, de remoción en masa y piroclásticos recientes (Lizuain y Viera, 2010).

Según Leal *et al.* (2011), las volcanitas de arco mesozoicas y cenozoicas, fueron afectadas en mayor o menor medida por diferentes procesos metamórficos de bajo a muy bajo grado que habrían alcanzado facies de esquistos verdes y, posteriormente, a medida que descendieron las condiciones de presión y temperatura, se formaron minerales secundarios en facies de ceolitas.

##### **4.1.1.1 Cuarzo, Feldespato y Minerales Ferromagnesianos**

El cuarzo y el feldespato son los principales componentes de la fase cristalina y provendrían de la erosión de los extensos afloramientos de granitoides, correspondientes al Batolito Andino, que se extienden ampliamente al Oeste de la cuenca del lago. En la Hoja Geológica 4372-I y II (Esquel), Lizuain y Viera (2010) reportaron para estos granitoides la siguiente composición en orden decreciente de abundancia: dioritas y dioritas cuarcíferas, tonalitas, granodioritas y granitos, por lo que estos afloramientos también estarían aportando silicatos máficos, como biotita y anfíbol.

El piroxeno se presenta tanto en cristales aislados como en forma de microlitos dentro de las trizas de vidrio. En el primero de los casos, estos cristales podrían provenir de la Formación Ventana, compuesta principalmente por andesitas y, en forma subordinada, por basaltos y basandesitas. Estos afloramientos presentan piroxeno formando parte de los fenocristales y de la pasta (Lizuain y Viera, 2010)

#### 4.1.1.2 *Líticos*

Los fragmentos líticos observados son de origen ígneo tanto plutónico como volcánico y, por lo tanto, provendrían de la erosión de los granitoides del Batolito Andino y de las volcanitas de arco jurásicas (Formación Lago La Plata), cretácicas (Formación Divisadero) y paleógenas (Formación Ventana) que afloran en las márgenes del lago Futalaufquen. También podrían provenir de la erosión de la Formación Ñorquinco que yace en relación discordante sobre las secuencias anteriores e inicia, en la mayoría de los asomos, con un conglomerado que presenta, en orden decreciente de abundancia, clastos de volcanitas (andesitas, basaltos y riolitas), plutonitas, cuarzo y metamorfitas. Los clastos de la Formación Ñorquinco provienen de la destrucción de los arcos volcánicos una vez extinguido el vulcanismo paleógeno (Lizuain y Viera, 2010).

#### 4.1.1.3 *Clorita e Illita*

La clorita y la illita se encuentran tanto en la fracción mica como en la fracción arcilla. En esta última fracción, se encuentran como los constituyentes predominantes en toda la secuencia sedimentaria. Como minerales arcillosos son comunes en latitudes altas y resultan principalmente de la meteorización física y de la erosión glacial de rocas cristalinas (Biscaye, 1965; Griffin *et al.*, 1968). En esta secuencia también se consideran detríticos ya que poseen evidencias de meteorización física. En las imágenes MEB de la fracción  $< 2 \mu\text{m}$  se observó abundante clorita con morfologías de bordes irregulares indicando transporte/retrabajo.

Bertrand *et al.* (2012) estudiaron la mineralogía de los sedimentos de fiordos ubicados en la Patagonia Norte de Chile, cuya fracción arcilla también está dominada por clorita e illita, y atribuyeron el predominio de estos minerales arcillosos a la erosión física de las rocas correspondientes al Batolito Nordpatagónico que son ricas en biotita.

La fracción mica podría provenir de la erosión de las secuencias volcánicas que afloran en la cuenca del lago Futalaufquen, donde se habrían formado como consecuencia de procesos metamórficos de bajo a muy bajo grado. Esto se discute con más detalle a continuación, junto con el origen de las ceolitas.

Por otro lado, en las imágenes MET de los aglomerados de partículas muy finas, se observó tanto clorita como illita. Se interpreta que estos aglomerados provendrían de los Andisoles (ver más adelante), por lo que estos minerales se encontrarían como materiales heredados en los suelos. Por lo tanto, la clorita e illita tendrían un origen mixto, puesto que provendrían tanto de las rocas como de los suelos presentes en la cuenca del lago.

#### 4.1.1.4 *Ceolitas*

Estos minerales secundarios se formaron como producto del metamorfismo que afectó principalmente a las secuencias volcánicas correspondientes a las formaciones Lago La Plata, Divisadero y Ventana. Por ende, habrían alcanzado el lago a través del aporte de sedimentos provenientes de la erosión de estas rocas.

Vattuone *et al.* (2005) estudiaron la zonación de los procesos metamórficos en las rocas volcánicas jurásico-cretácicas al Sur de Cholila. En primer lugar, se desarrolló un metamorfismo regional que habría alcanzado facies de esquistos verdes, donde se formó clorita como producto de alteración de silicatos ferromagnesianos primarios. A medida que las condiciones de presión y temperatura descendieron a facies de ceolitas, comenzó a formarse abundante laumontita a partir de la destrucción de feldespatos plagioclasas. Al proceso anterior se superpuso un metamorfismo geotermal con formación de ceolitas cálcicas de alta temperatura (yugawaralita y wairakita). Finalmente, tuvo lugar un metamorfismo hidrotermal que formó ceolitas alcalinas de baja temperatura (barrerita y offretita) y, en algunos sectores, se formó illita a partir de fluidos con pH más ácido. En el área de estudio estos minerales secundarios aparecen como reemplazo de fenocristales y en la pasta como relleno de venillas y amígdalas (Vattuone *et al.*, 2005).

La Formación Divisadero sería la principal fuente de clorita y ceolitas, teniendo en cuenta los trabajos de Lizuain y Viera (2010) y Leal *et al.* (2011), respectivamente. En los afloramientos ubicados al Sur del lago Cholila y en el cerro Subir, la clorita aparece reemplazando fenocristales de hornblenda y formando parte de la pasta. La Formación Ventana, que aflora en el cordón Rivadavia y alrededores de los lagos C. Pellegrini y Lezama, también podría estar aportando clorita a los sedimentos del lago. Respecto a esta unidad, se ha descrito



clorita reemplazando fenocristales de plagioclasa y piroxeno al Norte de la cuenca (Lizuain y Viera, 2010). Además de la Formación Divisadero, también se han encontrado ceolitas en rocas más antiguas, correspondientes a la Formación Lago La Plata que aflora al Este y Oeste del lago Futralaufquen Vattuone *et al.* (2005). Estas ceolitas son cálcicas (laumontitas) y coinciden con la composición de las encontradas en los sedimentos estudiados.

En menor proporción, existen ceolitas diagenéticas vinculadas a tobas neógenas de la Formación Ñorquinco en Cholila (Spalletti e Iñiguez Rodríguez, 1986).

#### 4.1.2 Componentes Detríticos Provenientes de los Suelos

Los suelos del área de estudio se desarrollaron sobre depósitos de cenizas volcánicas y pumita provenientes de las erupciones holocenas de volcanes situados en Chile (La Manna, 2005). La fracción arcilla de este tipo de suelos, denominados Andisoles, está dominada por aluminosilicatos amorfos (alófano e imogolita) producto de la meteorización de los vidrios volcánicos y feldespatos que forman parte de las cenizas volcánicas (Besoain, 1985). En la margen oeste del lago Futralaufquen, La Manna (2005) determinó la presencia de alófano en todos los horizontes de dos perfiles de suelo.

Por otro lado, también se han identificado en la fracción arcilla de este tipo de suelos, componentes cristalinos como vermiculita, clorita e interestratificados de vermiculita/clorita o clorita/montmorillonita que provendrían del aporte de la erosión de rocas circundantes (Besoain y González, 1977).

##### 4.1.2.1 Vidrio Volcánico y Feldespato

Las cenizas volcánicas sobre las que se desarrollan los Andisoles de la región están compuestas principalmente por vidrios volcánicos y feldespatos. Por lo tanto, los suelos estarían aportando cantidades significativas de estas dos especies a los sedimentos del lago, así como también, cantidades menores de piroxeno que se encuentra en forma de microlitos dentro de las trizas de vidrio.

El vidrio volcánico se presenta en diversas formas y tamaños a lo largo de todo el testigo sedimentario. Se observaron trizas de vidrio con diferentes morfologías y colores así como también fragmentos de pómez tanto frescos como retrabajados. Las trizas son principalmente

transparentes y en forma subordinada se observan trizas de color caramelo que generalmente presentan microlitos. Estas diferencias podrían estar asociadas a variaciones composicionales, donde las trizas incoloras se asociarían a magmas más félsicos y las trizas coloreadas a magmas más basálticos, relacionados con distintas erupciones. No obstante, existe la posibilidad de que la coloración se deba a la presencia de palagonita, un producto de alteración del vidrio basáltico.

El origen del vidrio volcánico en las muestras analizadas pareciera ser principalmente detrítico, a partir de la erosión de los suelos volcánicos que rodean el área de estudio y el retrabajo de los materiales de caída y depósitos piroclásticos que se encuentran en la zona. El vidrio proveniente de la caída directa de ceniza al lago esta representado por los niveles de tefras y microtefras descritos en esta secuencia con anterioridad por Daga *et al.* (2020). Sin embargo, en este estudio, las muestras correspondientes a los niveles FU 40-41, FU 56-57 y FU 63-64 se podrían asignar a microtefras debido a su elevado contenido en vidrio volcánico.

#### ***4.1.2.2 Alófano y Halloisita***

El alófano y la halloisita fueron identificados mediante espectroscopía IR y, en el caso de la halloisita, también fue observada a través de imágenes MET. Ambas especies provendrían de la erosión de los suelos de origen volcánico que se encuentran en el área de estudio y habrían alcanzado el lago formando parte de los aglomerados de partículas muy finas. En menor proporción, también se identificaron clorita e illita formando parte de estos aglomerados, sin embargo, estos minerales serían heredados, no pedogenéticos. En estos suelos, debido a la presencia de partículas alofánicas y materia orgánica, se forman microagregados estables que se comportan como una partícula más gruesa (La Manna, 2005; La Manna *et al.*, 2018). Esto coincide con las observaciones realizadas por Bertrand (2002), del lado chileno de la cordillera de los Andes, en las cuencas de los lagos Icalma y Puyehue (38°50' S y 40°40' S, respectivamente). Este autor estudió los depósitos de cenizas volcánicas sobre los que se desarrollan los Andisoles actuales y que constituyen la principal fuente de sedimentos de dichos lagos. La mineralogía de estos depósitos se caracteriza por un alto contenido de amorfos, particularmente en la fracción arcilla que está compuesta exclusivamente por alófanos cuya presencia fue confirmada a través de espectroscopía IR. Al microscopio óptico, los alófanos observados por Bertrand (2002) tienen propiedades similares a las de los

aglomerados de partículas muy finas de este trabajo: isótopos y con morfología globular.

Según Besoain y González (1977), que estudiaron los suelos derivados de cenizas volcánicas en la región Centro-Sur de Chile, bajo condiciones de humedad adecuadas ( $> 700$  mm/año) y buen drenaje, las cenizas volcánicas depositadas en los suelos se alteran con el transcurso del tiempo dando lugar a una serie mineralógica característica que se ilustra en la Fig. 4.1. Esta secuencia muestra la transformación de los amorfos en compuestos cristalinos como función de la edad de los depósitos e intensidad de la meteorización. En un ambiente rico en sílice, como el área de estudio, con el tiempo se favorece la transformación de alófono en halloisita, ya sea por un régimen de humedad limitado o por abastecimiento de sílice a partir de depósitos de cenizas frescas en la superficie de los suelos.

En Chile se ha confirmado el desarrollo de secuencias análogas en suelos derivados de cenizas volcánicas, donde la halloisita reportada es del tipo 7 Å, mientras que su forma hidratada es extremadamente escasa (Besoain y González, 1977). Según estos autores, una de las posibles razones para explicar este fenómeno estaría relacionada con la presencia de veranos relativamente secos, con temperaturas elevadas, condiciones bajo las cuales la per-

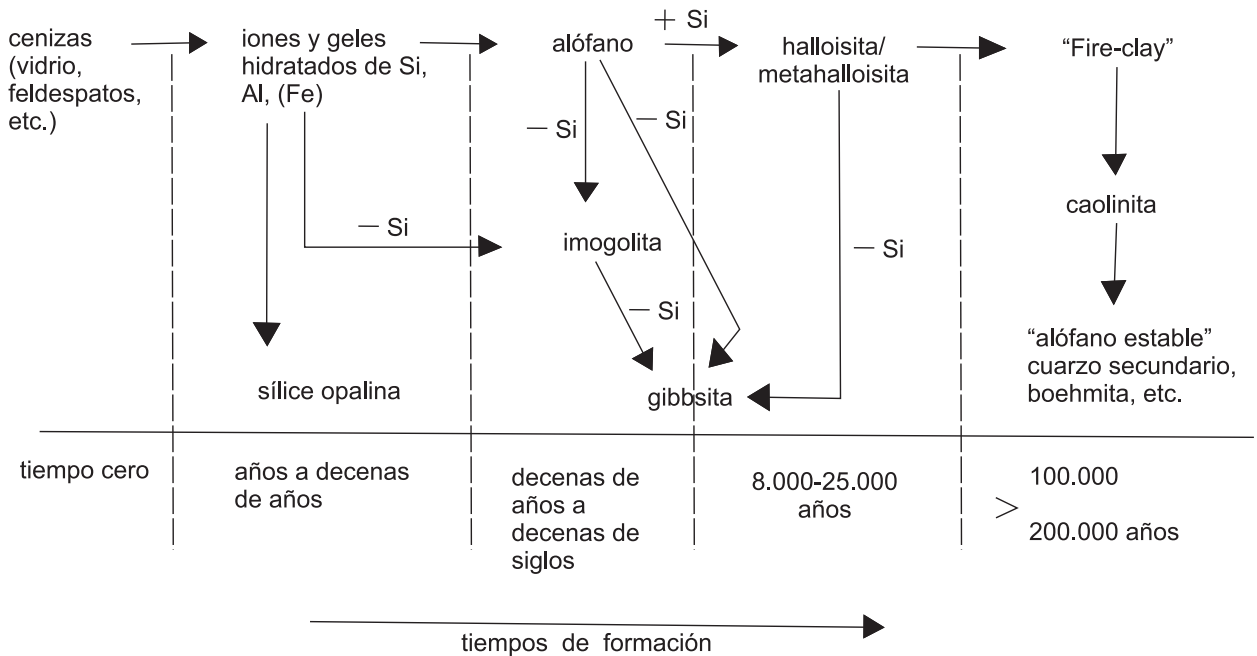


Figura 4.1: Secuencia de formación y transformación de los componentes amorfos del suelo en minerales cristalinos. Desilicatación (-Si) y resilicatación (+Si). Tomado de Besoain y González (1977).

sistencia de la halloisita hidratada es efímera, transformándose rápidamente en halloisita 7 Å. En los suelos chilenos el contenido de halloisita ha sido relacionado con estados de meteorización más avanzados y su origen ha sido atribuido a la transformación del alófano, basado en el hecho de que en los suelos inmaduros predomina el alófano, mientras que en los suelos más maduros aumenta el contenido de halloisita, en detrimento del alófano (Besoain y González, 1977). Los suelos chilenos actuales serían una expresión de climas húmedos con lixiviaciones casi constantes, favoreciendo el ataque de minerales y vidrios (Bertrand, 2002).

No obstante, esta transformación ha sido cuestionada porque requiere un rearrreglo de las estructuras atómicas, ya que la alteración de alófano a halloisita necesariamente involucraría disolución y reprecipitación (Joussein *et al.*, 2005). Además, se han determinado grandes diferencias de edad para la formación de halloisita en depósitos y suelos de origen volcánico en distintas partes del mundo. En Japón, los depósitos de cenizas que contienen halloisita varían entre 6000 y 10.000 años y, en algunos Andisoles se han determinado tiempos de 8000 a 9000 años para la transformación de alófano en halloisita bien cristalizada. En los Andisoles chilenos, bajo clima mediterráneo, se considera que el alófano puede persistir entre 18.000 y 22.000 años. En Nueva Zelanda, se ha demostrado la existencia de halloisita autigénica en paleosoles y cenizas de 1800 años. Estas diferencias implican un problema de mineralogénesis, es decir, si la halloisita necesariamente debe formarse a partir del alófano (Besoain, 1985). Más recientemente, la literatura disponible indica que tanto el alófano como la halloisita se forman directamente a partir de la alteración de los vidrios volcánicos y feldespatos, principalmente dependiendo de la actividad de sílice (Joussein *et al.*, 2005).

La formación de una u otra especie parece estar condicionada por el régimen de precipitaciones y la composición de los materiales parentales de los suelos. El desarrollo de halloisita pedogenética se ve favorecido en suelos derivados de cenizas volcánicas bajo climas húmedos con una estación seca breve (1 a 3 meses) y un régimen de precipitaciones moderado debido a la menor desilicatación, mientras que el alófano predomina en suelos sometidos a mayores precipitaciones. Esto ha sido observado en el área de estudio, donde la mineralogía de los suelos varía en función del gradiente Oeste-Este de precipitaciones característico de la región. Hacia el Oeste, donde se concentran las mayores precipitaciones, predominan los

Andisoles con aluminosilicatos no cristalinos, como alófano e imogolita, mientras que hacia el Este disminuyen las precipitaciones, por lo que se ve favorecida la formación de minerales con un mayor grado de cristalinidad, como la halloisita (La Manna *et al.*, 2018).

#### 4.1.2.3 Material Carbonoso

El material carbonoso puede provenir de diversas fuentes, podrían haber alcanzado el lago como resultado de la erosión de los suelos y determinadas rocas, e inclusive haber sido transportados directamente por el viento. Por un lado, podría haberse originado a partir de incendios, ya sea naturales o provocados por el hombre, que han afectado a la región en reiteradas oportunidades (Matteucci, 2012). En cualquier caso, estos materiales habrían llegado al lago en forma de partículas de carbón transportadas por el viento o como resultado de la erosión del suelo. En este último caso, el lago puede haber recibido material carbonoso inclusive durante años sin incendios (Whitlock y Larsen, 2001). Por otro lado, en la cuenca afloran sedimentitas oligocenas de la Formación Ñorquinco que contienen restos carbonosos. Al Este del lago Lezama asoman areniscas y fangolitas con restos de plantas y venillas de carbón (Lizuain y Viera, 2010).

#### 4.1.3 Componentes Endogénicos

Respecto a los componentes endogénicos del lago, se encuentran las diatomeas, que forman parte de la fase amorfa de los sedimentos estudiados. Estas algas son muy comunes en los sedimentos lacustres gracias a su pared celular silícea (frústula) que tiene un gran potencial de preservación (Cohen, 2003; Battarbee *et al.*, 2001), siendo el grupo planctónico dominante en ambientes volcánicos, donde existe una elevada concentración de sílice en los lagos (Bertrand *et al.*, 2005). Específicamente, las diatomeas han sido identificadas como uno de los grupos planctónicos actuales dominantes en el lago Futralaufquen, con heterogeneidades en su distribución horizontal causadas por la morfometría del lago y factores hidrológicos (Pizzolón *et al.*, 1995).

Además de ser abundantes, las diatomeas pueden ser una herramienta útil para la interpretación de las condiciones climáticas existentes al momento de su depositación ya que tienen patrones de distribución altamente predecibles asociados con las características químicas del agua (concentración de nutrientes o pH, por ejemplo) (Cohen, 2003).

\*\*\*\*\*

## 4.2 Variación de los Componentes en la Secuencia

A continuación se discuten las posibles fuentes de variación de los componentes presentes en el sedimento del lago Futralaufquen. Para la interpretación de esta secuencia sedimentaria se comparan los resultados obtenidos en este trabajo con otros proxies publicados previamente por Daga *et al.* (2016a,b, 2020).

Debido al clima templado frío húmedo del área de estudio y el tiempo relativamente corto desde el periodo post-glacial, en la cuenca dominan los procesos de meteorización física y, por ende, los materiales detríticos que conforman el sedimento del lago reflejan las características del área de drenaje. Por otro lado, los materiales endogénicos del lago están representados principalmente por frústulas de diatomeas (sílice biogénica).

La Fig. 4.2 sintetiza los resultados obtenidos en este trabajo, donde se pueden observar las variaciones registradas en el porcentaje de arena, los principales componentes cristalinos (cuarzo y feldespato), los componentes amorfos y los minerales arcillosos. Para facilitar la interpretación, los resultados se presentan en forma de curvas.

El análisis se realizó principalmente en la zona de interés planteada, entre los 50 y 60 cm de profundidad. Por lo tanto, la secuencia sedimentaria se puede dividir en tres secciones: una sección media donde se encuentra la mayor densidad de datos (FU 46-47 a FU 60-61) y que es de interés para este estudio, y las secciones inferior y superior, ubicadas por debajo y por encima de la sección media, respectivamente. Para la sección inferior se cuenta con menor cantidad de muestras, pero en general se observa que presenta parámetros relativamente similares a la sección superior de la secuencia: un contenido de amorfos menor al 50 % y un predominio de illita dentro de los minerales arcillosos. La principal diferencia entre ambas secciones está en el porcentaje de arena, ya que la sección superior presenta variaciones significativas, alcanzando valores elevados en dos intervalos (21,1 y 12,8 % en FU 15-16 y FU 30-31, respectivamente) (Fig. 4.2). Estas variaciones probablemente se deban a la presencia de los niveles de tefras ubicados en la parte superior del testigo.

En la sección media (representada por el área de color amarillo en la Fig. 4.2) se observa un aumento abrupto en el porcentaje de arena, alcanzando el valor máximo (24,3 %) para la secuencia en la muestra FU 56-57 y un aumento en el porcentaje de amorfos, con valores por encima del 50 %, el cual alcanza su máximo en el nivel superior (FU 54-55). Dentro de

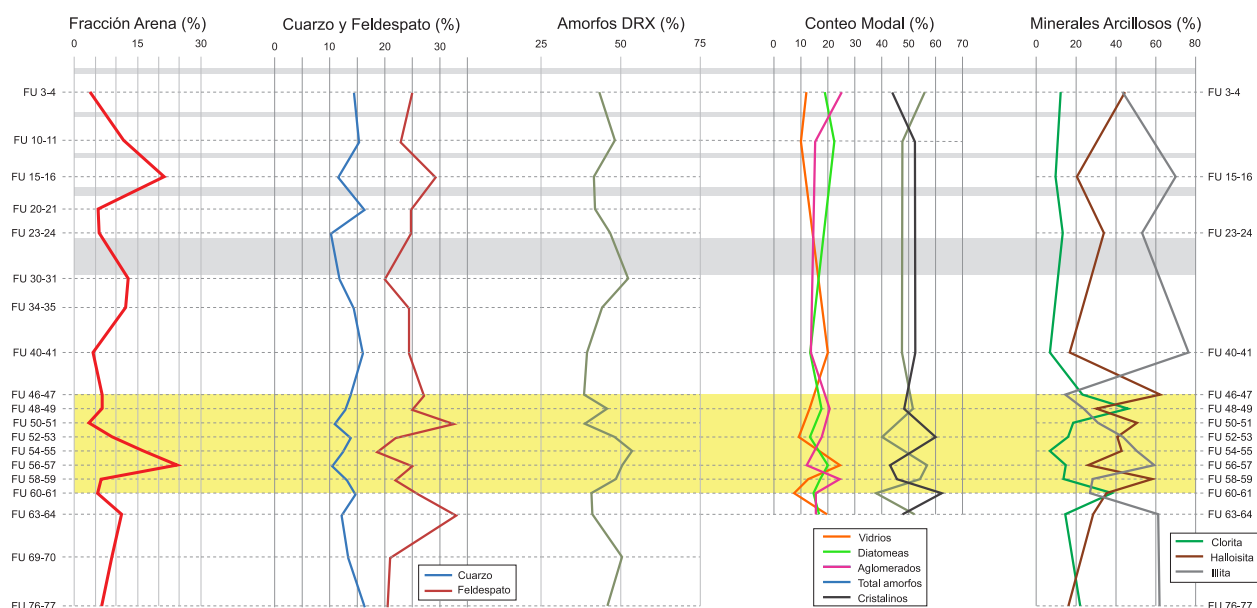


Figura 4.2: Síntesis de los resultados obtenidos en este trabajo, de izquierda a derecha: Porcentaje de arena, porcentajes de cuarzo y feldespato (principales componentes cristalinos del sedimento), porcentaje de amorfos determinado mediante DRX, resultados del conteo modal de los componentes amorfos y porcentaje de minerales arcillosos dentro de la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ . En amarillo se representa el intervalo de interés.

las fases amorfas se observa un aumento en el porcentaje de diatomeas y el valor máximo para el vidrio volcánico en FU 56-57, así como también un aumento en el porcentaje de aglomerados de partículas muy finas en FU 58-59. En esta sección se registran los mayores porcentajes de halloisita y clorita (62,3 y 46,0 %, respectivamente), mientras que la illita muestra el comportamiento opuesto.

#### 4.2.1 Relación entre la Granulometría y los Componentes del Sedimento

La granulometría muestra concordancia con la variación del porcentaje total de amorfos y, al mismo tiempo, no parece responder a las variaciones de los principales componentes detríticos de la fase cristalina: cuarzo y feldespato (Fig. 4.2). Dado que los amorfos están constituidos por materiales detríticos provenientes de la erosión de los suelos (aglomerados de partículas muy finas y vidrios) y del vulcanismo (vidrios), así como también por materiales endogénicos (diatomeas), existen múltiples fuentes de variación para los mismos.

La fracción arena de la muestra FU 56-57, donde se registra el valor máximo para el porcentaje de arena, está compuesta principalmente por trizas vítreas y, en menor medida,

feldespatos. Otros componentes importantes corresponden a granos de cuarzo, micas, líticos y fragmentos de material orgánico. De manera esporádica se observan frústulas de diatomeas y aglomerados de partículas muy finas. En el caso de estos últimos, si bien en la fracción total del sedimento suelen ser las partículas de mayor tamaño, en la fracción arena se encontrarían en menor proporción debido al método de separación utilizado (durante el tamizado vía húmeda los aglomerados de partículas muy finas tienden a desagregarse).

Las trizas vítreas presentes en la fracción arena son, además del principal componente, de diversa naturaleza: en su mayoría son trizas incoloras de diferente morfología (planas, cuspidas, fluidales, pumíceas y, de forma subordinada, algunas con microlitos) pero también hay un porcentaje considerable de trizas coloreadas (planas o fluidales) que suelen presentar abundantes microlitos. Esporádicamente, se observaron fragmentos de escoria. Respecto a los feldespatos, también abundantes en esta fracción, normalmente tienen algún grado de alteración y se presentan en diferentes formas: redondeados o, cuando conservan sus caras cristalinas, subhedrales y, en forma subordinada, euhedrales. En los granos menos alterados, se observan maclas correspondientes tanto a plagioclasas como a feldespatos alcalinos. Por lo tanto, de acuerdo a los principales componentes de la fracción arena del nivel FU 56-57, se plantean diversas posibilidades que pueden estar generando dicho incremento granulométrico.

Por un lado, el marcado aumento en la granulometría observado en la muestra FU 56-57 podría estar asociado a la presencia de una microtefra puesto que, además, coincide con el máximo en el porcentaje de vidrios volcánicos. De hecho, entre 650-850 d. C. (aproximadamente entre 57 y 67 cm de profundidad) habría hecho erupción el volcán Michinmahuida (Amigo *et al.*, 2013) ubicado a unos 60 km al Oeste del área de estudio y que ha afectado al lago Futralaufquen en reiteradas oportunidades (Daga *et al.*, 2016a). Sin embargo, las variadas poblaciones de trizas vítreas parecen mostrar heterogeneidad como para ser correlacionadas solamente con un nivel volcánico de caída. Además, en FU 54-55, donde se ha descrito una microtefra (Daga *et al.*, 2020), si bien se observan valores elevados para el porcentaje de arena, no alcanzan los valores del nivel FU 56-57.

Para determinar la posibilidad de que exista o no un nivel de microtefra, se compararon las curvas correspondientes a la variación de la materia orgánica (MO) y de la densidad publicadas por Daga *et al.* (2016a) con los resultados del presente trabajo. Como se muestra en la Fig. 4.3, ante la presencia de una teфра estos parámetros tienen un comportamiento



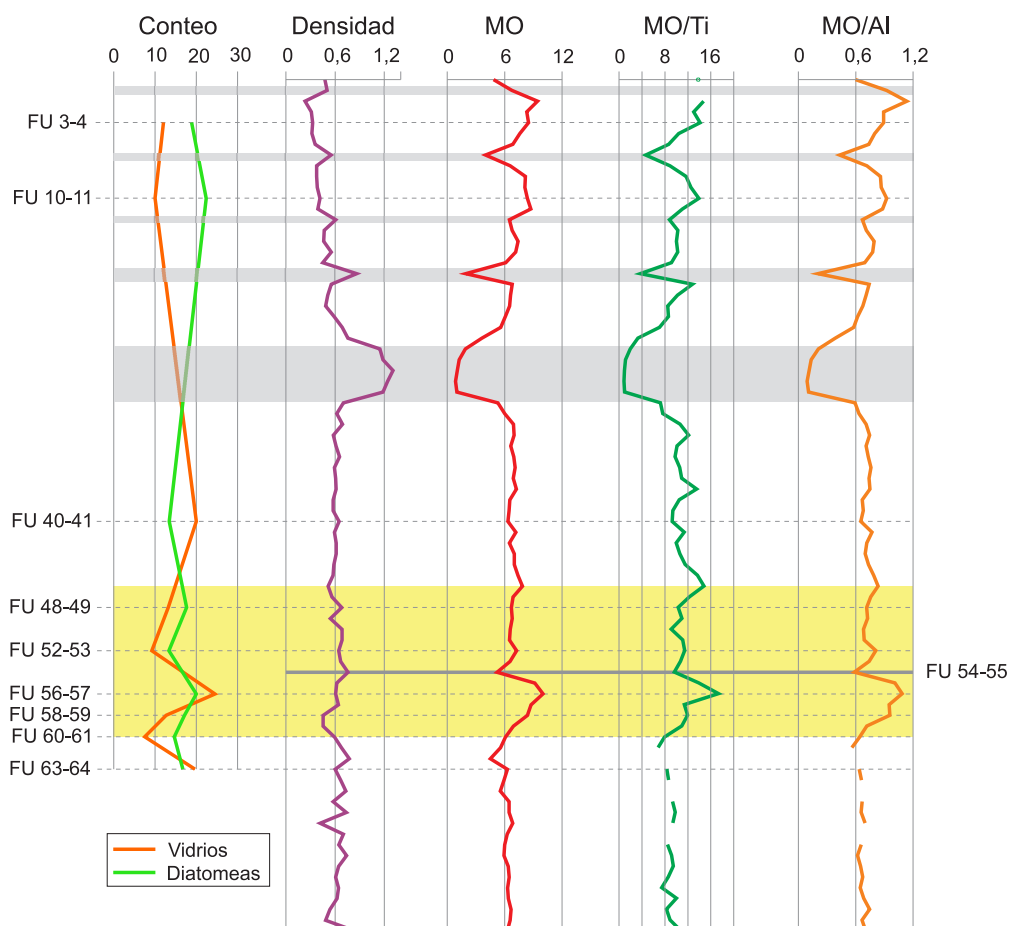


Figura 4.3: Comparación entre la variación de las diatomeas y los vidrios con indicadores geoquímicos obtenidos por Daga *et al.* (2016a): densidad, materia orgánica (MO) y dos curvas que representan la fracción autóctona de la MO: MO/Ti y MO/Al. En amarillo se representa el intervalo de interés y también se señala la posición de la muestra FU 54-55 que corresponde a una microtefra (Daga *et al.*, 2020)

opuesto: el valor de densidad aumenta mientras que el de la MO disminuye. Esto se observa claramente en los niveles de tefras ubicados en la parte superior de la secuencia (Daga *et al.*, 2016a). En el intervalo de interés (en amarillo), este mismo comportamiento se observa a la profundidad de la muestra FU 54-55, donde existe una microtefra (Daga *et al.*, 2020). Por otro lado, en la muestra FU 56-57, donde se registró el porcentaje más elevado de vidrio volcánico, no se observa un aumento en el valor de la densidad, y contrariamente a lo esperado, se observa un aumento significativo en el contenido de materia orgánica. Para su corroboración, por lo tanto, serían necesarios estudios geoquímicos puntuales en las trizas vítreas y feldespatos para determinar su composición y procedencia (Lowe, 2011).

Por otro lado, podría asumirse que mayores porcentajes de arena corresponden a un mayor aporte desde la cuenca de drenaje. En el contexto volcánico altamente activo del área, la disponibilidad de material piroclástico en la cuenca y el rejuvenecimiento de dicho material erosionable debido a erupciones volcánicas frecuentes, también podría influir en el aporte terrígeno (Bertrand *et al.*, 2008). En este caso, la heterogeneidad en los componentes vítreos observados (trizas incoloras y coloreadas, de morfologías variadas, escorias) permitiría inferir que el aumento de vidrios volcánicos que acompaña al máximo granulométrico tendría un origen detrítico proveniente de la erosión de los suelos y, por lo tanto, se trataría de vidrios reabajados, indicando una mezcla de componentes a partir de procesos de transporte y retrabajo. Además, la presencia de otros componentes importantes como feldespatos, cuarzo, micas, líticos y material orgánico, generan una heterogeneidad en la fracción que apoyaría una hipótesis de retrabajo desde la cuenca.

No puede descartarse, sin embargo, la posibilidad de que se estén produciendo ambos procesos al mismo tiempo: caída de cenizas (debido al predominio de trizas vítreas incoloras) y aporte desde la cuenca; por lo tanto, el incremento en la granulometría se correlacionaría con un aporte de vidrios con un origen mixto y otros componentes de naturaleza variada procedentes desde la cuenca.

#### 4.2.2 Componentes Endogénicos como Indicadores de la Paleoproductividad del Lago

Las variaciones registradas en los componentes endogénicos del sedimento, que están representados principalmente por frústulas de diatomeas, pueden brindar información sobre la paleoproductividad del lago. El aumento en la productividad está controlado por la disponibilidad de nutrientes y la temperatura del agua (Cohen, 2003; Bertrand *et al.*, 2008).

El silicio (Si) es un nutriente esencial para el crecimiento de las diatomeas (Cohen, 2003) y, por lo tanto, en ambientes volcánicos donde el aporte de Si es elevado, se puede esperar una influencia de las erupciones volcánicas sobre la productividad del lago (Lotter *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 2000). Sin embargo, en ambientes de la Patagonia Norte chilena, como el lago Puyehue, los resultados obtenidos por Bertrand *et al.* (2008) muestran que no hay una relación entre el contenido de sílice biogénica (diatomeas) y la distancia a la tefra más cercana, sugiriendo que, en dicho lago, las erupciones volcánicas no han tenido ninguna

influencia sobre la productividad (Sterken *et al.*, 2006). Trabajos sobre diatomeas actuales en el lago Futalaufquen indicaron concentraciones altas de Si en el agua (aunque menores que en lagos de Chile y Nueva Zelanda), no observando correlación entre concentración de Si y diatomeas; por lo tanto asumen que los valores de Si registrados en Futalaufquen no parecen ser limitantes para el crecimiento de diatomeas (Pizzolón *et al.*, 1995). En el registro paleolimnológico del lago Futalaufquen (este estudio), particularmente, el aumento de diatomeas en FU 56-57, coincide con un aumento en el contenido de vidrios. En este caso los vidrios, ya sea que provengan de la caída de cenizas o de la erosión de los suelos, representarían un aporte de nutrientes (Si) hacia el lago y, por lo tanto, podría ser la fuente del aumento en la productividad de las diatomeas (sumado posiblemente a condiciones climáticas favorables).

La materia orgánica también es considerada un indicador de la paleoproductividad del lago y, dado que es independiente del contenido de diatomeas, es interesante compararlas entre sí para analizar su correspondencia. Un aumento en el contenido de MO se puede interpretar como un aumento en la productividad del lago, siempre y cuando se trate de MO autóctona (algas). Si bien en la muestra FU 56-57 se observa un aumento significativo de la MO (Fig. 4.3), esa curva representa la suma de la fracción autóctona (algas) como alóctona. Para eliminar el efecto de la materia orgánica alóctona (asociada a *input* clástico), se utilizaron dos elementos terrígenos: titanio (Ti) y aluminio (Al). De este modo, la relación entre la MO y estos elementos podría considerarse representativa de la fracción autóctona de la materia orgánica (Daga *et al.*, 2020). En las curvas MO/Ti y MO/Al (Fig. 4.3) se sigue observando el aumento en el contenido de MO en la muestra FU 56-57, mostrando una tendencia de incremento desde niveles inferiores, por lo que se puede interpretar que podría haber existido un aumento en la productividad del lago (independientemente de la influencia que pudiera tener el aumento del contenido de vidrio sobre las diatomeas).

### 4.2.3 Minerales Arcillosos como Indicadores de la Erosión del Suelo

Como ya se discutió, la halloisita tendría un origen pedogenético y habría alcanzado el lago formando parte de los aglomerados de partículas muy finas que se forman en los Andisoles. En la Fig. 4.2 se observa cómo la variación de los aglomerados de partículas muy finas acompaña a la variación en el porcentaje de halloisita. Por lo tanto, un aumento

en el contenido de halloisita (así como también en el contenido de aglomerados) se puede interpretar como un aumento en la erosión de los suelos. Por otro lado, la clorita y la illita habrían alcanzado el lago a través de la erosión tanto de los suelos (donde se encontrarían como materiales heredados) como de las rocas. Este origen mixto no permite interpretar la variación de estos dos minerales arcillosos en términos de erosión de los suelos. Sin embargo, se observa que el comportamiento de la curva correspondiente a illita es inverso al de la curva de la halloisita, lo que podría indicar que la asociación de la illita con los suelos no es tan significativa como en el caso de la halloisita. Una situación particular se presenta en la muestra FU 48-49, donde el contenido de aglomerados de partículas muy finas es elevado pero hay una disminución en el contenido de halloisita; en ese caso sí se observa un incremento de halloisita en el nivel superior (FU 46-47), en el cual no fueron analizados los aglomerados, con lo cual no se pudo establecer la relación entre el contenido de halloisita y los aglomerados de partículas muy finas para estos niveles ubicados en la parte superior de la sección de interés.

En la muestra FU 58-59 se registran valores máximos en el porcentaje de aglomerados de partículas muy finas y de halloisita, por lo que se podría interpretar que allí se produjo una mayor erosión de los suelos. De acuerdo a los resultados obtenidos en este trabajo y la correlación con otros trabajos realizados en este mismo lago y otros de la zona, un posible escenario para explicar una mayor erosión de los suelos es la pérdida de cobertura vegetal. Sin el efecto estabilizador de las plantas, el suelo es erosionado más fácilmente por el viento y/o la lluvia (Tarbuck y Lutgens, 2003), ambos agentes muy importantes en la zona de estudio (Paruelo *et al.*, 1998).

La presencia de material carbonoso en los sedimentos analizados podría provenir de la combustión de la vegetación, indicando que la cobertura vegetal del suelo podría haber sido afectada por incendios forestales (naturales o antropogénicos). Varias reconstrucciones de incendios tanto en la Patagonia chilena como argentina reportaron una actividad de incendios creciente y variable en los últimos 3000 años (Abarzúa y Moreno, 2008; Henríquez *et al.*, 2015; Whitlock *et al.*, 2006, 2007). Numerosos episodios de incendios fueron identificados en los lagos C. Pellegrini (Whitlock *et al.*, 2006) y del Cóndor (Iglesias *et al.*, 2011), cerca del lago Futalaufquen, durante el periodo de tiempo correspondiente a la sección de interés establecida para el presente trabajo (Fig. 4.4 a y b).

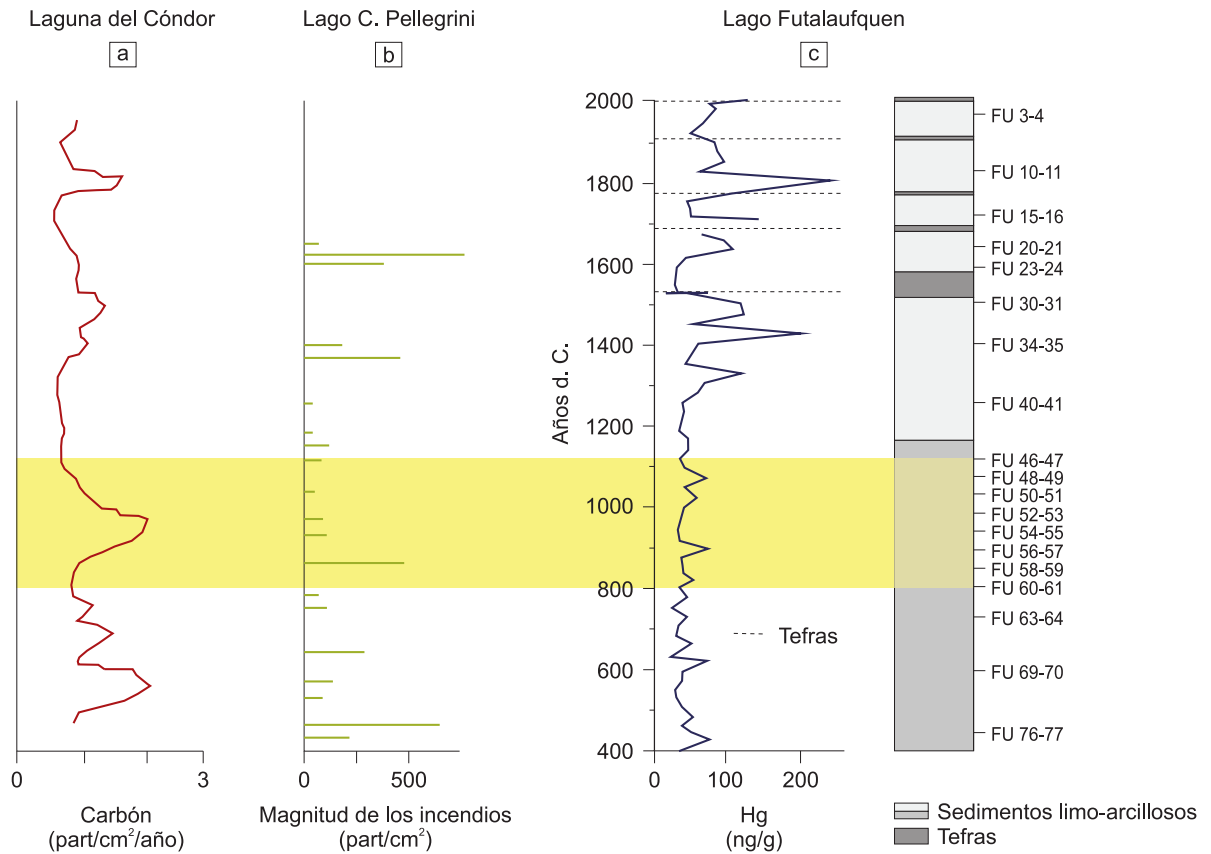


Figura 4.4: Reconstrucción de eventos de incendios cerca del lago Futalaufquen. a) Tasa de acumulación de carbón en la laguna del Cónдор asociada a episodios de incendios (Iglesias *et al.*, 2011). b) Reconstrucción de la magnitud de los episodios de incendios en el lago C. Pellegrini (Whitlock *et al.*, 2006). c) Perfil de mercurio (Hg) del lago Futalaufquen (Daga *et al.*, 2016b) (ver Fig. 2.2 para la ubicación de los lagos). En amarillo se representa el intervalo de interés (modificado de Daga *et al.* (2016b)).

En el lago Futalaufquen, Daga *et al.* (2016b) estudiaron la evolución en el tiempo del mercurio (un elemento natural globalmente distribuido) sobre el mismo testigo analizado en este trabajo (Fig. 4.4 c). Estos autores establecieron que para el área de estudio, las principales fuentes de los picos de mercurio serían los incendios naturales/antropogénicos y el vulcanismo. En el intervalo de interés se observan varios picos de Hg, que podrían corresponder a eventos de incendio que habrían afectado al lago. Sin embargo, también podrían estar asociados al vulcanismo, en particular el pico ubicado a los 56 cm de profundidad (900 d. C.) que coincide con FU 56-57 donde está el aumento del porcentaje de vidrios y, por lo tanto, podría estar reflejando la presencia de una microtefra.

Otro escenario en el que se podría alterar la cobertura vegetal, serían periodos más secos

con déficit hídrico y, dado que los incendios se ven favorecidos bajo condiciones secas, podrían haber coexistido ambos fenómenos. Los resultados obtenidos por Daga *et al.* (2020) en el lago Futalaufquen, sugieren que entre 800 y 1000 d. C. habría ocurrido un aumento en la productividad del lago y/o en la proporción de detritos litorales, asociados con aguas más cálidas y/o un descenso en el nivel del lago causado por condiciones más cálidas y/o más secas, respectivamente. Dichas condiciones fueron vinculadas al Periodo Cálido Medieval (950-1250 d. C.), identificado como un periodo seco y/o cálido en algunos registros de América del Sur y con mayores evidencias en el Hemisferio Norte (Mann *et al.*, 2009; Ahmed *et al.*, 2013; Daga *et al.*, 2020).

\*\*\*\*\*

### 4.3 Conclusiones

En este estudio se caracterizó la mineralogía de los sedimentos del fondo del lago Futalaufquen, un lago cordillerano de clima templado frío húmedo ubicado en la Patagonia Norte, como herramienta para la interpretación de los procesos a nivel de cuenca. Se utilizaron numerosas técnicas para identificar los componentes mineralógicos del sedimento y establecer sus variaciones a lo largo de la secuencia analizada y, posteriormente, se compararon estos datos con algunos indicadores geoquímicos publicados previamente para este mismo testigo. A partir de los resultados obtenidos se presentan las siguientes conclusiones:

- ▶ Los sedimentos del lago Futalaufquen son grisáceos, de grano muy fino y se encuentran agregados. Su mineralogía es homogénea a lo largo de la secuencia estudiada, con predominio de fases amorfas.
- ▶ Los componentes amorfos están constituidos principalmente por vidrio volcánico: fragmentos de pómez, trizas de diferentes tonalidades y morfologías y, en forma subordinada, escorias. Otros componentes importantes de esta fase son diatomeas y aglomerados de partículas muy finas formados por alófano y halloisita, dos productos de alteración de la ceniza volcánica.
- ▶ Los componentes cristalinos del sedimento corresponden principalmente a feldespato y cuarzo, acompañados de minerales arcillosos (illita, clorita y halloisita), piroxeno,

micas (biotita y clorita), ceolita (laumontita) y anfíbol en menor proporción.

- ▶ Otros componentes observados son fragmentos líticos (de naturaleza volcánica y plutónica) y material carbonoso.
- ▶ En estos sedimentos predominan los materiales detríticos provenientes de la erosión de las rocas y los suelos presentes en la cuenca de drenaje. Las diatomeas son el principal componente endogénico del lago.
- ▶ El feldespato, cuarzo, biotita y anfíbol provendrían mayoritariamente de la erosión del Batolito Andino, mientras que el piroxeno y las ceolitas habrían alcanzado el lago principalmente como producto de la erosión de las secuencias volcánicas andesíticas. Los fragmentos líticos corresponderían a la erosión de todas estas unidades.
- ▶ El vidrio volcánico provendría de la erosión de los depósitos piroclásticos asociados al vulcanismo activo de la región, junto con feldespato y piroxeno. En FU 56-57, una parte del vidrio podría provenir de la caída directa de ceniza, dando lugar a una microtefra.
- ▶ El alófano y halloisita provendrían de la erosión de los suelos de origen volcánico (Andisoles) que predominan en el área de estudio, donde se forman a partir de la meteorización de las cenizas. Habrían alcanzado el fondo del lago formando parte de los aglomerados de partículas muy finas, junto con clorita e illita, que se encontrarían en los suelos como materiales heredados.
- ▶ El material carbonoso sería producto de incendios forestales naturales o antropogénicos y habría alcanzado el lago a través de la erosión de los suelos o transportado por los vientos.
- ▶ La sección media del testigo muestra algunos indicios de mayor erosión de los suelos respecto a la sección inferior: un aumento en los componentes provenientes de los suelos (halloisita y aglomerados de partículas muy finas) en FU 58-59 y un aumento del porcentaje de arena acompañado por un mayor contenido de vidrio volcánico en FU 56-57. Posteriormente, en la sección superior del testigo, se infiere un retorno a las condiciones previas. Para realizar mayores comparaciones entre las tres secciones del testigo se requieren estudios más detallados en las secciones inferior y superior.

- ▶ El aumento en la erosión de los suelos en FU 58-59 podría estar asociado a la pérdida de cobertura vegetal como resultado de incendios forestales y/o periodos más secos, dejando la superficie del suelo expuesta a los agentes erosivos (vientos y lluvias).
- ▶ En FU 56-57, el mayor aporte de vidrios volcánicos podría guardar relación con el rejuvenecimiento de los depósitos de cenizas, probablemente asociado a una erupción volcánica. Las trizas vítreas habrían alcanzado el lago a través de: (i) caída directa, considerando el predominio de trizas incoloras en este nivel y/o (ii) la erosión de los suelos, ya que se observa heterogeneidad de componentes y un aumento abrupto en el porcentaje de arena, alcanzando valores aún mayores al nivel de microtefra que se ubica unos centímetros por encima.
- ▶ Finalmente, en este último nivel (FU 56-57) se registra un aumento en el porcentaje tanto de las diatomeas como de la materia orgánica autóctona, lo que indicaría un aumento en la productividad algal del lago, asociado ya sea a un aporte de nutrientes desde la cuenca y/o a un aumento de la temperatura del agua en el lago.

La integración de la información obtenida mediante el análisis mineralógico con otros indicadores geoquímicos, sedimentológicos y biológicos disponibles para el área de estudio y el lago Futalaufquen, en particular, sustenta la hipótesis de que entre 800 y 1000 d. C. se habrían desarrollado condiciones más cálidas y/o más secas vinculadas al Periodo Cálido Medieval (950-1250 d. C.). Dicho periodo corresponde a una de las anomalías climáticas más importantes ocurridas durante el último milenio, sobre la cual se cuenta con información muy fragmentaria para el Hemisferio Sur.

La mineralogía de detalle de sedimentos lacustres demostró tener el potencial de aportar información valiosa sobre los procesos que ocurren en el lago, pero principalmente aquellos que ocurren en la cuenca de drenaje y quedan reflejados en los depósitos lacustres, sobre todo en secuencias dominadas por material detrítico.

El presente trabajo brinda información detallada sobre la composición mineralógica de sedimentos lacustres de Patagonia Norte, un abordaje poco desarrollado dentro de los estudios paleolimnológicos de referencia. Por lo tanto, representa una línea de investigación con fuerte proyección a futuro dentro de este tipo de análisis paleolimnológicos multidisciplinares.



## REFERENCIAS

---

- Abarzúa, A.M., Moreno, P.I., 2008. Changing fire regimes in the temperate rainforest region of southern Chile over the last 16,000 yr. *Quaternary Research* , 69: 62–71.
- Agassiz, L., 1850. *Lake Superior: Its Physical Character, Vegetation and Animals Compared to Those of Other and Similar Regions*. Gould, Kendall and Lincoln, Boston, 498 p.
- Ahmed, M., Anchukaitis, K.J., Asrat, A., Borgaonkar, H.P., Braida, M., Buckley, B.M., Büntgen, U., Chase, B.M., Christie, D.A., Cook, E.R., Curran, M.A.J., Diaz, H.F., Esper, J., Fan, Z.X., Gaire, N.P., Ge, Q., Gergis, J., González-Rouco, J.F., Goosse, H., Grab, S., Graham, N., Graham, R., Grosjean, M., Hanhijärvi, S., Kaufman, D., Kiefer, T., Kimura, K., Korhola, A.A., Krusic, P.J., Lara, A., Lézine, A.M., Ljungqvist, F.C., Lorrey, A.M., Luterbacher, J., Masson-Delmotte, V., McCarroll, D., McConnell, J.R., McKay, N.P., Morales, M.S., Moy, A.D., Mulvaney, R., Mundo, I.A., Nakatsuka, T., Nash, D.J., Neukom, R., Nicholson, S.E., Oerter, H., Palmer, J.G., Phipps, S.J., Prieto, M.R., Rivera, A., Sano, M., Severi, M., Shanahan, T.M., Shao, X., Shi, F., Sigl, M., Smerdon, J.E., Solomina, O.N., Steig, E.J., Stenni, B., Thamban, M., Trouet, V., Turney, C.S.M., Umer, M., van Ommen, T., Verschuren, D., Viau, A.E., Villalba, R., Vinther, B.M., Von Gunten, L., Wagner, S., Wahl, E.R., Wanner, H., Werner, J.P., White, J.W.C., Yasue, K., Zorita, E., 2013. Continental-scale temperature variability during the past two millenia. *Nature Geoscience* , 6 (5): 339–346.
- Alcalá de Jesús, M., Hidalgo-Moreno, C., Gutiérrez-Castorena, M.C., 2009. Mineralogía y retención de fosfatos en Andisoles. *Terra Latinoamericana* , 27: 275–286.
- Álvarez, D., Fagel, N., Araneda, A. Jana-Pinninghoff, P., Keppens, E., Urrutia, R., 2015. Late Holocene climate variability on the eastern flank of the Patagonian Andes (Chile): A  $\delta^{18}\text{O}$  record from mollusks in Lago Cisne (47°S). *The Holocene* , 25: 1220–1230.

- Amigo, A., Lara, L., Smith, V., 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geol.* , 40: 227–248.
- Ariztegui, D., Bianchi, M., Massafiero, J., Lafargue, J., Niessen, F., 1997. Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science* , 12: 333–338.
- Ariztegui, D., Bösch, P., Davaud, E., 2007. Dominant ENSO frequencies during the Little Ice Age (LIA) in Northern Patagonia as shown by laminated sediments in proglacial Lago Frias (Argentina). *Quaternary International* , 161: 46–55.
- Barker, P., Telford, R., Merdaci, O., Williamson, D., Taieb, M., Gibert, E., 2000. The sensitivity of a Tanzanian crater lake to catastrophic tephra input and four millenia of climate change. *The Holocene* , 10: 303–310.
- Battarbee, R.W., Jones, V.J., Flower, R.J., Cameron, N.G., Bennion, H., Carvalho, L., Juggins, S., 2001. Diatoms. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B. and Last, W.M. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands , 3: 155–202.
- Bertrand, S., 2002. *Caractérisation des apports sédimentaires lacustres de la Région des Lacs, Chili Meridional (exemple des lacs Icalma et Puyehue)*. Master thesis, University of Liege, Belgium, 51 p.
- Bertrand, S., Boès, X., Castiaux, J., Charlet, F., Urrutia, R., Espinoza, C., Charlier, B., Lepoint, G., Fagel, N., 2005. Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 years and its climatic significance. *Quaternary Research* , 64: 163–175.
- Bertrand, S., Charlet, F., Charlier, B., Renson, V., Fagel, N., 2008. Climate variability of southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S). *Journal of Paleolimnology* , 39: 179–195.
- Bertrand, S., Daga, R., Bedert, R., Fontijn, K., 2014. Deposition of the 2011–2012 Cordón Caulle tephra (Chile, 40°S) in lake sediments: Implications for tephrochronology and volcanology. *J. Geophys. Res.* , 119: 2555–2573.

- Bertrand, S., Fagel, N., 2008. Nature, origin, transport and deposition of andosol parent material in southcentral Chile (36–42°S). *Catena* , 73: 10–22.
- Bertrand, S., Hughen, K.A., Sepúlveda, J., Pantoja, S., 2012. Geochemistry of surface sediments from the fjords of Northern Chilean Patagonia (44–47°S): Spatial variability and implications for paleoclimate reconstructions. *Geochimica Et Cosmochimica* , 76: 125–146.
- Besoain, E., 1985. Los suelos. In: Tosso, J. (ed.), *Suelos Volcánicos de Chile*. Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), Santiago , 23–106.
- Besoain, E., González, S.P., 1977. Mineralogía, génesis y clasificación de suelos derivados de cenizas volcánicas de la región centro-sur de Chile. *Ciencia e Investigación Agraria* , 4: 109–130.
- Biju-Duval, B., 2002. *Sedimentary Geology. Sedimentary Basins, Depositional Environments, Petroleum Formation*. Paris: Editions Technip, xiii + 642 p.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin* , 76: 803–831.
- Brindley, G.W., Brown, G., 1980. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineralogical Society, Monograph N°5, London, 495 p.
- Burt, R., 2004. *Soil Survey Laboratory Methods Manual*. Soil Survey Laboratory Investigations Report No. 42. USDA-NRCS, National Soil Survey Center, Lincoln, 699 p.
- Campos, H., 1984. Limnological studies of Araucanian lakes. *Verh. int. Ver. Limnol.* , 22: 1319–1327.
- Carver, R., 1971. *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley Interscience, New York, 653 p.
- Cazau, L., 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba , 727–740.
- Cazau, L., 1980. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En: Turner, J.C. (ed.) *Academia Nacional de Ciencias, 2° Simposio Geología Regional Argentina*, Córdoba , 2: 1149–1171.

- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin, 623 p.
- Chapman, E.J., 1861. Some notes on drift deposits of Western Canada and on the ancient extension of the lake area of that region. *Can. J. (newseries)* , 6: 221–229.
- Chaprón, E., Ariztegui, D., Mulsow, S., Villarosa, G., Pino, M., Outes, V., Juvignié, E., Crivelli, E., 2006. Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina). *Quaternary International* , 158: 58–71.
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lakes Systems*. New York: Oxford University Press , 528 p.
- Cook, H.E., Johnson, P.D., Matti, J.C., Zemmels, I., 1975. Methods of sample preparation and X–ray diffraction data analysis, X–ray mineralogy laboratory. In: Kaneps, A.G. (ed.), *Initial Reports of the DSDP, Washington D.C.* , 997–1007.
- Crosta, X., Koç, N., 2007. Diatoms: From Micropaleontology to Isotope Geochemistry. In: *Developments in Marine Geology, Volume I: Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography* edited by Claude Hillaire–Marcel and Anne De Vernal. Elsevier Science , 327–358.
- Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Arribére, M.A., 2016a. New records of late Holocene tephras from Lake Futalaufquen (42.8°S), Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* , 66: 232–247.
- Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Pavlin, M., Rizzo, A., Lojen, S., Vreča, P., Horvat, M., Arribére, M., 2016b. Historical records of mercury in southern latitudes over 1600 years: Lake Futalaufquen, Northern Patagonia. *The Science of the total environment* 553, 541–550.
- Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Poiré, D., Arribére, M.A., 2014. Characterization of tephras dispersed by recent eruptions of volcanoes Calbuco (1961), Chaitén (2008), and Cordón Caulle complex (1960 and 2011), in Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* , 49: 1–14.
- Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Rizzo, A., Vreča, P., Lojen, S., Williams, N., Musso, T., León, V., Poiré, D., Arcagni, M., Arribére, M.A., 2020. Geochemical and mineralogical

- characterization of sediments from Lake Futalaufquen (42.8°S, Andean Patagonia) to evaluate their potential as paleoclimatic proxies. *Quaternary Research* , 98: 1–18.
- del Valle, H., 1998. Patagonian soils: A regional synthesis. *Asociación Argentina de Ecología. Ecología Austral* , 8: 103–123.
- Delvaux, B., Tessier, D., Herbillon, A.J., 1992. Morphology, texture and microstructure of halloysitic soil clays as related to weathering and exchangeable cation. *Clays Clay Miner.* , 40: 446–456.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1978. Plate tectonics of the Laramide Orogeny. In: Matthews, V. (ed.), *Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States. Geol. Soc. Amer. Mem.* , 151: 355–365.
- Dixon, J.B., 1989. Kaolin and serpentine group minerals. In: *Minerals in Soil Environments*, Dixon, J. B. and Weed, S. B., eds., *Soil Science Society of America Book Series n°1* , 467–526.
- Egawa, T., Sato, A., Nishimura, T., 1960. Release of OH ions from clay minerals treated with various anions, with special reference to the structure and chemistry of allophane. *Adv. Clay. Sci.* , 2: 252–262.
- FAO, 1968. *Approaches to soil Classification. World soil resources project N°32*, 143 p.
- FAO, 2006. *Guidelines for soil description. 4th edition*, Rome, 97 p.
- FAO/UNESCO, 1975. *Carte mondiale des sols au 1/5.000.000. Légende*, 62 p.
- Feruglio, E., 1927. Estudio geológico de la región pre y subandina en la latitud de Nahuel Huapi. *Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires* , 14: 111–119.
- Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja geológica San Carlos de Bariloche (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires* , 18 (200): 27–64.
- Fieldes, M., Perrot, K.W., 1966. The nature of allophane in soils: Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zealand Journal of Science* , 9: 623–629.
- Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing, Austin, Texas*, 184 p.

- Fregenal Martínez, M., Meléndez, N., 2010. Lagos y sistemas lacustres. En Arche, A (ed.) Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. España , 299–396.
- Gaitán, J.J., López, C.R., 2007. Análisis del gradiente edáfico en la región andinopatagónica. *Ciencia del Suelo* , 25 (1): 53–63.
- Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. U.S. Geol. Surv. Monogr. 1: 1–275.
- Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., McKenzie, J.A., Markgraf, V., Hajdas, I., McCulloch, R.D., 2005. Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America - Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Global and Planetary Change* , 49: 75–93.
- González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Fundación Bariloche, Publicación Departamento Recursos Naturales y Energía, San Carlos de Bariloche, Río Negro , 1–53.
- González Bonorino, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires* , 34 (3): 184–202.
- González-Ferrán, O., 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar de Chile, Santiago de Chile, 640 p.
- Griffin, J.J., Windom, H.L., Goldberg, E.D., 1968. The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-Sea Research* , 15: 433–459.
- Guilizzoni, P., Massafiero, J., Lami, A., Piovano, E., Ribeiro Guevara, S., Formica, S., Daga, R., Rizzo, A., Gerli, S., 2009. Palaeolimnology of Lake Hess (Patagonia, Argentina): Multi-proxy analyses of short sediment cores. *Hydrobiologia* , 631: 289–302.
- Gustafsson, J.P., Bhattacharya, P., Karlun, E., 1999. Mineralogy of poorly crystalline aluminium phases in the B horizon of Podzols in southern Sweden. *Applied Geochemistry* , 14: 707–718.

- Haberzettl, T., Fey, M., Lücke, A., Maidana, N., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G., Wille, M., Zolitschka, B., 2005. Climatically induced lake level changes during the last two millenia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *Journal of Paleolimnology* , 33: 283–302.
- Haller, M.J., Lapido, O.R., 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the septentrional Patagonian Andes. En: Linares, E. y Cordani, O. (eds.), *Symposium Magmatic Evolution of the Andes*. Earth Science Reviews, Amsterdam , 18: 395–410.
- Haller, M.J., Lapido, O.R., Lizuain, A., Page, R.F.N., 1981. El mar tithono-neocomiano en la evolución de la cordillera patagónica. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, Buenos Aires, 1: 221–238 .
- Henríquez, W.I., Moreno, P.I., Alloway, B.V., Villarosa, G., 2015. Vegetation and climate change, fire-regime shifts and volcanic disturbance in Chiloé Continental (43°S) during the last 10,000 years. *Quat. Sci. Rev.* 123 , 158–167.
- Iglesias, V., Whitlock, C., Bianchi, M.M., Villarosa, G., Outes, V., 2011. Holocene climatic variability and environmental history at the Patagonian forest/steppe ecotone: Lago Mosquito and Laguna del Cóndor. *The Holocene* , 22: 1297–1307.
- INALI, 1972. Patagonian Lakes. In: Instituto Nacional de Limnología. Report on IBP/PF projects. CONICET, Santa Fe, Argentina , 56 p.
- Instituto Provincial del Agua, s.f. Cuenca del Río Futaleufú. Comité de Cuenca, provincia del Chubut , [en línea] <http://institutodelagua.chubut.gov.ar/es/10/cuenca-del-rio-futaleufu>.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S., Chaparro, M.A.E., Lirio, J., Nuñez, H., Vilas, J.F., Sinito, A.M., 2006. Paleosecular variations recorded by Holocene-Pleistocene sediments from Lake El Trébol (Patagonia, Argentina). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* , 154: 1–17.
- Joussein, E., Petit, S., Churchman, J., Theng, B., Righi, D., Delvaux, B., 2005. Halloysite clay minerals - a review. *Clay Minerals* , 40 (4): 383–426.

- Kawano, M., Tomita, K., 1992. Formation of allophane and beidellite during hydrothermal alteration of volcanic glass below 200°C. *Clays and Clay Minerals* , 40 (3): 666–674.
- Kogure, T., 2013. Electron Microscopy. In: *Handbook of Clay Science*, 2nd ed. Bergaya, F. and Lagaly, G., (eds.). Elsevier, Amsterdam , 277–317.
- La Manna, L., 2005. Caracterización de los suelos bajo bosque de *Austrocedrus chilensis* a través de un gradiente climático y topográfico en Chubut, Argentina. *Bosque* , 26: 137–153.
- La Manna, L., Tarabini, M. Gómez, F., Noli, P., Vogel, B., Buduba, C.G., 2018. Estimación de la capacidad de retención de agua de suelos volcánicos en función de variables de fácil determinación a campo. *Ciencia del Suelo* , 18 (1): 23–29.
- Lami, A., Cameron, N., Korhola, A., 2000. Paleolimnology and ecosystem dynamics of remote European Alpine lakes. *Journal of Limnology* , 59 (1): 119 p.
- Lapido, O., 1979. Descripción geológica de la Hoja 46 a, Río Pico, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Trabajo inédito. Buenos Aires .
- Last, W.M., 2001. Mineralogical Analysis of Lake Sediments. In: Last, W.M. and Smol, J.P. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands , 2: 143–187.
- Last, W.M., Smol, J.P., 2001. An Introduction to Physical and Geochemical Methods used in Paleolimnology. In: Last, W.M. and Smol, J.P. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands , 2: 1–5.
- Leal, P.R., Vattuone, M.E., Latorre, C.O., 2011. Zeolite assemblages from Northern Patagonian Andes: A review. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* , 28 (2): 10–23.
- Leverett, F., 1897. The Pleistocene of Indiana and Michigan and the History of the Great Lakes. U.S. Geol. Surv. Monogr. 53 p.
- Leverett, F., 1902. Glacial formations and drainage features of the Erie and Ohio Basins. U.S. Geol. Surv. Monogr. 41 p.



- Livingstone, D.A., 1991. Edward Smith Deevey 1914-1988. *Hydrobiologia* , 214: 1-7.
- Lizuain, A., 1979. La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires* , 34 (1): 69-72.
- Lizuain, A., 1981. Características y edad del plutonismo en los alrededores del lago Puelo, provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires , 3: 607-616.
- Lizuain, A., 1983. Geología de la Cordillera Patagónica entre las localidades de Lago Puelo y Leleque. Tesis Doctoral, inédita. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, Buenos Aires, 128 p .
- Lizuain, A., 1999. Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional. In: *Geología Argentina, Anales* , 29: 433-443.
- Lizuain, A., Viera, R., 2010. Hoja Geológica 4372 I y II, Esquel, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 369, Buenos Aires , 72 p.
- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., 2003. The Holocene paleolimnology of Sägistalsee and its environmental history. *Journal of Paleolimnology* , 30: 342 p.
- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Zolitschka, B., 1995. Late-glacial pollen and diatom changes in response to two different environmental perturbations: volcanic eruption and Younger Dryas cooling. *J. Paleolim.* , 14: 23-47.
- Lowe, D.J., 2011. Tephrochronology and its application: a review. *Quaternary Geochronology* , 6: 107-153.
- Lyell, C., 1830. *Principles of Geology*. J. Murray, London.
- Mann, M., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R., Hughes, M., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F., 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326 , 1256-1260.
- Marcolín, A., López, C., Lanciotti, M.L., Bran, D., Ayesa, J., Colmet Daage, F., 1988. Características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de la Cordillera de los Andes

- y Precordillera del norte de la Patagonia. Convenio INTA-ORSTOM, Bariloche, Río Negro (inédito) , 16 p.
- Massaferro, J., Ribeiro Guevara, S., Rizzo, A., Arribére, M., 2005. Short-term environmental changes in Lake Morenito (41°S, 71°W, Patagonia, Argentina) from the analysis of sub-fossil chironomids. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* , 15: 23–30.
- Massaferro, M.M., Massaferro, J., Román Ross, G., Amos, A.J., Lami, A., 1999. Late Pleistocene and early Holocene ecological response of Lake El Trébol (Patagonia, Argentina). *Journal of Paleolimnology* , 22: 137–148.
- Matteucci, S., 2012. Ecorregión Bosques Patagónicos. En: Morello, J., Matteucci, S. y Rodríguez, A. (eds.), *Ecorregiones y complejos ecosistémicos argentinos*, 1°ed. Orientación Gráfica Editora S. R. L., Buenos Aires , 489–547.
- Mayr, C., Fey, M., Haberzettl, T., Janssen, S., Lücke, A., Maidana, N., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G., Wille, M., Zolitscka, B., 2005. Paleoenvironmental changes in southern Patagonia during the last millenium recorded in lake sediments from Laguna Azul (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* , 228: 203–227.
- Monjeau, A., Nazar Anchorena, S., Montoni, V.F., Marquez, J., Alcalde, D., D'Iorio, A., Galván, H., Denholm, C., Di Vicenzo, A., González, F., 2006. Perfil del área protegida Parque Nacional Los Alerces, Argentina. ParksWatch .
- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. 2 ed. Oxford Univ. Press, New York , 378 p.
- Munsell Color, 2009. Geological Rock-Color Chart. Grand Rapids, Michigan: Munsell Color.
- Nichols, G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy. 2nd ed. Willey-Blackwell, 419 p.
- Orts, D., Folguera, A., Giménez, M., Ruiz Vera, E., Klinger, F., 2015. Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics* , 86: 26–41.
- Panigatti, J.L., 2010. Argentina 200 años, 200 suelos. INTA Buenos Aires, 345 p.

- Paruelo, J.M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O.E., Golluscio, R.A., 1998. The climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic processes. *Ecol. Austral* , 8: 85–101.
- Pedrozo, F., Chillrud, S., Temporetti, P., Diaz, M., 1993. Chemical composition and nutrient limitation in rivers and lakes of northern Patagonian Andes (39.5-42°S;71°W) (Rep. Argentina). *Verh. int. Ver. Limnol.* , 25: 207–214.
- Petit-Breuilh Sepúlveda, M.E., 2004. La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX). En: Serie Casa de los Volcanes No. 8. Servicio de Publicaciones Exmo, Cabildo Insular de Lanzarote, Huelva, España, 431 p .
- Piovano, E.L., Córdoba, F.E., Stutz, S., 2014. Limnogeology in southern South America: An Overview. *Latinamerican Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, Asociación Argentina de Sedimentología , 21 (2): 65–75.
- Pizzolón, L., 1995. Lago Futalaufquen. En: Calcagno, A., Fioriti, M., Pedrozo, F., Vigliano, P., López, H., Rey, C., Razquin, M. y Quirós, R. (eds.), Catálogo de lagos y embalses de la Argentina .
- Pizzolón, L., Santinelli, N., Marinone, M., Menu-Marque, S.A., 1995. Plankton and hydrochemistry of Lake Futalaufquen (Patagonia, Argentina) during the growing season. *Hydrobiologia* , 316: 63–73.
- Pöthe de Baldis, D., 1978. Estudio palinológico de muestras de la Hoja Geológica 42 a-b, El Maitén, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional (informe inédito), Buenos Aires, 13 p .
- Quantin, P., 1972. Les andosols, revue bibliographique des connaissances actuelles. *Cahier de l'ORSTOM, Série Pédologie* , 10 (3): 273–301.
- Quirós, R., 1988. Mapas batimétricos y parámetros morfométricos de Lagos Patagónicos del Neuquén, de Río Negro y del Chubut (Argentina). Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, INIDEP Informes Técnicos del Departamento de Aguas Continentales, Mar del Plata , 5: 1–8.
- Ramos, V.A., 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut. 1° Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile , 1: 43–64.

- Ramos, V.A., 1978. El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica de Argentina y Chile. 8° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires , 1 (3: 423–436).
- Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 183, Buenos Aires , 130 p.
- Ramos, V.A., Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. and Campos Neto, M. C. (eds.), Tectonic Evolution of South America, 31st Int. Geol. Congr., Río de Janeiro , 635–685.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., Muñoz, J., 1982. The magmatic evolution of the austral Patagonian Andes. Earth Science Reviews, Amsterdam , 18 (3–4): 411–443.
- Ramos, V.A., Palma, M., 1983. Las lutitas pizarreñas fosilíferas del cerro Dedo, Lago La Plata, provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires , 38 (2): 148–160.
- Ramsay, A.C., 1862. Physical Geology and Geography of Great Britain, 3rd ed. Stanford, London, 199 p.
- Roig, F.A., Villalba, R., 2008. Understanding climate from patagonian tree rings. Dev. Quat. Sci. , 11: 411–435.
- Round, F.E., Crawford, R.M., Mann, D.G., 1990. The Diatoms: Biology and Morphology of the Genera. Cambridge University Press, Cambridge , 747 p.
- Russell, I.C., 1885. Geological History of Lake Lahontan, a Quaternary Lake of Northwest Nevada. U.S. Geol. Surv. Monogr. 11 p.
- Schultz, L.G., 1964. Quantitative Interpretation of Mineralogical Composition from X-Ray and Chemical Data for the Pierre Shale. U.S. Geological Survey, Professional Papers , 31 p.
- Schütt, F., 1896. Bacillariales. In: Engler, A. and Prantl, K. (eds.), Die Natürlichen Pflanzenfamilien, W. Englemann, Leipzig , 1: 31–153.
- Sedgwick, A., Murchinson, R.I., 1829. On the old conglomerates and other secondary deposits of the north coast of Scotland. Proc. Geol. Soc. London , 1: 1–77.

- Sepúlveda, E.G., Viera, R.L.M., 1980. Geología y áreas de alteración en el Cerro Colorado y alrededores (Chubut Noroccidental). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires , 35 (2): 195–202.
- Shoji, S., Dahlgren, R., Nanzyo, M., 1993. Genesis of volcanic ash soils. In: *Developments in Soil Science*, Elsevier , 21: 37–71.
- Singer, A., 1988. Illite in aridic soils, desert dusts and desert loess. *Sediment. Geol.* , 59 (3–4): 251–259.
- Smith, G.D., 1978. A preliminary proposal for the reclassification of Andepts and some andic subgroups (the Andisol proposal, 1978). *New Zealand Soil Bureau Record*, DSIR, Lower Hutt, 96 .
- Snetsinger, K.G., 1967. High-alumina allophane as a weathering product of plagioclase. *The American Mineralogist* , 52: 254–262.
- Soil Survey Staff, 1975. *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey*. Agr. Hdbk. No. 436. USDA, Washington D.C., USGPO .
- Soil Survey Staff, 1990. *Keys to soil Taxonomy*, 4th edition. AID, USDA-SMSS, Technical Monograph, No. 19, Blacksburg, Virginia, 422 p .
- Soil Survey Staff, 1992. *Keys to soil Taxonomy*, 5th edition. AID, USDA-SMSS, Technical Monograph, No. 19, Blacksburg, Virginia, 556 p .
- Spalletti, L.A., Iñiguez Rodríguez, A.M., 1986. Nuevos datos sobre argilominerales y ceolitas de la Formación Ñirihuau y equivalentes (Terciario) en la Patagonia occidental. 1° Reunión Argentina de Sedimentología , Resumen expandido: 250–252.
- Spencer, J.W., 1890. Origin of the basins of the Great Lakes of America. *Am. Geol.* , 15: 273–295.
- Sterken, M., Verleyen, E., Sabbe, K., De Batist, M., Vyverman, W., 2006. The effect of tephra depositions on diatom productivity and composition in Lago Puyehue, southern Chile. *J. Paleolimnol.* .

- Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* , 31: 161–206.
- Stine, S., Stine, M., 1990. A record from Lake Cardiel of climate in southern South America. *Nature* , 345: 705–708.
- Tarback, E., Lutgens, F.K., 2003. *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología Física*. Prentice Hall. , 712 p.
- Tyrrell, J.B., 1892. Report on northwestern Manitoba with portions of the adjacent district of Assiniboia and Saskatchewan. Geological Survey of Canada Annual Report 5, Ottawa.
- Van den Hoek, C., Mann, D.G., Jahns, H.M., 1995. *Algae: An Introduction to Phycology*. Cambridge University Press, Cambridge, xiv + 623 p .
- Vattuone, M.E., Latorre, C., Leal, P., 2005. Polimetamorfismo de muy bajo a bajo grado en rocas volcánicas jurásico-cretácicas al sur de Cholila, Chubut, Patagonia Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* , 23 (2): 315–328.
- Villalba, R., Grosjean, M., Kiefer, T., 2009. Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* , 281: 175–179.
- Villarosa, G., Outes, V., Hajduk, A., Crivelli Montero, E., Sellés, D., Fernández, M., Crivelli, E., 2006. Explosive volcanism during the Holocene in the Upper Limay River Basin: The effects of ashfalls on human societies, Northern Patagonia, Argentina. *Quaternary International* , 158: 44–57.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F., Austin, J.A., Moy, C.M., Stern, C., Recasens, C., Dunbar, R.B., 2010. Holocene climatic fluctuations and positioning of the Southern Hemisphere westerlies in Tierra del Fuego (54°S), Patagonia. *Journal of Quaternary Science* , 25: 1063–1075.
- Whitlock, C., Bianchi, M.M., Bartlein, P.J., Markgraf, V., Marlon, J., Walsh, M., McCoy, N., 2006. Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41–42.5°S), Argentina. *Quat. Res.* , 66: 187–201.

- Whitlock, C., Larsen, C., 2001. Charcoal as a Fire Proxy. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B. and Last, W.M. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands , 3: 75–97.
- Whitlock, C., Moreno, P.I., Bartlein, P.J., 2007. Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quat. Res.* , 68: 28–36.
- Whittlesey, C., 1838. Report on the geology and topography of a portion of Ohio. *Ohio Geol. Surv. Ann. Rep* , 2: 41–71.
- Whittlesey, C., 1850. On the natural terraces and ridges of the country bordering Lake Erie. *Amer. Jour. Sci. (2nd ser.)* , 10: 31–39.
- Wilson, M.J., 1994. *Clay Mineralogy: Spectroscopic and Chemical Determinative Methods*. Repr. London: Chapman and Hall, 367 p .
- Windom, H.L., 1976. Lithogenous material in marine sediments. In: Riley, J. P. and Chester, R., eds., *Chemical Oceanography*, Academic Press, New York , 5: 103–135.
- Yuretich, R., Melles, M., Sarata, B., Grobe, H., 1999. Clay minerals in the sediments of Lake Baikal: a useful climate proxy. *Journal of Sedimentary Research* , 69: 588–596.