



Facultad de Ingeniería
Departamento de Geología y Petróleo
Licenciatura en Ciencias Geológicas

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

**Registro mineralógico en una secuencia sedimentaria de
Nordpatagonia durante los últimos siglos: Lago Portezuelo
(37°54.70'S - 71°2.45'O)**

Autora: Fernández Pérez, Antonella

Directora: Dra. Pettinari, Gisela R.

Codirectora: Dra. Daga, Romina

Neuquén, 2021

Resumen

Este trabajo presenta el estudio integrado de la mineralogía, geoquímica y sedimentología de 11 muestras de un testigo de sedimento extraído del lago Portezuelo, ubicado próximo al Complejo Volcánico Copahue-Caviahue, con el objetivo de contribuir a la identificación de cambios ambientales de los últimos siglos. La técnica de fechado mediante ^{137}Cs (realizada previamente) permitió asignar al testigo un registro de aproximadamente 200 años y una tasa de sedimentación estimada de $0,307 \text{ cm.a}^{-1}$. La granulometría del material es predominantemente limo-arcillosa, con zonas donde abunda material de tamaño arena muy fina/limo-grueso. Los componentes encontrados fueron divididos en dos grandes grupos: cristalinos (9-30%) y amorfos (70-91%). El primer grupo está conformado por plagioclasa andesina (7-24%), clinopiroxeno (2-6%) y cuarzo (<1%). El grupo de amorfos se divide en amorfos orgánicos (diatomeas, 9-29%) y amorfos inorgánicos (elementos volcánicos y agregados amorfos, 51-82%). La geoquímica revela una composición elemental promedio de SiO_2 (75%; estimado por diferencia al 100% de óxidos), Al_2O_3 (12%), Fe_2O_3 (6%), CaO (3%), Na_2O (2%), MgO (1,3%), K_2O (0,8%), TiO_2 (0,8%), y los diagramas de normalización marcan que el sedimento de lago es afín a las rocas de la cuenca del mismo y una de sus fuentes de aporte son las emisiones del volcán Copahue.

A lo largo del testigo se pudo identificar una homogeneidad en el tipo de componentes, con variaciones en las proporciones, y fueron clasificados, según su origen, en materiales detríticos y endogénicos, junto a la materia orgánica como tercer componente. El material detrítico conforma el 61-74% del total del material del lago y está compuesto por las especies minerales encontradas, los elementos volcánicos y por Agregados Amorfos Inorgánicos. El material endogénico conforma el 10-25% del total y está conformado por diatomeas, en general en excelente estado de preservación. Por último, la materia orgánica conforma el 13-21% del material, se encontraría en las fracciones más gruesas del sedimento y tendría un origen terrestre.

La integración de los resultados con la información climática permitió diferenciar al mismo en tres principales zonas. La Zona Inferior tiene la granulometría más fina de toda la secuencia y podrían inferirse altos niveles de agua del lago. La Zona Media tiene altos porcentajes de materia orgánica e incremento en los indicadores detríticos que, sustentado en altas temperaturas y bajas precipitaciones, marcarían períodos de sequía y bajos niveles de agua en el lago. La Zona Superior presenta recuperación en el nivel del lago al principio, que se evidencia con el retorno a granulometrías limo-arcillosas y altos porcentajes de diatomeas, pero a partir de la década de los 90 se observa una inversión de los parámetros climáticos, coincidente con el período de calentamiento global de las últimas décadas. Este trabajo brinda herramientas valiosas para la identificación de procesos actuantes en una cuenca lacustre y su relación a los procesos climáticos locales o regionales.

Palabras clave: Mineralogía, Geoquímica, Sedimentología, material detrítico y endogénico, materia orgánica, condiciones climáticas.

Abstract

This work presents the integrated study of the mineralogy, geochemistry and sedimentology of 11 samples from a sediment core extracted from lake Portezuelo, nearby the Copahue-Caviahue Volcanic Complex, with the objective of contributing to the identification of environmental changes in the last centuries. The ^{137}Cs dating technique (previously performed) allowed to assigned a record of approximately 200 years for the core, with an estimated sedimentation rate of 0.307 cm. a^{-1} . The material is predominantly silt-clayey, with zones with abundance of very fine sand / silt-coarse size material. The components identified were divided into two main groups: crystalline (9-30%) and amorphous (70-91%). The first group is composed of andesine plagioclase (7-24%), clinopyroxene (2-6%), and quartz (<1%). The amorphous group is divided into organic (diatoms, 9-29%) and inorganic (volcanic elements and amorphous aggregates, 51-82%). Geochemistry reveals an average elemental composition of the oxides of SiO_2 (75%; estimated by difference at 100% of oxides), Al_2O_3 (12%), Fe_2O_3 (6%), CaO (3%), Na_2O (2%), MgO (1,3%), K_2O (0,8%), TiO_2 (0,8%), and the normalization diagrams show that the lake sediment is related to the rocks of its basin and one of its sources of contribution are the emissions from the Copahue volcano.

Throughout the lacustrine sequence, it was possible to identify homogeneity in the components, with variations in proportion, and were classified according to its origin in detrital and endogenic materials, and organic matter as the third component. The detrital material makes up 61-74% of the total material in the lake and is composed of the mineral species identified, volcanic elements and by Inorganic Amorphous Aggregates. Endogenic material makes up 10-25% of the total and is made up of diatoms, generally with an excellent state of preservation. Finally, organic matter makes up 13-21% of the material, it would be found in the coarser fractions of the sediment and it would have a terrestrial origin.

The integration of the results with the climatic information allowed the differentiation of three main Zones. The Lower Zone has the finer grain size of the sequence and high-water levels of lake could be inferred. The Middle Zone has high percentages of organic matter and an increase in detrital indicators that, supported in high temperatures and low precipitations, would mark periods of drought and low water levels in the lake. The Upper Zone presents recovery of the water level at first, which is evidenced by return to a silty-clayey grain size and high percentages of diatoms, but since 90's an inversion in climatic parameters is observed, in coincidence with the period of global warming during recent decades. This work provides valuable tools for the identification of active processes in a lake basin and their connection to local or regional climatic processes.

Key words: Mineralogy, Geochemistry, Sedimentology, detritic and endogenic material, organic matter, climatic conditions.

Agradecimientos

Primero, quiero agradecer por el tiempo, la guía, el apoyo y la paciencia de mis directoras de tesis, Dra. Gisela Pettinari y Dra. Romina Daga, de las cuales aprendí mucho durante este camino y me llevo enseñanzas profesionales y personales.

Quiero agradecer enormemente a mi mamá y mi papá, que me acompañaron, guiaron e hicieron posible que yo siga una carrera universitaria. Gracias por estar y bancarme siempre, esto fue un esfuerzo de todos.

A mis abuelos, tías y primos, que a la distancia siempre me alentaron a seguir y me hicieron sentir todo su cariño.

A mis amigas por estar y apoyarme siempre, por acompañarme todos estos años con charlas y abrazos de aliento, por todo el cariño que siempre me mostraron.

A mis amigos y compañeros que me dio la universidad, fueron un gran apoyo en todos estos años de estudio. En especial agradecer a Dante, Jeremías y Luis, hubiese sido mucho más difícil terminar sin ustedes, gracias por todos esos días de estudio y los viajes compartidos.

A los integrantes del jurado, Dra. Cecilia Dufilho, Dr. Luis Mas y Dra. Telma Musso por su predisposición a corregir y mejorar este trabajo.

A la Universidad Nacional del Comahue, por la enseñanza pública y gratuita de excelente calidad. En particular a todos los docentes que formaron parte de mi educación, gracias por tanta dedicación y vocación.

Al CIMAR y todos sus integrantes, por permitirme desempeñar mi trabajo allí y brindarme todo lo necesario, siempre con un excelente trato y calidez.

Y un agradecimiento especial a mis compañeras incondicionales, mis perras, que se bancaron todos los días y noches de estudio, siempre firmes al lado mío.

Índice

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Objetivos específicos	3
1.2. Ubicación y vías de acceso	3
2. Marco geológico	5
2.1. Marco tectónico regional	5
2.2. Estratigrafía	6
2.3. Evolución del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue	10
2.4. Actividad Prehistórica e Histórica del Volcán Copahue	11
2.5. Ambientes lacustres	14
3. Metodología	18
3.1. Trabajo preliminar de gabinete	18
3.2. Trabajo de campo	19
3.2.1. Muestreo	19
3.3. Trabajo de laboratorio	21
3.3.1. Criterio de selección de muestras	21
3.3.2. Descripción de muestras de mano (lupa binocular)	21
3.3.3. Análisis granulométrico	21
3.3.4. Análisis mineralógico	23
3.3.4.1. Difracción de rayos X	23
3.3.4.2. Microscopia óptica	24
3.3.5. Análisis geoquímico	25
3.3.6. Otros parámetros físicos y geoquímicos	26
3.4. Trabajo final de gabinete	26
3.4.1. Integración de parámetros y comparación bibliográfica	26
3.4.2. Comparación con parámetros climáticos	27
4. Resultados	27
4.1. Descripción del testigo	27
4.2. Análisis granulométrico	35
4.3. Análisis mineralógico	38
4.3.1. Mineralogía por difracción de rayos X (DRX)	38



4.3.2.	Microscopía Óptica	43
4.3.2.1.	Muestra total	43
4.3.2.2.	Fracción >63µm	46
4.4.	Análisis geoquímico	52
4.4.1.	Elementos mayoritarios	53
4.4.2.	Diagramas multielementos	55
4.5.	Densidad y materia orgánica.....	61
5.	Interpretación – Discusión de los resultados	63
5.1.	Origen de los sedimentos analizados	64
5.2.	Variación de los componentes a lo largo de las zonas.....	67
5.3.	Relación entre componentes inorgánicos y orgánicos en lago Portezuelo	75
5.3.1.	Los componentes detríticos	76
5.3.2.	Los componentes endógenos.....	78
5.3.3.	La materia orgánica.....	80
5.4.	Comparación con parámetros climáticos e influencia humana durante los últimos 200 años.	81
6.	Conclusiones	83
7.	Bibliografía	85
8.	Anexos	90

1. Introducción

Los ambientes lacustres y sus sedimentos colectan e integran las señales locales y regionales, naturales y antropogénicas, generando un registro continuo de la historia deposicional y de las condiciones de sedimentación del lago. Los materiales sedimentarios que alcanzan el fondo de un lago están controlados por los procesos físicos, químicos y biológicos que ocurren en los sistemas lacustres los cuales, a su vez, dependen de los factores de control de la dinámica lacustre, como son la geometría de la cuenca, el clima, las propiedades de las aguas y los aportes externos. Toda la información contenida en los sedimentos es, a menudo, compleja. Sin embargo, la preservación de las características texturales, químicas y petrográficas de dichos materiales reflejan las condiciones y los procesos depositacionales, permitiendo el análisis de múltiples indicadores para su interpretación.

En este sentido, los minerales son uno de los componentes fundamentales de los sedimentos lacustres. La composición mineralógica es una de las características más directas que puede analizarse, y su conocimiento es esencial para describir adecuadamente el material. La diversidad mineralógica de los sedimentos lacustres es mucho mayor que en otros ambientes debido al amplio rango de composición del agua y la influencia de la geología y suelos de la cuenca. Por lo tanto, es un parámetro fundamental para el entendimiento de la génesis de los sedimentos, los mecanismos de transporte, y las condiciones limnológicas, hidrológicas y climáticas pasadas (Last, 2001; Wetzel, 2001). Mucha información paleoambiental puede ser obtenida a partir de la diferenciación entre materiales detríticos, endogénicos y autigénicos como resultado de los procesos que ocurren en la cuenca, en la columna de agua y en el sedimento propiamente dicho, respectivamente (Last y Smol, 2001).

La caracterización mineralógica detallada involucra desde el análisis del volumen total de la muestra, hasta el análisis por grupos específicos de minerales (carbonáticos, silicáticos) o por fracción de tamaño de grano específico (fracción arcilla o fracción arena) (Last, 2001), dependiendo de los objetivos propuestos. Además, la correcta caracterización de la fracción mineral es fundamental para la interpretación de la composición geoquímica de los sedimentos, lo que permite identificar minerales variables cuya composición química puede ser similar (Last, 2001).

El lago Portezuelo se ubica en el borde sur de la Caldera del Agrio, a 1735 m s.n.m. y a 13,5 km hacia el SE del volcán Copahue (Fig.1). Es un cuerpo de agua dulce de dimensiones reducidas (~0.02 km²), con una profundidad máxima de 6,5 m y una cuenca de 1,4 km². Este lago somero se encuentra en el área de influencia del sistema volcánico-geotermal Copahue, y es frecuentemente

afectado por la caída de material piroclástico de erupciones procedentes de dicho volcán, como también de otros volcanes activos de la Zona Volcánica Sur. La región ha sido utilizada por muchos años como zona de veranada mientras que la población permanente en la zona se remonta a la segunda mitad del siglo pasado.

Los procesos que ocurren en el cuerpo de agua del lago Portezuelo son escasamente conocidos, sólo se puede citar a Villa *et al.*, (2016 y 2017), quienes realizaron una caracterización de la secuencia sedimentaria de un testigo e identificaron los niveles de cenizas volcánicas. Recientemente, se utilizaron perfiles de bromo y materia orgánica de un testigo lacustre, cuya relación fue asociada al tipo de productividad autóctona primaria del cuerpo de agua en el pasado (Ribeiro Guevara *et al.*, 2019). Sin embargo, es poco sabido el efecto que las condiciones del lago y de la cuenca ejercen en los sedimentos que se depositan en el fondo del mismo.

Los lagos con cuencas de dimensiones reducidas reflejan más rápidamente los cambios ambientales que experimenta cualquier sector de la cuenca. De esta manera, los sedimentos de fondo poseen mayor potencial para registrar eventos de carácter local o regional y, generalmente, poseen tasas de sedimentación más elevadas (que lagos de grandes dimensiones) generando registros de mayor resolución (Cohen, 2003). De esta manera, el análisis detallado de la composición mineralógica y su variación a lo largo de una secuencia sedimentaria del lago Portezuelo que abarca los últimos siglos permitirá *i)* obtener información sobre los procesos locales, aquellos que ocurrieron en la cuenca y afectaron los mecanismos de transporte, y los procesos de sedimentación directos, *ii)* analizar si estos procesos pueden responder a posibles causas de carácter local, como impacto antrópico, o regional, como variaciones climáticas, y *iii)* realizar inferencias sobre procesos que ocurren más allá de los límites de la cuenca, considerando su localización cercana a un centro volcánico activo.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

El objetivo general del presente trabajo es aportar información sobre los ambientes lacustres de Patagonia Norte, específicamente sobre aquellos en cercanías del volcán Copahue, y contribuir a la identificación de cambios ambientales durante los últimos siglos mediante el estudio de secuencias sedimentarias lacustres.

Considerando el potencial de los registros lacustres se realizará el análisis mineralógico detallado de un testigo corto del lago Portezuelo, uno de los primeros estudios de este tipo en los ambientes de agua dulce de la región, abarcando aproximadamente 200-300 años. Por sus características y localización, se espera que la mineralogía de los sedimentos esté fuertemente

controlada por los procesos locales, con potencial para el registro de impactos antrópicos recientes y eventos eruptivos cercanos.

1.1.2. Objetivos específicos

Para lograr el objetivo general planteado se propone cumplimentar con los siguientes objetivos específicos:

- Estudiar la mineralogía de una secuencia sedimentaria lacustre, su naturaleza y variabilidad a lo largo de la misma.
- Analizar variaciones de tamaño de grano del sedimento a lo largo de la secuencia.
- Integrar la información mineralógica con la información geoquímica disponible de dichos sedimentos.
- Identificar las causas de las variaciones sedimentológicas que se observan en la secuencia (laminaciones, estratificaciones).
- Integrar la información mineralógica con información disponible de la cuenca (litología, geomorfología, clima, etc.), y realizar inferencias sobre los factores determinantes en la mineralogía identificada.
- Analizar dicha información como un indicador paleoambiental para los últimos siglos.

1.2. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra dentro del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue que conforma el rasgo geomorfológico denominado Caldera del Agrio o Caviahue, en el sector NO de la Patagonia Argentina, Provincia de Neuquén, departamento Ñorquín, cuya ciudad cabecera es El Hucú (Fig. 1). Al SO de la caldera en el límite internacional con Chile, y como rasgo más importante de la misma, se encuentra el Volcán Copahue (37°51'S-71°10'O), un estratovolcán activo de 2997 m s.n.m. que forma parte de la Zona Volcánica Sur del cinturón volcánico de los Andes.

Para acceder al área (Fig. 1B), partiendo desde la ciudad de Neuquén capital, se debe tomar la Ruta Nacional (RN) 22 por 187 km hasta la localidad de Zapala, para luego continuar por RN 40 unos 57 km, hacia la localidad de Las Lajas. A partir de allí, se debe recorrer la RN 242 por 10 km hasta su empalme con la Ruta Provincial (RP) 21, y luego de 58 km se arriba a la localidad de Loncopué, cabecera del departamento homónimo. Desde allí se parte por la RP 26, que lleva a la localidad de Caviahue, y al cabo de 49 km se toma un camino secundario hacia la izquierda, para luego de 3,5 km alcanzar lago Portezuelo (Fig. 1C).

Dos localidades se encuentran en la región: Caviahue y Copahue (Fig. 1C). Caviahue es una comunidad con 608 habitantes estables (INDEC, 2010), y se asienta a orillas del lago homónimo,

a una altitud de 1600 m s.n.m., a 9,5 km del cráter activo del volcán y 5 km al N de lago Portezuelo. Copahue, por otro lado, es una villa enteramente turística que recibe visitantes sólo de diciembre a abril, ya que las condiciones climáticas del invierno imposibilitan el acceso a la misma; es uno de los complejos termales más importantes del mundo y se encuentra a una altitud de 2000 m s.n.m., a 6 km al NE del volcán homónimo y a 11,5 km al NO de lago Portezuelo. En la zona se desarrollan actividades turísticas, como la pesca, y ganaderas, principalmente relacionadas a la trashumancia de comunidades mapuches.

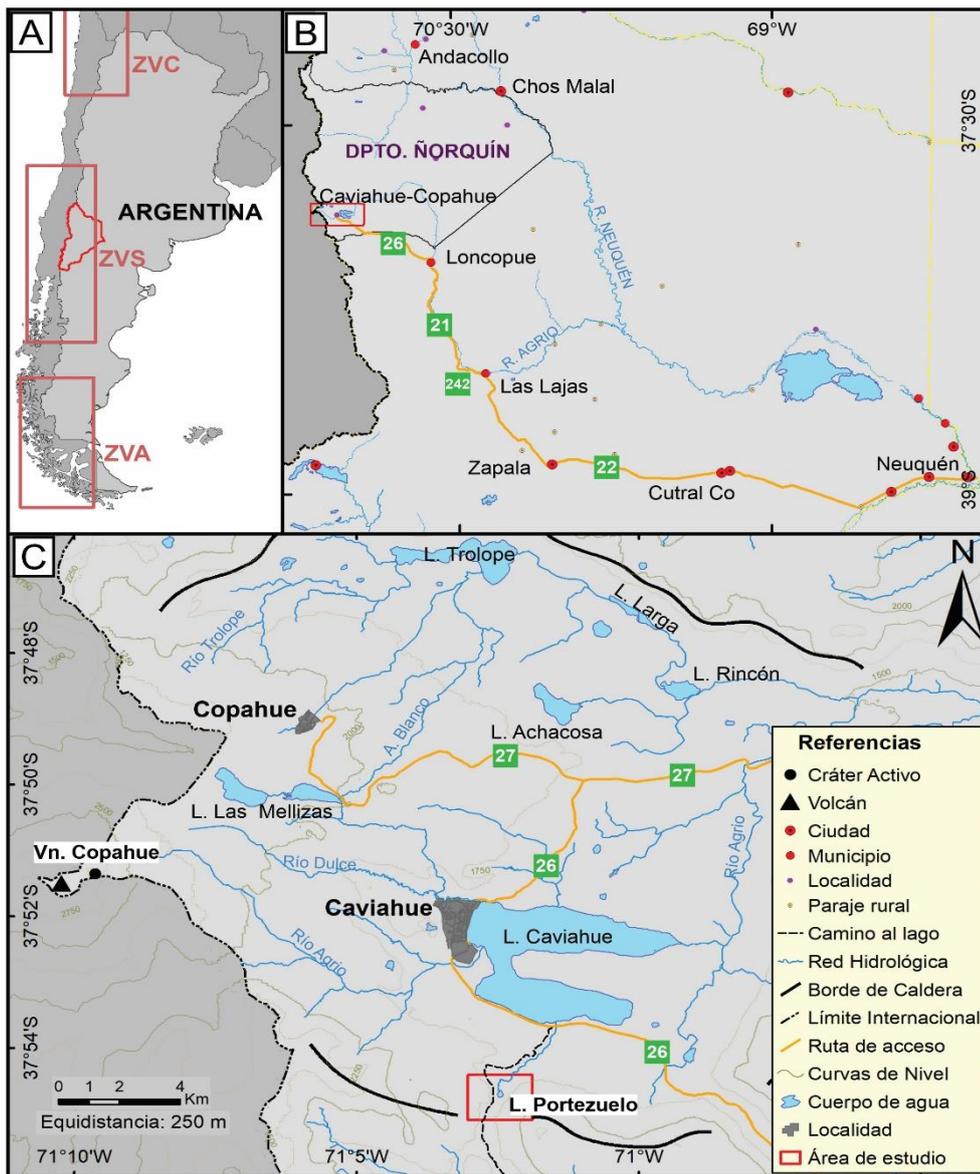


Figura 1. A) Ubicación del área de estudio dentro del cinturón volcánico de los Andes. **ZVA:** Zona Volcánica Austral, **ZVS:** Zona Volcánica Sur y **ZVC:** Zona Volcánica Centro; **B)** Localización dentro de la Provincia de Neuquén y vías de acceso; **C)** Ubicación dentro del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue.

2. Marco geológico

2.1. Marco tectónico regional

El lago Portezuelo se encuentra dentro del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (CVCC, 38°S-71°O), al NO de la provincia de Neuquén, sobre la Cordillera de los Andes, específicamente en la transición entre los Andes Centrales australes (19-36°S) y los Andes Patagónicos septentrionales (39-45°S) (Groeber, 1921). Este complejo está conformado morfológicamente por la denominada depresión o Caldera del Agrio y el volcán Copahue. Este último es un estratovolcán activo localizado en el límite Chile – Argentina (37°45'S-71°10.2'O, 2977 m s.n.m.) y forma parte de lo que se ha denominado Zona Volcánica Sur (ZVS, 33-46°S), en su parte central específicamente (Fig. 2).

La Caldera del Agrio es una depresión aproximadamente rectangular de 15 km (N-S) por 20 km (O-E), cuya formación data del Plioceno-Pleistoceno, alrededor de los 2.0 Ma (Linares *et al.*, 1999; Folguera y Ramos, 2000). Existen discrepancias acerca de su origen. En un principio, se le adjudicó un origen glaciario (Groeber, 1921), luego Pesce (1989) propuso una génesis volcanotectónica para la misma, y estudios posteriores concluyeron que su génesis está más relacionada a controles estructurales, y la definieron como una cuenca intra-arco extensional de *pull-apart* (Folguera y Ramos, 2000; Melnick *et al.*, 2006). La limitan abruptas y empinadas escarpas, las que tienen sus bases cubiertas por taludes (coluvio) y pequeños abanicos aluviales. Las numerosas cornisas que remarcan los resaltos de sus pendientes escalonadas e irregulares, resultan de la alternancia de mantos volcánicos horizontales de dispar resistencia a la erosión. La más prominente de las escarpas es la norte, con un desnivel de 800 m, mientras que el promedio de las orientales y la sur es de 500 m; al oeste las interrumpe el volcán Copahue (González Díaz, 2005).

La caldera se encuentra en el lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegüe (CCM) y se encuentra limitada por dos juegos de fallas (N70°O y N30°E), que acomodan desplazamientos dextrales, en contacto con dos zonas de fallas regionales mayores: la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y la Zona de Fallas Copahue-Antiñir (ZFCA) (Fig. 2).

La ZFLO es una estructura cortical transcurrente con rumbo dextral de aproximadamente 1200 km de largo que desacopla un fragmento del antepaís desde el Mioceno superior (Melnick *et al.*, 2006 y referencias allí citadas); muestra estilos de deformación y cinemáticas contrastantes a lo largo de su trayecto, y la estructura principal de la misma en el área de estudio es la falla Lomín, de aproximadamente 25 km de largo con orientación NE, que finaliza en el borde suroeste de la Caldera del Agrio (Melnick *et al.*, 2006). Por su lado, la ZFCA es un sistema de trasarco de 90 km de largo (Ramos y Folguera, 1999) caracterizado por fallas y pliegues de alto ángulo imbricados, que forman escarpas de fallas individuales de más de 150 m de altura (Melnick *et al.*, 2006). Por

último, el lineamiento volcano-tectónico CCM es el más largo de la ZVS, abarcando unos 90 km con orientación NE, y está compuesto de SO a NE, por el Volcán Callaqui, el CVCC, el Centro Volcánico Trolón y la Cordillera de Mandolegüe (Folguera y Ramos, 2000); es una estructura de escala cortical que se generó durante el Oligoceno tardío-Mioceno como una zona de transferencia durante las fases de rift y de inversión de la Cuenca de Cura Mallín (Melnick *et al.*, 2006 y referencias allí citadas).

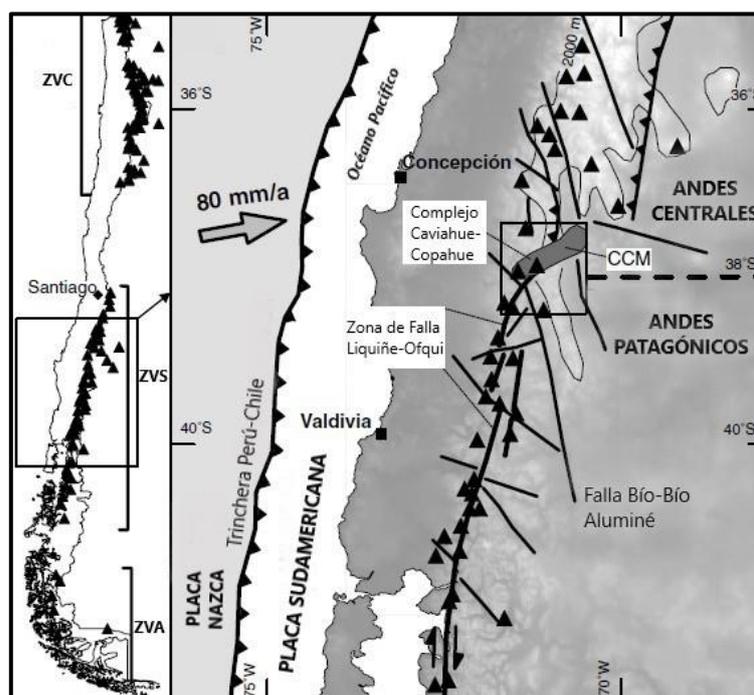


Figura 2. Mapa de ubicación y principales estructuras regionales: **ZVC**, zona volcánica central; **ZVS**, zona volcánica sur; **ZVA**, zona volcánica austral; **CCM**, lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegüe; triángulos negros marcan centros eruptivos del Holoceno. Tomado de Melnick *et al.* (2006).

2.2. Estratigrafía

El CVCC presenta un registro de actividad que continúa sin interrupciones desde el Mioceno hasta el presente. En este trabajo se describen las características principales de las unidades involucradas, siguiendo la propuesta estratigráfica de Melnick *et al.* (2006), basada en la presentada por Pesce (1989) y Linares *et al.* (1999) (Figuras 3 y 4).

Formación Trapa Trapa: Está conformada principalmente por coladas andesíticas del Mioceno inferior a medio (18 - 14 Ma), generadas en una cuenca de intra-arco (Folguera y Ramos, 2000).

Formación Hualcupén: definida en territorio chileno con el nombre de Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962), corresponde a una secuencia subhorizontal de lavas basálticas a andesíticas, aglomerados, brechas volcánicas e intercalaciones sedimentarias menores. Esta unidad conforma el basamento y paredes de la Caldera del Agrio, y sobreyace todas las unidades

del Oligoceno al Mioceno mediante una marcada discordancia angular. A partir de edades K-Ar se estableció que esta unidad se habría depositado en el Plioceno temprano, entre los $5,6 \pm 0,1$ y los $4,0 \pm 0,1$ Ma (Linares *et al.* 1999).

Secuencia Volcánica Las Mellizas: definida por Pesce (1989) como “Centro Efusivo Las Mellizas”, la secuencia se encuentra rellenando la caldera y no se presenta en sus bordes. Está constituida por intercalaciones de derrames de lava de composición basáltica a andesítica, piroclastitas de composición andesítica a dacítica y aglomerados volcánicos que se interdigitan con potencias variables. La edad promedio para esta formación es de $2,6 \pm 0,05$ Ma, Plioceno tardío (Linares *et al.*, 1999). Melnick *et al.* (2006) describen y subdividen esta unidad en tres litofacies:

- **Lavas inferiores**: lavas con disyunción columnar de composición basáltica a andesítica, con intercalaciones de depósitos aluviales o de origen lahárico, con bloques de hasta 70 cm.
- **Ignimbritas**: son de composición andesítica a dacítica. Poseen un sector vitrófiro cercano a la base con espesor de 3 a 50 m en diferentes sectores de la caldera. Estas se encuentran distribuidas todo a lo largo de la caldera, llegando a un espesor máximo de 200 m en el centro de la misma. Su variación de espesor y textura se justifica por un emplazamiento siguiendo un paleorelieve.
- **Lavas superiores**: es la facies dominante y rellena la mayor parte de la caldera, con una potencia que alcanza los 200 m. Son lavas andesíticas, con textura y potencia homogénea, que presentan diaclasas horizontales características de la unidad. Se encuentran por encima de las ignimbritas y son cubiertas por los flujos del volcán Copahue.

Ignimbrita Riscos Bayos: esta unidad está formada por depósitos de ignimbritas riolíticas ubicados principalmente al SE de la caldera, formando un cinturón E-O de 4 km y alcanzando espesores de 250 m (González Díaz, 2005). Las dataciones K-Ar realizadas arrojan edades de $1,1 \pm 0,5$ Ma (Muñoz y Stern, 1988) y $2,05 \pm 0,1$ Ma (Linares *et al.*, 1999), ubicando esta unidad en el Pleistoceno.

Flujos de lava Trolope: descrita originalmente por Pesce (1989) y llamada Derrames de Fondo de Valle, la unidad aflora en el sector NE de la caldera como una sucesión de flujos de lava andesíticos homogéneos y brechas relacionadas, de un espesor de 200 m aproximadamente. Estos flujos se extienden hacia el NE por el valle del cajón de Trolope, cubriendo un área que ronda los 50 km^2 (Melnick *et al.*, 2006). Linares *et al.* (1999) ubican esta unidad en el Pleistoceno temprano, de edad $1,4 \pm 0,3$ Ma.

Secuencia Volcánica Copahue: el volcán Copahue (2997 m s.n.m.) es un estratovolcán poligenético andesítico a basáltico-andesítico, activo, que concentra la actividad volcánica e hidrotermal más reciente del complejo. Posee una morfología alargada SO-NE y nueve cráteres en la cima alineados en dirección N60°E, siendo el más oriental el activo actualmente. Está constituido principalmente por andesitas basálticas a andesíticas (Pesce, 1989; Polanco, 2003), vinculadas a magmas que corresponden a una serie calco-alcalina, transalcalina, de medio a alto K (Sruoga y Consoli, 2004). En una clasificación basada en las relaciones estratigráficas observadas y las características texturales y estructurales de los productos volcánicos, Melnick *et al.* (2006) proponen una subdivisión del volcán en tres estadios (Fig. 3):

- Estadio Preglaciario: esta es la secuencia formadora del edificio volcánico, mayormente durante el Pleistoceno inferior. Alcanza un espesor de 1000 m y está formada por lavas vítreas andesíticas y flujos piroclásticos intercalados en menor proporción. Son depósitos sin variaciones texturales importantes y una composición basalto-andesítica a andesítica. Las edades radiométricas indican un desarrollo entre los $1,23 \pm 0,18$ y $0,76 \pm 0,14$ Ma (Muñoz y Stern, 1988; Linares *et al.*, 1999).
- Estadio Singlaciario: este estadio está caracterizado por la emisión de volúmenes menores de lavas, desde puntos de emisión alineados. Estas lavas varían composicionalmente desde andesíticas a dacíticas, y presentan estructura vítrea con características típicas de interacción agua-magma, tales como fracturas por enfriamiento, grietas macropirólíticas y estructuras de lavas en almohadillas, formando tubos de lava en la parte superior del cuerpo tipo domo (Melnick *et al.*, 2006). Las lavas de este estadio sobreyacen todos los productos del estadio preglaciario, con edades de $0,76 \pm 0,14$ Ma (Linares *et al.*, 1999).
- Estadio postglaciario: durante esta etapa se formaron los conos piroclásticos que contienen a los cráteres alineados de la cima, cuyas paredes exponen depósitos de oleadas piroclásticas y depósitos de caída de bloques y bombas de tipo estromboliano (Delpino y Bermúdez, 1994). A partir de estos cráteres, y de fisuras laterales y centros monogénicos alineados ubicados en los flancos, se emitieron derrames lávicos y flujos piroclásticos, cuyos depósitos no presentan evidencia de erosión glacial (Sruoga y Consoli, 2011).

Se han hecho dataciones de flujos piroclásticos mediante el método Carbono-14 en el flanco SE del volcán, obteniendo valores de 2280 ± 50 años y 2880 ± 50 años (Polanco *et al.*, 2000). En dataciones más recientes se obtuvieron edades para flujos piroclásticos de 1963-1964 AD y 1976 AD (Petrinovic *et al.*, 2014). Por lo tanto, durante el Holoceno y en periodos históricos el volcán Copahue se presentó intermitentemente activo.

Domo Pucón Mahuida: este domo se ubica en el flanco SE del volcán Copahue, donde Melnick *et al.* (2006) identificaron dos litofacies: lavas que conforman un cuerpo principal de composición riolítica, e intrusivos subvolcánicos de composición riolítica que afloran al NE del río Lomín superior. Dataciones dan edades radiométricas para este domo de $0,9 \pm 0,14$ Ma y $1,1 \pm 0,18$ Ma (Linares *et al.*, 1999).

Domo Cerro Bayo: es un cuerpo dómico elíptico de unos 20 km² emplazado en el flanco norte de la Caldera del Agrio, unos 1300 m por encima del borde la misma. Se compone de lavas y tobas dacíticas a riolíticas que forman grandes masas de entre 250-300 m de potencia (Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006). Linares *et al.* (1999) le asignan a esta unidad una edad de $0,62 \pm 0,06$ Ma y la ubican en el Pleistoceno medio.

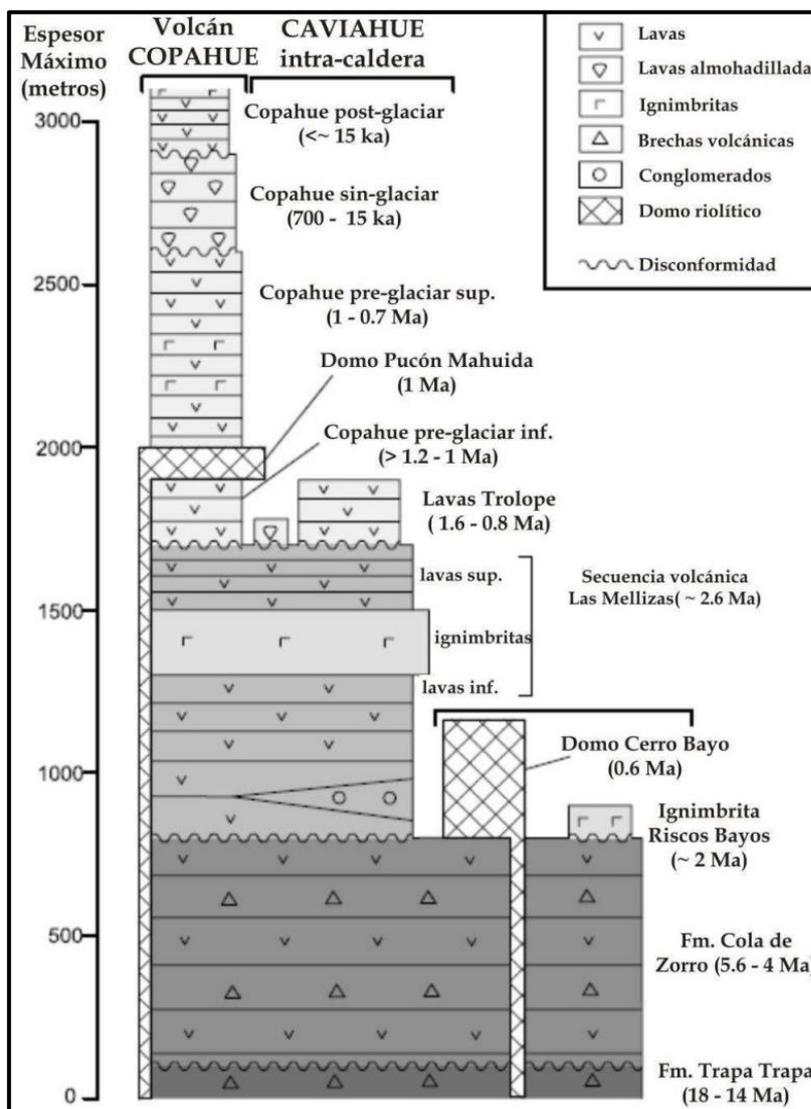


Figura 3. Columna estratigráfica del CVCC. Tomado de Agosto (2011).

2.3. Evolución del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue

Según Melnick *et al.* (2006), la evolución volcánica y estructural del complejo se divide en cinco etapas:

- I. Apertura de la estructura *pull-apart* de la Caldera del Agrio y los hemigrábenes asociados durante el Plioceno tardío, asociado a la ZFLO.
- II. Establecimiento y sucesivo colapso del volcán basaltoandesítico Las Mellizas durante el Plioceno tardío. Este evento de colapso produjo los flujos de ignimbrita que rellenaron la caldera y se extendieron hacia el oeste de la misma.
- III. Construcción del volcán Copahue a los 1,2 Ma. Reactivación de la estructura *pull-apart* de la Caldera del Agrio, que resultó en la apertura de dos grábenes intra-caldera y la emisión de lavas a través de fallas aledañas a éstos, entre 1,6 y 0,8 Ma. En esta etapa tuvo lugar la intrusión de los domos riolíticos Cerro Bayo y Pucón Mahuida, hace 0,6 y 1 Ma respectivamente. Por otro lado, ocurrió un evento de transpresión seguido de alzamiento de un bloque, conocido como Chanco-Co, en el centro de la caldera.
- IV. Durante el Pleistoceno tardío fueron extruídas las lavas andesítico-dacíticas subglaciares, formando cuerpos dómicos, principalmente en el flanco SE del volcán Copahue, y a lo largo de centros alineados bajo control estructural.
- V. Emisión de lavas basaltoandesíticas desde cráteres en la cumbre del volcán, fisuras laterales y conos alineados durante el Holoceno. En el bloque Chanco-Co la reactivación tectónica dio lugar al plegamiento y fallamiento inverso. Por otro lado, la actividad neotectónica de la ZFLO causó deformación extensional en el sistema estructural El Barco, y transtensional a lo largo de la falla Lomín.

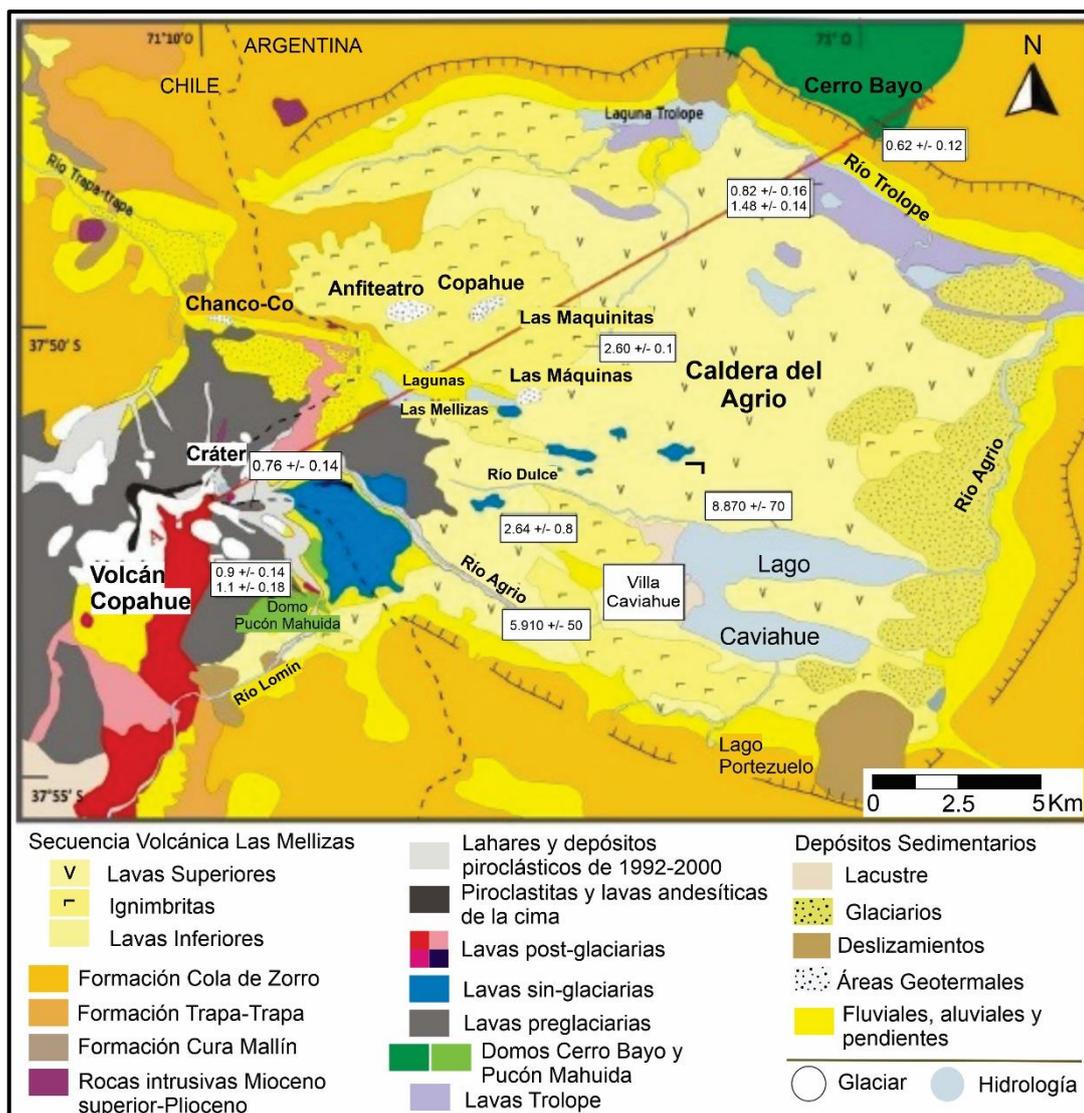


Figura 4. Mapa geológico del Complejo volcánico Copahue-Caviahue a escala 1:50000. Modificado de Agosto (2011).

2.4. Actividad Prehistórica e Histórica del Volcán Copahue

Las erupciones prehistóricas están relacionadas a la construcción del volcán Copahue (1,23 Ma, Linares *et al.*, 1999). La tasa de erupción del volcán desde su edad de formación, considerando un volumen total emitido de 375 km³ de material emitido, se estimó en 0,03 km³/siglo (Polanco, 2003). De acuerdo a dicho autor, el estilo eruptivo cambió de principalmente efusivo en el Plioceno, a explosivo en el Holoceno. Evidencias petrográficas revelan un desequilibrio magmático, que llevó a Polanco (2003) a sugerir un proceso de mezcla de magmas que afecta la evolución geoquímica del volcán Copahue.

Durante los últimos 260 años, el volcán Copahue experimentó al menos 11 episodios eruptivos freáticos y freatomagmáticos de baja magnitud: 1750, 1759, 1867, 1937, 1944, 1960, 1961, 1992,

1993, 1994 y 1995, dos eventos freatomagmáticos a magmáticos en 2000, y el más reciente ciclo comenzado en 2012 (Caselli *et al.*, 2016b).

Los registros más antiguos datan de 1750 y 1759, y describen una secuencia de explosiones que culminaron en una erupción (Havestadt, 1883), lo que no está respaldado por ninguna descripción sedimentológica. En 1867 y 1876 probablemente ocurrieron erupciones, pero no se conocen características de ello (Petit-Breuilh, 1996). Al menos desde 1937 se conoce la presencia de un lago cratérico de características termales, pero sus cambios de temperatura no se informaron hasta 1960. Una pequeña erupción ocurrió en 1944 (Siebert y Simkin, 2008), afirmado por testigos locales. En diciembre de 1960 sucedieron una serie de erupciones freáticas y duraron hasta 1961. Las evidencias obtenidas permitieron identificar la presencia de una pluma de gas y de actividad volcánica en las inmediaciones del cráter del volcán (Petit-Breuilh, 1996; Siebert y Simkin, 2008).

La erupción de 1992 se caracterizó por una serie de erupciones freáticas y freatomagmáticas que comenzaron el 31 de julio (Delpino y Bermúdez, 1993). Según estos autores, se reconocen tres etapas. La primera produjo una pluma blanca de vapor y gases volcánicos de 300 m, y varias explosiones desde el cráter activo, acompañadas de la eyección de material piroclástico. La segunda fase generó una columna eruptiva de 1,4 km de alto y produjo la caída de cenizas en la localidad de Caviahue. Seis días después, la tercera fase empezó con una nueva explosión que dio lugar a una pluma en forma de hongo, de 700 m de altura. Esta nueva columna eruptiva esparció tefras hasta 20 km del cráter, cubriendo el paisaje con material piroclástico y desencadenando lahares de hasta 4 km de longitud (Delpino y Bermúdez, 1993).

Las erupciones de 1994 y 1995 estuvieron caracterizadas por la emisión de restos de rocas alteradas, polvo silíceo, azufre piroclástico y fragmentos juveniles (Varekamp *et al.*, 2001).

En julio del 2000 comenzó una nueva erupción de mayor duración y magnitud, caracterizada por erupciones freáticas y freatomagmáticas seguidas de actividad típicamente estromboliana y una consecuente desaparición total de la laguna cratérica, representando un cambio importante en el estilo eruptivo observado históricamente (Naranjo y Polanco, 2004). Durante los primeros días las explosiones freáticas y freatomagmáticas generaron columnas eruptivas de hasta 2000 m de altura sobre el cráter, que se dispersaron hasta 100 km al E y al SE, afectando la localidad de Caviahue con espesores de tefra de 3-5 cm. En los días siguientes la erupción tomó un estilo típicamente estromboliano con emisión de material incandescente, columnas eruptivas de entre 200 m y 3000 m que se dispersaron un máximo de 200-250 km principalmente al NE, E y SE, y con emisión de nubes de gases que se desplazaron unos 10 km por el valle del río Agrio. Durante los meses de agosto y septiembre la actividad explosiva continuó con columnas de 1500 m de altura sobre el cráter y la presencia de resplandor en el interior del cráter. A principios del mes de

octubre la magnitud eruptiva había descendido considerablemente, con el establecimiento de una intensa actividad fumarólica con emisión de nubes blancas principalmente de vapor de agua, y la restitución de la laguna cratérica (Naranjo y Polanco, 2004)

Durante el año 2004 se produjo un fenómeno de anomalía térmica en el volcán, caracterizado por un marcado descenso de la temperatura de la laguna cratérica, llegando a congelarse el 80% de su superficie (Agusto *et al.*, 2012). Posteriormente, durante el periodo 2004-2007, el volcán presentó una intensa desgasificación con la consecuente deformación subsidente del aparato volcánico de aproximadamente 2 cm/año (Vélez *et al.*, 2014). Luego del terremoto del Maule (Mw 8,8), ocurrido en febrero del año 2010 en Chile, a poco más de 250 km al NO de la zona de estudio, el volcán Copahue comenzó a mostrar un incremento significativo en la actividad sísmica (Forte *et al.*, 2012), siendo así que a fines del año 2011, se observó un aumento en las emisiones de gas y vapor desde la superficie del lago cratérico (Tassi *et al.*, 2016), el paulatino descenso del nivel de agua y un incremento de la temperatura del mismo, de 30 a 60°C (Caselli *et al.*, 2016a).

El 17 julio del 2012, se observó un evento extraordinario, semejante a una manifestación freática de pequeña escala: explosiones arrojaron agua, gas y lodo del fondo del lago cratérico, que se elevaron a más de 10 m de altura (Caselli *et al.*, 2013). Estas manifestaciones continuaron por dos días hasta que, en medio de una tormenta, ocurrió una erupción de carácter hidromagmático (freatomagmático-surtseyano) (Daga *et al.*, 2017) con emisión de material piroclástico. La misma generó una pluma pequeña que se dirigió en dirección E-SE, y cuya longitud fue de 18 km aproximadamente (Fig. 5). Según Caselli *et al.* (2013), la actividad fumarólica y las masas de lodo burbujeantes en forma cíclica en el lago del cráter, continuaron desde julio hasta diciembre de 2012, cuando una nueva erupción inició.

El día 22 de diciembre del 2012 se produjo el evento principal del ciclo, caracterizado por una fuerte erupción que arrojó un volumen total de material de 0,005 km³ (Petrinovic *et al.*, 2014). La fase inicial se caracterizó por la emisión de una columna de vapor color blanca, que alcanzó aproximadamente 800 m de altura sobre el cráter, recostada hacia el SE por efecto del viento. Las primeras columnas fueron producto de la manifestación freática con la que inicia el proceso eruptivo, ocasionando la violenta evaporación del lago cratérico y el sistema hidrotermal somero del edificio volcánico. Unas horas después, se comenzó a observar una columna de color gris oscuro, de entre 2000-3000 m de altura acompañada de la eyección de material incandescente con trayectoria balística y una importante emisión de SO₂. Este fue el inicio de un proceso de interacción agua – magma correspondiente a una etapa o fase freatomagmática. Luego de unas 6 horas de erupción comenzó a observarse una importante incandescencia en la columna eruptiva debido a la combustión de gases emitidos junto al material piroclástico, probablemente en ausencia

de agua, indicando la transición hacia un estilo puramente magmático de tipo estromboliano (Caselli *et al.*, 2016a).

Después de varios pequeños eventos con emisiones de cenizas que ocurrieron en los años 2013 y 2014, en noviembre de 2014 dos explosiones fueron observadas con la elevación de una columna de cenizas de más de 3000 m de altura. Varias horas después, ocurre una nueva erupción de características hidromagmáticas-magmáticas. Este evento tuvo muy corta duración, culminando la emisión de cenizas en pocas horas.

Estas erupciones, resultan como eventos iniciales de un nuevo ciclo eruptivo del volcán Copahue que continúa hasta el momento con emisiones gaseosas variables, frecuente emisión piroclástica, fluctuaciones en el nivel del lago cratérico, entre otras. Luego de estudios realizados, se describe al mecanismo eruptivo como un proceso hidromagmático (en lugar de freático o hidrotermal), en el cual una columna de magma en ascenso interactúa con el sistema hidrotermal superficial del volcán (Daga *et al.*, 2017).

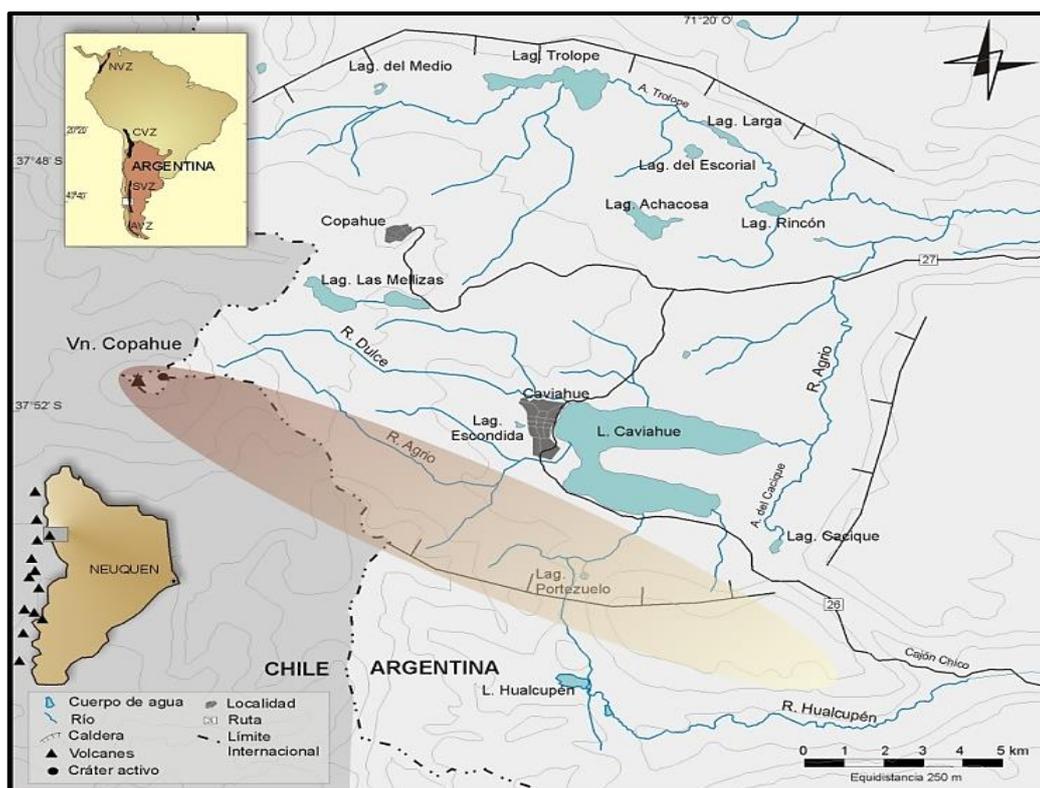


Figura 5. Reconstrucción de la dirección de dispersión del evento del 19 de julio de 2012 (área sombreada). Tomado de Daga *et al.* (2017).

2.5. Ambientes lacustres

Durante el transcurso del Pleistoceno, el CVCC se vio afectado por una glaciación que reemplazó el ciclo fluvial previo por un englazamiento de tipo alpino. González Díaz (2003) propone una única glaciación caracterizada por un centro de alimentación hacia ambas vertientes en el volcán

Copahue y la generación de una gran calota de hielo de entre 500 y 800 m de espesor en el interior de la caldera y sus consecuentes artesas, las cuales alcanzaron longitudes máximas de 10-12 km. Luego de alcanzar un máximo en tiempos aún no precisados, entró en un período de declinación, el que a criterio de Groeber (1925), fue muy rápido y continuo. González Díaz (2003) también marca un desarrollo local y limitado del englazamiento, describiéndolo exclusivamente en el área interior de la caldera, el cual no habría generado grandes modificaciones en el relieve previo, sólo llevando a cabo un rol importante en la formación de gran parte de lagos y lagunas allí ubicadas (Forte y Caselli, 2014).

El principal cuerpo de agua de la zona es el lago Caviahue (Fig. 5). Éste se ubica a 1600 m s.n.m., ocupa una superficie de 9,22 km² y tiene forma de herradura con dos brazos: brazo norte y brazo sur. Recibe dos afluentes principales, el río Dulce y el río Agrio Superior, y otros menores, entre ellos el arroyo proveniente del lago Portezuelo. El río Agrio nace en la vertiente E del volcán Copahue, tiene un pH de 0,02, y es quien le da la característica de lago ácido natural (pH 2-3). Posee un único efluente, el río Agrio Inferior, desde el brazo norte. Si bien debe su génesis a la exaración glaciaria, su localización estaría determinada por el graben Caviahue (Varekamp, 2008; Pedrozo *et al.*, 2010).

Otros ambientes lacustres de menores dimensiones se encuentran en la zona (Fig. 5). Las lagunas Las Mellizas tienen un análogo origen glaciario, también favorecido por su ubicación cercana a la falla de Trapa-Trapa. La laguna Achacosa y aquellas menores del tramo superior del valle de Trolope son consecuencia de la abrasión glaciaria, mientras que las lagunas Trolope y Larga son consecuencia del endicamiento del arroyo Trolope debido a un deslizamiento. En tanto, aquella del Escorial ocupa un cráter marginado por lava (se postula que en un posterior colapso de la lava se generó esta depresión) y la laguna del Rincón resultaría de una fase local de un flujo del tipo compresivo, generado por la prominencia del sustrato que obstaculizó el normal desplazamiento del glaciar en el valle del Trolope (González Díaz, 2003).

Lago Portezuelo

El lago Portezuelo se ubica en el borde sur de la Caldera del Agrio, a 1735 m s.n.m. y a 13,5 km hacia el SE del volcán Copahue. Es un cuerpo de agua dulce de dimensiones reducidas (~0.02 km²), con una profundidad máxima de 6,5 m y una cuenca de 1,4 km². Es ligeramente elongada en sentido N-S, con aproximadamente 202 m, y 148 m de ancho en sentido O-E. Posee aportes de agua en su costa SE por cursos tributarios intermitentes y desagua por su extremo NE en el lago Caviahue mediante un curso de agua, por lo que forma parte de la cuenca de dicho lago (Fig. 6).



Figura 6. Lago Portezuelo.

El flanco SE forma parte del borde de la caldera del Agrio, está conformado principalmente por brechas y lavas de la Fm. Hualcupén y forman la zona de mayor pendiente del área, con un desnivel máximo de 423 m, en tanto que el flanco SO posee un desnivel máximo de 100 m y está ocupado por lavas basálticas/andesíticas de la Fm. Las Mellizas. El lago Portezuelo en sí ocupa una depresión considerada de acción glaciaria ya que se encuentra sobre depósitos glaciales y glacialacustres del Pleistoceno (Fig. 7). Estos últimos depósitos comprenden principalmente tilloides, depósitos de bloques, gravas, arena, *drifts* glacialacustres y glaciales, y bloques erráticos en cumbres altas (Rovere *et al.*, 2004).

La zona de estudio presenta un clima frío húmedo típico de montaña, con precipitaciones anuales mayores a los 2000 mm, producidas principalmente en forma de nieve entre los meses de abril y octubre, y con temperaturas medias anuales de 7°C, grandes amplitudes térmicas en verano (de hasta 25°C), y temperaturas de hasta -14°C en invierno (AICRNLN, 2007). La mayor frecuencia e intensidad de vientos corresponde a los provenientes del oeste, con velocidades máximas superiores a los 100 km/hora (Martín *et al.*, 1988). Estas condiciones climáticas, sumadas a las características del relieve, llevan a un predominio de ambientes de estepas dominadas por coirones (*Festuca*). Por encima de los 2.000 m la cobertura vegetal disminuye drásticamente hasta desaparecer totalmente por encima de los 2.400 m. En este rango también se desarrollan mallines de altura asociados a las nacientes hídricas, los cuales cumplen un rol importante en la regulación del sistema hídrico (Báez, 2015).

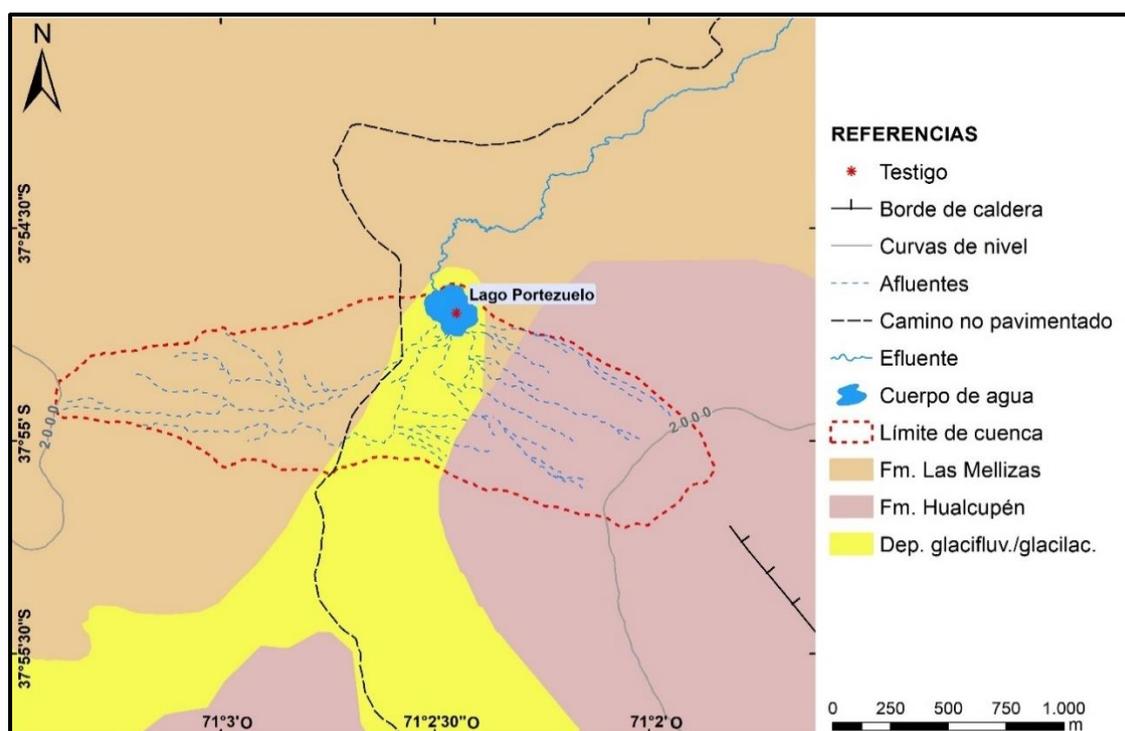


Figura 7. Mapa geológico del área de estudio, mostrando también el límite de cuenca, tributarios, efluentes y el punto de extracción del testigo en estudio. Elaboración propia a partir de la carta geológica 3772-IV, Rovere *et al.* (2004).

A partir de proyectos previos y con fines de estudio de su columna sedimentaria, se extrajo en el año 2014 un testigo (punto de extracción $37^{\circ}54.717'S - 71^{\circ}02.447'O$) de 63 cm de longitud a 4,3 m de profundidad, en una zona de fondo relativamente plano (Fig. 7). Luego de la apertura del testigo se realizó el fechado de la secuencia sedimentaria mediante las técnicas isotópicas ^{210}Pb y ^{137}Cs (Villa *et al.*, 2016). Estas técnicas son las más utilizadas para establecer un marco geocronológico en los sedimentos lacustres y costeros recientes (~ 100 años), ya que estos radioisótopos poseen una vida media muy corta (^{210}Pb : 22,3 años; ^{137}Cs : 30,07 años).

Datación con ^{210}Pb . El isótopo ^{210}Pb es producto del decaimiento del gas noble ^{222}Rn (generado en la cadena de decaimiento de la serie de ^{238}U), el cual se difunde en la atmósfera y posteriormente se desintegra a través de varios productos hasta darle origen al ^{210}Pb . Este ^{210}Pb atmosférico retorna a la superficie durante precipitaciones o deposición seca, teniendo un tiempo de residencia en la atmósfera de unos 5 a 10 días. Es así que el ^{210}Pb alojado en el sedimento proviene de dos fuentes: 1) del equilibrio del ^{226}Ra , denominado ^{210}Pb *supported*, cuya actividad está controlada por la mineralogía del sustrato y se considera constante en la columna sedimentaria, y 2) el que ha sido generado en la atmósfera e incorporado rápidamente a los sedimentos, denominado ^{210}Pb atmosférico o *unsupported* (Oldfield y Appleby, 1984). El ^{210}Pb *unsupported* puede ser obtenido a partir de la diferencia entre el ^{210}Pb total y el ^{210}Pb *supported* (evaluado a través de la medición

de ^{226}Ra) y utilizado mediante diferentes modelos para determinar las tasas de sedimentación lacustre. La figura 8A muestra el perfil de actividad específica del total de ^{210}Pb y ^{226}Ra (^{210}Pb *supported*), y la figura 8B la de ^{210}Pb *unsupported*. Aunque existe una tendencia general de disminución de la actividad específica de ^{210}Pb *unsupported* con la profundidad, no existe una tendencia exponencial clara que permita la datación mediante ^{210}Pb . Esto probablemente se deba a las capas de cenizas volcánicas observadas en los niveles superiores del testigo (Villa *et al.*, 2016).

Datación con ^{137}Cs . El ^{137}Cs es un radioisótopo de origen antrópico, resultado de las pruebas de armas y accidentes nucleares, estando presente en el ambiente desde los primeros ensayos nucleares de 1945. Su distribución global ha estado controlada tanto por las inyecciones estratosféricas del isótopo, como por los patrones de circulación atmosférica. La deposición se inició alrededor de 1954 y llegó a un máximo en 1963; el mismo se precipita en forma húmeda y seca sobre la superficie terrestre. La determinación de un punto de fechado en la secuencia mediante este isótopo se basa en medir el perfil de actividad específica ^{137}Cs que es dominado por dos marcadores: el año en que las concentraciones se consideran detectables, 1954, y 1963 la cúspide máxima de su concentración. El perfil de actividad específica de ^{137}Cs en el testigo de lago Portezuelo muestra una tendencia compatible con la lluvia radiactiva en la región (Ribeiro Guevara *et al.*, 2003), con valores bajos en las capas superiores, que aumentan a un máximo de $5,1 \text{ g/cm}^2$ de profundidad y desaparecen debajo de $6,1 \text{ g.cm}^{-2}$ de profundidad (Fig. 8C). Además, determina un punto de fecha en la secuencia sedimentaria, asignando el año 1962 a la profundidad $6,23 \text{ g/cm}^2$ (18 cm). Se obtuvo una estimación de la tasa de sedimentación de $0,307 \text{ cm.a}^{-1}$ ($10 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$), luego de excluir los dos niveles de tefras por encima de los $6,23 \text{ g/cm}^2$ (Villa *et al.*, 2016; Ribeiro Guevara *et al.*, 2019).

3. Metodología

3.1. Trabajo preliminar de gabinete

El trabajo de gabinete consistió en la recopilación de antecedentes de trabajos realizados en el área de estudio y sectores aledaños, y de trabajos que abarquen la temática abordada en este trabajo final. Se reunió la mayor cantidad posible de información acerca de la geología local y regional de la zona, y también sobre los archivos históricos que datan la actividad del volcán Copahue.

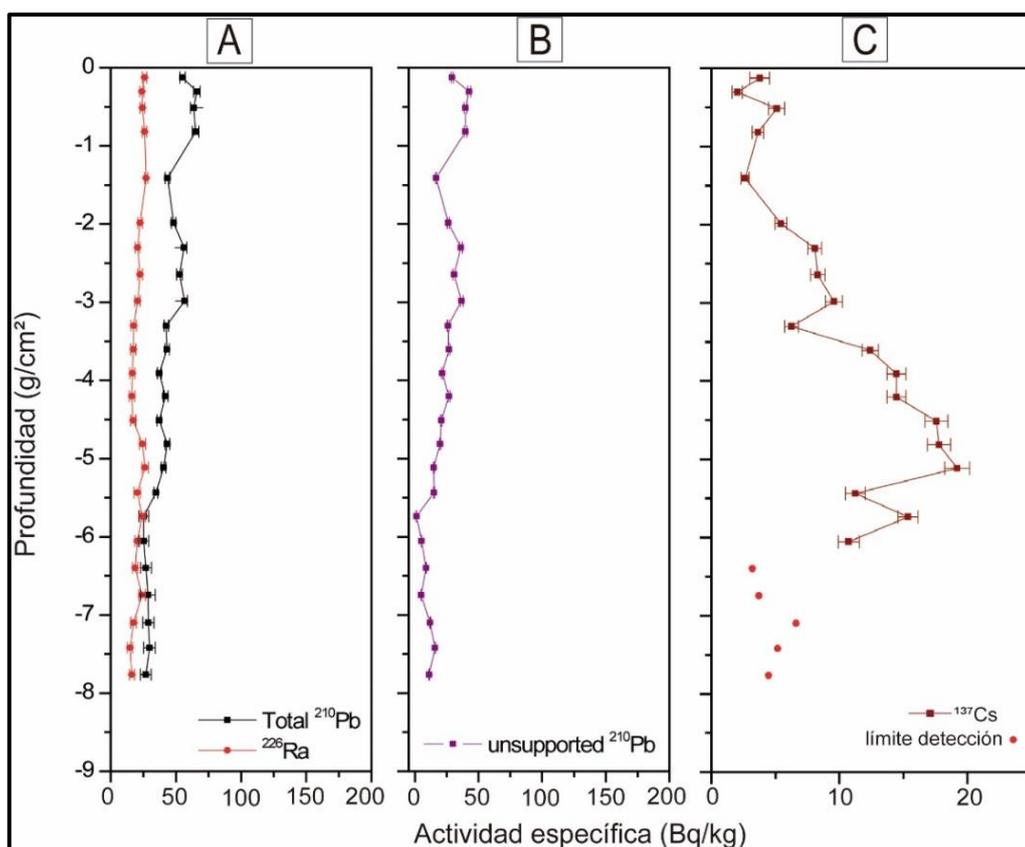


Figura 8. A) Perfil de actividad específica de ^{210}Pb total y ^{226}Ra ; B) Perfil de actividad específica de ^{210}Pb *unsupported*; C) Perfil de actividad específica de ^{137}Cs .

3.2. Trabajo de campo

En la posterior etapa de trabajo de laboratorio se trabajó sobre un testigo de sedimento reciente del lago Portezuelo extraído por la Codirectora del presente trabajo (R. Daga y colaboradores), tras la erupción del Volcán Copahue en 2012 (Fig. 9). La definición del sitio de muestreo se llevó a cabo luego del análisis de la información disponible, tales como cartas geológicas y trabajos de reconocimiento de campo. Se realizó además un análisis batimétrico a través del uso de ecosonda mediante transectas en el cuerpo de agua para seleccionar el punto de muestreo correcto que cumpla con la característica de estar alejado de las costas, sin influencia de los afluentes del lago y que tenga fondo relativamente plano.

3.2.1. Muestreo

El testigo fue extraído mediante un muestreador de gravedad activado con un mensajero, cuyo sistema consiste de un cabezal y un tubo muestreador y posee aletas que le dan estabilidad durante la caída al fondo del lago (Fig. 10A). El mismo es lanzado en posición abierto para luego, mediante la soga que lo sostiene, enviar el mensajero que presiona el botón que cierra el sistema (Fig. 10B y C), atrapando así el sedimento en condiciones de vacío y poder extraer el tubo hacia la superficie

sin perder el material capturado. Antes de que este salga a la superficie, se colocó una tapa en la parte inferior del tubo para evitar la fuga del material sedimentario, a la par de tomar los datos precisos del punto de extracción, entre ellos la fecha, ubicación geográfica, cota (m s.n.m.) y profundidad. El tubo acrílico de 8 cm de diámetro fue dispuesto para su apertura en el campo y así minimizar tanto como fuera posible el movimiento del mismo y la alteración de la secuencia sedimentaria. El tubo fue cortado longitudinalmente por una sierra eléctrica y separado en dos mitades por una placa de cobre (Fig. 10D), realizando una descripción preliminar de la secuencia.



Figura 9. Obtención de testigo en el lago Portezuelo.

Dado que, en el corto tiempo, por la pérdida de humedad se pierden algunos rasgos del sedimento, se efectuó un registro fotográfico inmediato a la apertura del tubo. El testigo fue submuestreado cada 1 cm (Fig. 10E) para su posterior análisis en laboratorio, y se secó mediante liofilización. Una vez seco el material, se realizó el fechado de la secuencia sedimentaria mediante las técnicas isotópicas ^{210}Pb y ^{137}Cs (Ribeiro Guevara y Arribére, 2002; Villa *et al.*, 2016). El contenido de materia orgánica en el perfil se estimó a partir de la medición de pérdida de masa por calcinación ($\text{LOI}_{550^\circ\text{C}}$) (Villa *et al.*, 2016). Las muestras fueron dispuestas con su nomenclatura correspondiente en recipientes individuales para su posterior análisis a detalle.



Figura 10. A) y B) muestreador de gravedad y sus partes; C) muestreador de gravedad con tubo acrílico listo para sumergir; D) procedimiento de apertura del testigo; E) submuestreo del testigo cada 1 cm.

3.3. Trabajo de laboratorio

3.3.1. Criterio de selección de muestras

Del testigo de 63 cm de longitud extraído se seleccionaron once (11) muestras evitando los niveles de tefras y microtefras identificadas previamente (Villa *et al.*, 2016) (Fig. 11), y según cambios de color, textura y granulometría. Para este trabajo, se usaron 2 gramos de cada una de las muestras.

3.3.2. Descripción de muestras de mano (lupa binocular)

Como primera instancia, se analizaron cada una de las muestras bajo lupa binocular de manera generalizada: se dispuso una pequeña porción de material seco sobre un vidrio reloj y se definieron las principales características tales como color (*Munsell Rock Color Chart* edición 2009), tamaño de grano, textura, formas, relación entre partículas, componentes presentes y sus abundancias; se fotografió el material descripto. La lupa binocular utilizada es marca *OLYMPUS modelo SZ-11* (CIMAR, Dpto. Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, U.N. del Comahue).

3.3.3. Análisis granulométrico

Este análisis hace referencia a la distribución del tamaño de las partículas de un sedimento o sedimentita disgregable. Dicho análisis se determina a través del paso de una muestra representativa de sedimento por una serie de tamices, cuyas aberturas se ordenan de mayor a menor, entendiéndose por tamiz una malla de abertura cuadrada debidamente estandarizado, de acuerdo a las especificaciones ASTM. En el presente trabajo las muestras fueron previamente observadas en lupa binocular lo que permitió definir que se encuentran en un rango de tamaño de grano fino; el método indicado para conocer la distribución granulométrica es por pipeteo o

sedígrafo. En función de la escasa cantidad de material disponible se optó por analizar por tamizado vía húmeda de tres fracciones, siguiendo el criterio granulométrico de Udden-Wentworth: arena muy fina ($125-63\mu\text{m}$) – limo grueso ($63-31\mu\text{m}$) – limo medio/fino/muy fino/arcilla ($31-<3.9\mu\text{m}$).

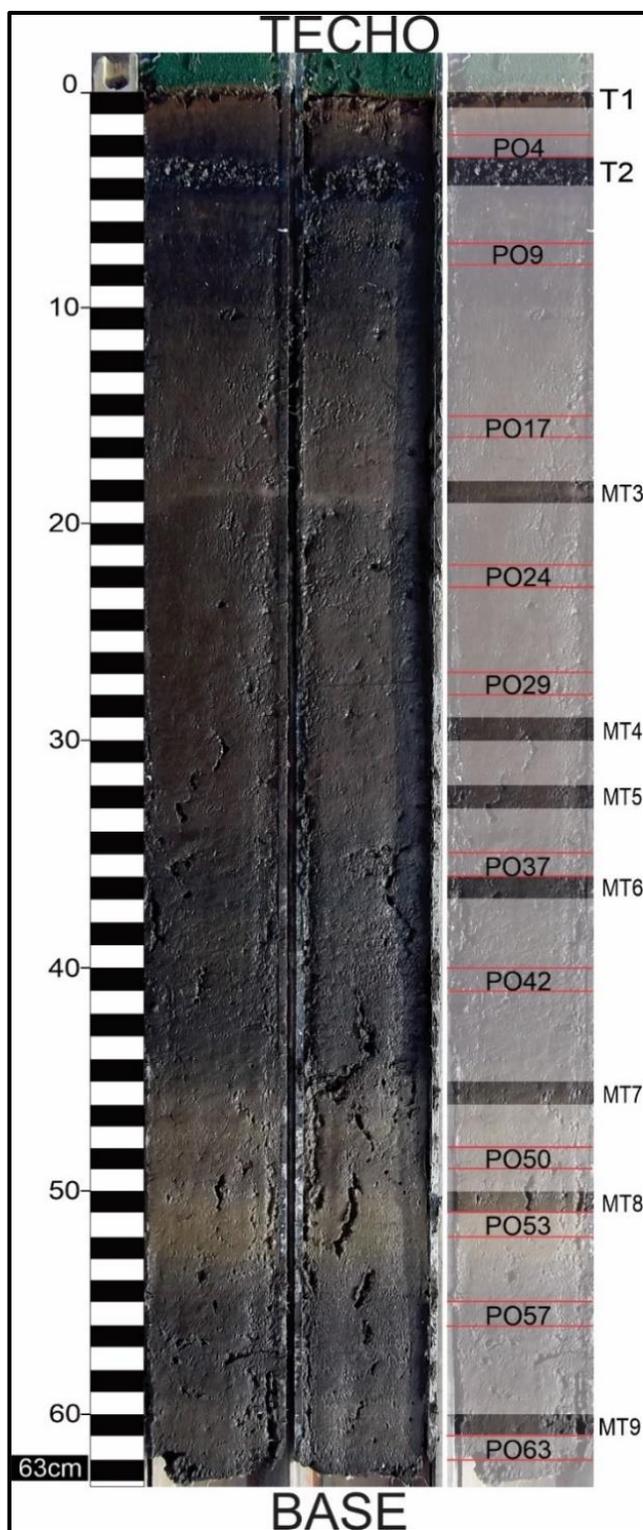


Figura 11. Testigo del lago Portezuelo, con los niveles muestreados (PO, este trabajo) y los niveles de tefras (T) y microtefras (MT) previamente identificados (Villa *et al.* 2016).

Procedimiento:

- Se pesaron 0,252 g de muestra en una balanza de precisión de ± 0.01 g.
- Previo al tamizado, se realizó la extracción de materia orgánica para que ésta no perturbe la distribución de tamaño de partículas. Para esto, se puso en contacto cada muestra con una solución de hipoclorito de sodio/agua destilada (2:1) (aproximadamente 20 mL de preparado por muestra) durante 24 h en agitador plano orbital (*DB 875*). Posteriormente se procedió al lavado por centrifugación (*Centrífuga Luguimac LC 25D*) hasta lograr un sobrenadante sin material en suspensión.
 - Se realizó luego el tamizado por vía húmeda utilizando la secuencia de tamices (ASTM) #230 (63 μ m), #325 (45 μ m; el más cercano a 31 μ m) y fondo (<45 μ m).
 - El retenido en cada tamiz y el pasante del fondo se colocaron en vasos de precipitado previamente tarados y se llevaron a estufa hasta peso constante.
 - Se pesaron en balanza de precisión de $\pm 0,001$ g para posterior cálculo de porcentajes de cada fracción. Los valores obtenidos fueron expresados en porcentajes y representados en diagrama de barras.

Equipamiento utilizado perteneciente al CIMAR, Dpto. Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, U.N. del Comahue.

3.3.4. Análisis mineralógico**3.3.4.1. Difracción de rayos X**

La difracción de rayos X (DRX) es un fenómeno que se produce como resultado de la interacción de un haz de RX sobre un material sólido que tenga una estructura atómica ordenada. En ese material, los átomos se encuentran agrupados de forma periódica y ordenada, y al recibir esta radiación en determinado ángulo, los rayos son dispersados en todas direcciones, produciendo fenómenos de interferencia, tanto constructiva como destructiva. La mayor parte de las dispersiones son del tipo destructivo, cancelándose entre sí, pero en determinadas ocasiones, debido a la periodicidad de los átomos, puede ocurrir que las ondas dispersadas se encuentren en fase y se refuercen, dando origen al fenómeno de difracción. Esto se cumple cuando los rayos X difractados por planos paralelos internos del cristal, separados por una distancia “d”, presentan una diferencia de camino recorrido igual a un entero de la longitud de onda del haz incidente. Esto último se traduce matemáticamente como la ley de Bragg, la cual permite obtener para cada mineral los valores de sus espaciados interplanares “d”. Cada mineral está caracterizado por una serie de valores de “d”, expresados en Å los cuales se encuentran en bases de datos de libre acceso (Melgarejo *et al.*, 2010 y referencias allí citadas).

Para la determinación de la composición mineralógica sobre muestra total se utilizó la técnica de DRX. Se siguieron procedimientos de rutina según Moore y Reynolds (1997). Procedimiento:

- Muestra total en polvo orientada al azar: se tomó una porción de muestra molida, pasante #200, que se montó en porta muestras de aluminio. Los difractogramas se pasaron desde los $5^\circ 2\theta$ hasta los $60^\circ 2\theta$ a una velocidad angular de $3^\circ/\text{minuto}$. En estos difractogramas se leyeron las reflexiones $(00l)$ y (hkl) características de las fases minerales.
- La identificación mineralógica se efectuó a través de la interpretación de difractogramas obtenidos, utilizando el software *MDI Jade* perteneciente a CIMAR-CONICET.
- La semicuantificación sobre muestra total se realizó utilizando el método de Cook *et al.*, 1975 para las especies minerales y el método de Bertrand y Fagel (2008) para el material amorfo, los cuales asignan factores de corrección para las diferentes fases identificadas.

Equipo utilizado para la fracción total: *PANalytical X-ray diffractometer Empyrean*, perteneciente al Departamento de Caracterización de Materiales, Centro Atómico Bariloche.

3.3.4.2. *Microscopia óptica*

Se observaron y describieron todas las características ópticas de los componentes en cada una de las muestras, definiendo principalmente color, hábito, formas, relieve, inclusiones, zonaciones, birrefringencia y extinción. Procedimiento:

- Se confeccionaron dos montajes, muestra total y fracción arena muy fina (#230; $>63\mu\text{m}$) para análisis petrográfico y conteo de fases presentes. Se cuarteó una pequeña porción de cada muestra y se tomó parte representativa de la misma para colocarla sobre bálsamo canadiense (marca *Mollinckrodt*) como adhesivo, en el vidrio portaobjeto. Se la terminó cubriendo con un vidrio cubreobjetos, dejándola secar a temperatura ambiente (Pérez Mateos, 1965; Parfenoff *et al.*, 1970).
- Se describieron cada uno de los componentes de la muestra según las propiedades ópticas ya mencionadas.
- Muestra total: para el conteo de partículas se seleccionaron dos cuadrantes opuestos. Se contaron 100 granos en cada muestra, 50 por cuadrante, bajo el objetivo 40X, discriminando partículas en cristalinos y amorfos, estos últimos divididos en amorfos orgánicos y amorfos inorgánicos.
- Los amorfos orgánicos se definieron como diatomeas, y fueron contadas en su mayoría por individuos cuando se encontraban completos, y según el estado de fragmentación, recurriendo a un método de conteo. Este método de conteo es el expuesto por Crosta y Koç (2007). La figura 12 orienta sobre la aplicación de este método.

- Los amorfos inorgánicos se definieron siguiendo el criterio de isotropía óptica en microscopio petrográfico.
- Muestra >63µm: se realizó un conteo de 100 unidades en cuadrantes opuestos bajo objetivo 40X, determinando para cada uno de los minerales, propiedades como: color, hábito, forma, clivaje, maclas y ángulo de extinción.
- Para el tratamiento de los datos fueron utilizadas planillas de Excel y gráficos de barra y/o combinados para facilitar la lectura e interpretación de los mismos.

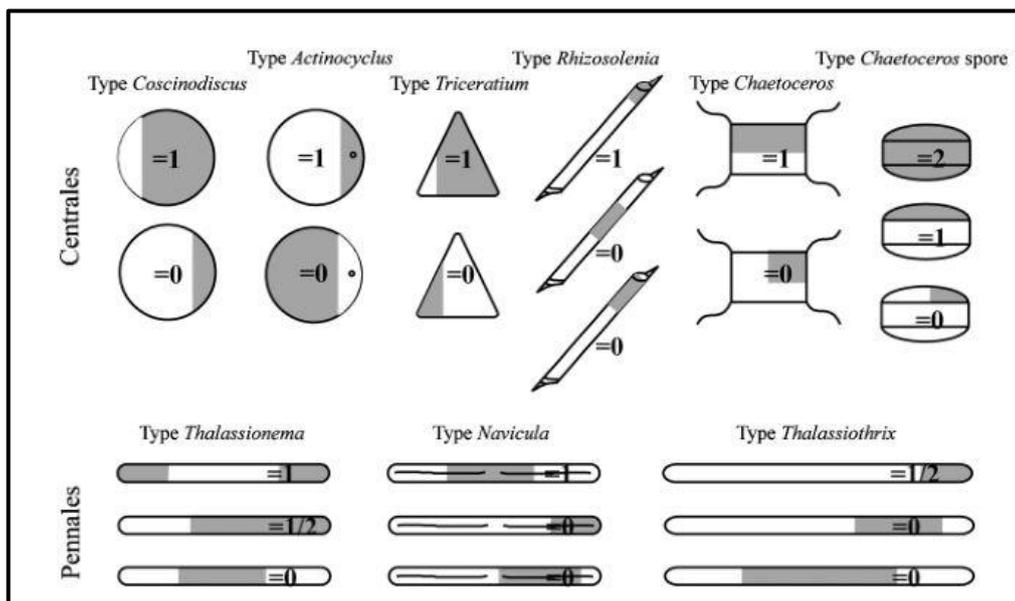


Figura 12. Método de conteo para los principales grupos de diatomeas (Crosta y Koç, 2007).

3.3.5. Análisis geoquímico

El análisis geoquímico se realizó mediante Análisis por Activación Neutrónica Instrumental (AANI). El AANI es una técnica analítica multielemental muy sensitiva capaz de dar información cualitativa y cuantitativa sobre la composición elemental, mayoritaria, minoritaria y de trazas, de muchos tipos de muestras. Esta técnica se basa en la medición de la radiación liberada por el decaimiento de los núcleos radiactivos formados al irradiar los materiales con neutrones: la radiación emitida por los elementos que se vuelven radiactivos (radioisótopos) proporciona una especie de huella digital del mismo, lo que permite identificar al elemento original. La cantidad de radiación con una energía determinada, está relacionada con la cantidad de elemento presente en la muestra. La fuente más adecuada de neutrones para una aplicación de este tipo suele ser un reactor de investigación. Este método utiliza poca cantidad de material y es no destructivo, por lo que la muestra se mantiene inalterada (Muecke, 1980).

Procedimiento:

- Se colocaron 100 mg de sedimento de cada muestra en recipientes separados de nylon limpios para evitar la contaminación de los mismos con material foráneo, tomando una forma final de disco de ≤ 1 mm de espesor y 1 cm de diámetro.
- Se efectuaron dos irradiaciones por cada muestra, una corta de unos minutos y una larga de entre 10-12 horas. Se tomaron tres espectros (4, 12, 48 h de medición) luego de diferentes tiempos de decaimiento (7 y 20 días, 4 meses).
- Las mediciones de los espectros gamma fueron realizadas mediante un detector HPGe y un analizador multicanal. Para la medición del último espectro las muestras fueron trasvasadas a recipientes no irradiados.
- Se obtuvieron los elementos mayoritarios Al, Ca, Fe, Mg, Mn, Na, K, y Ti, los elementos de tierras raras La, Ce, Dy, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, y otros elementos trazas como Sb, As, Ba, Br, Cs, Zn, Co, Cr, Hf, Sc, Sr, Rb, Ta, Th, U, V, y Zr.
- Para el tratamiento de los datos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas se utilizaron tablas de Excel.
- Se realizaron diagramas multielemento normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995), a NASC (Gromet *et al.*, 1984) y a las rocas de las formaciones involucradas, utilizando la plataforma Excel para los cálculos.

Las mediciones se realizaron en el Reactor de Investigación RA-6, propiedad de la CNEA, Centro Atómico Bariloche.

3.3.6. Otros parámetros físicos y geoquímicos

Para el análisis de diversos indicadores se utilizaron otros parámetros obtenidos previamente. Como parámetro físico del sedimento se consideró la densidad aparente del material, obtenida a partir de peso del material seco y el volumen ocupado por la submuestra (Villa *et al.*, 2016). Como parámetro geoquímico orgánico se utilizó la estimación de materia orgánica a partir de la técnica de pérdida por calcinación (*loss on ignition*, LOI_{550°C}) (Smol, 2008), en aproximadamente 0.5 g de muestra a 550°C durante 4 h (Heiri *et al.*, 2001), la cual se efectuó a lo largo de toda la secuencia (Villa *et al.*, 2016; Ribeiro Guevara *et al.*, 2019).

3.4. Trabajo final de gabinete

3.4.1. Integración de parámetros y comparación bibliográfica.

Como última instancia se analizó toda la información obtenida para lograr la interpretación y discusión de los datos utilizando también la comparación bibliográfica recopilada anteriormente.

3.4.2. Comparación con parámetros climáticos

Para fundamentar lo observado a lo largo del testigo del lago en relación a parámetros climáticos que pueden haber ocurrido en el pasado, se necesitan series de información climática. Al no contar con registros instrumentales extensos en el tiempo en la zona de estudio, se usó el registro disponible de la Unidad de Investigación del Clima (*Climate Research Unit*, CRU, University of East Anglia, Inglaterra). El CRU TS (*Climate Research Unit gridded Time Series*) es una base de datos ampliamente usada con una resolución espacial de 0,5° de latitud por 0,5° de longitud sobre todo el dominio terrestre del planeta (excepto Antártida). Dichos datos se derivan de la interpolación de anomalías climáticas mensuales de extensas redes de observaciones de estaciones meteorológicas, abarcando el período 1901-2018 (Harris *et al.*, 2020). La información es de acceso libre y para este trabajo se utilizó la versión CRU TS 4.01, utilizando Google Earth como interfase (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>). Se consideró la celda que incluye al lago Portezuelo (datos de cuadrícula CRU TS 4.04 para 37.75°S, 71.25°O), utilizando valores de temperatura y precipitación. A partir de datos mensuales disponibles se obtuvieron datos de temperatura media anual y precipitaciones anuales para el período 1901-2018 y se confeccionaron gráficos en Excel.

4. Resultados

4.1. Descripción del testigo

Para el trabajo de laboratorio, como se ha mencionado, se trabajó sobre un testigo de sedimento reciente del lago Portezuelo. Este testigo fue previamente analizado por Villa *et al.* (2016) para la identificación de registros de la actividad volcánica del volcán Copahue y así poder reconstruir el historial de erupciones del mismo; se encontraron dos niveles de tefras macroscópicas (T1, T2) y siete niveles de microtefras (MT3, MT4, MT5, MT6, MT7, MT8, MT9), cada uno de ellos descritos según la profundidad (Fig. 13). Estos niveles se hallan compuestos por trizas vítreas, cristales y líticos volcánicos en el caso de las primeras mencionadas, y mayor abundancia de trizas vítreas en el sedimento en el segundo caso.

Sobre las once muestras tomadas y siguiendo el criterio propuesto en la metodología (cambios de coloración, textura y granulometría), se establecieron tres zonas en el testigo: inferior, media y superior. La Zona Inferior (63-55 cm de profundidad) está representada por las muestras PO63 y PO57, presenta un color castaño pálido y un tamaño de grano limo-arcilla; en la Zona Media (55-45 cm de profundidad) se analizaron las muestras PO53 y PO50, con un color castaño claro a gris claro; y la Zona Superior (45-0 cm de profundidad) representada por las muestras PO42, PO37,

PO29, PO24, PO17, PO9 y PO4, con colores desde el castaño claro a oscuro y tamaño de grano limo-arcilla.

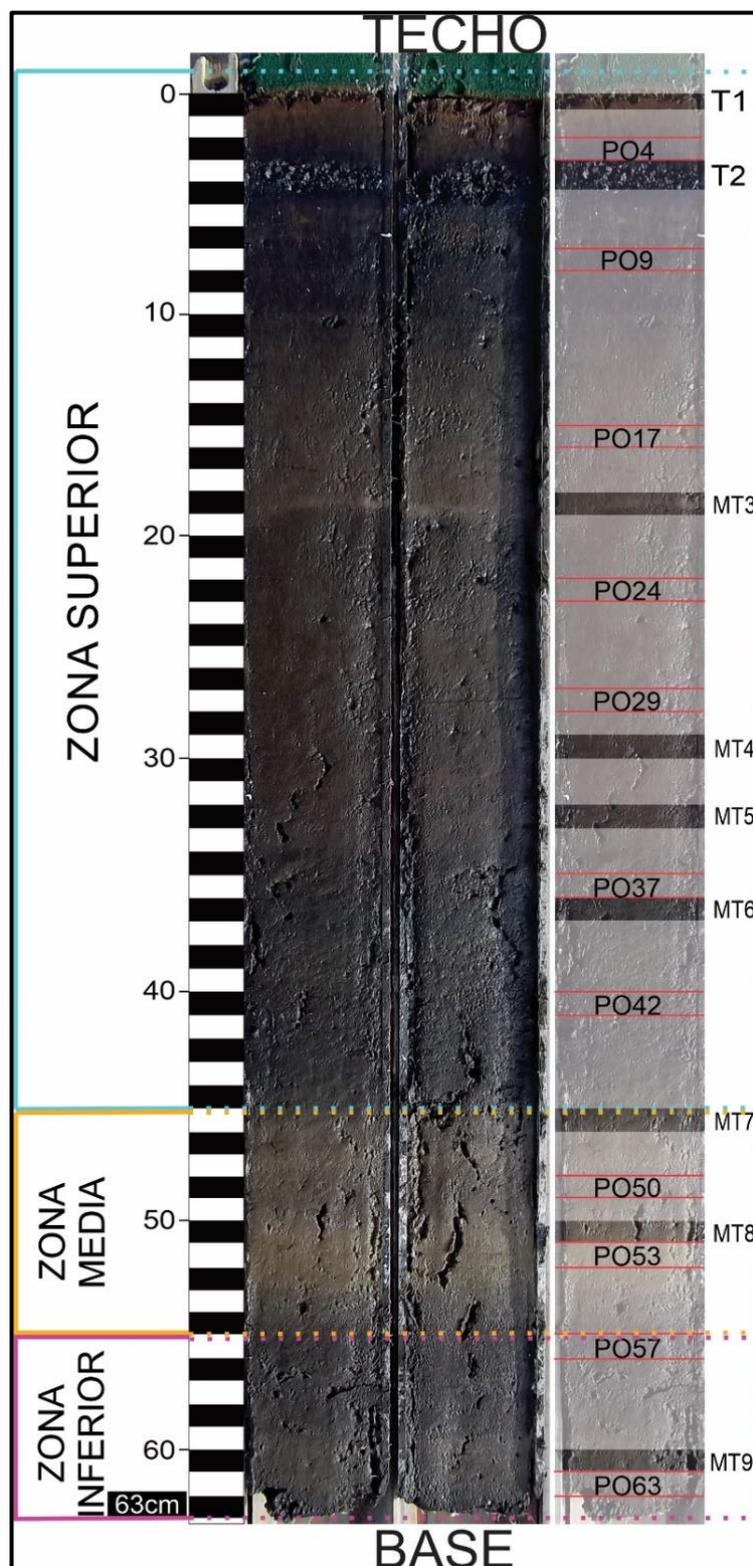


Figura 13. Testigo muestreado de lago Portezuelo. Se observan los niveles correspondientes a las muestras utilizadas en este trabajo (PO), y se detalla la posición de los niveles de tefras (T) y microftefrs (MT) identificados por Villa *et al.* (2016).

Las descripciones que se presentan a continuación corresponden a los componentes de cada muestra y están en orden relativo decreciente de abundancia.

Zona Inferior (63-55 cm):

- *PO63 (62-61 cm de profundidad)*: el material presenta coloración castaña pálida (10YR 6/2), de aspecto masivo, equigranular, de tamaño arcilla-limo, que forma ocasionales agregados muy friables, y está compuesto por: fragmentos escoriáceos de color negro a gris oscuro, brillo semimetálico iridiscente, bordes subangulares a subredondeados, con vesículas y amígdalas rellenas de un material de color blanco y aspecto arcilloso; además se observaron diatomeas, del tipo ovoide/semielíptico y alargadas; fragmentos de color anaranjado claro a ocre, de aspecto limoso, subcuantes, de bordes subredondeados a redondeados, brillo mate, fácilmente disgregables; fragmentos de vidrio volcánico de color marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura concoidea típica y vesicularidad nula; trizas de vidrio volcánico de color pardo e incoloras, brillo vítreo, muy frágiles, de formas cuspidas y bordes subredondeados, con vesículas subsféricas en algunas ocasiones; fragmentos líticos de colores gris/gris-azulado a rosado claro, de bordes redondeados, superficie de aspecto pulido, brillo mate; material orgánico como restos vegetales. La mayoría de estos componentes se encuentran cubiertos por un material de color castaño pálido de tamaño de grano limo/arcilla, y es el más abundante (Fig. 14A).
- *PO57 (56-55 cm de profundidad)*: esta muestra presenta una coloración castaña pálida (10YR 6/2), es equigranular, de aspecto masivo a granular, tamaño de grano limo-arcilla, y está compuesta en orden decreciente por: fragmentos escoriáceos de color negro, brillo semimetálico iridiscente, bordes subangulares a subredondeados, con vesículas y amígdalas rellenas de un material de color blanco y aspecto arcilloso; fragmentos de color anaranjado a ocre, brillo vítreo tenue, bordes subredondeados y fácilmente disgregables; diatomeas del tipo ovoide/semielíptico y alargadas; trizas de vidrio volcánico incoloras y de color pardo, formas cuspidas y alargadas, de bordes subredondeados, sin inclusiones; fragmentos líticos de color blanco, de bordes subredondeados a redondeados, aspecto arcilloso, similares al material presente en las amígdalas de los fragmentos escoriáceos antes mencionados; material orgánico como restos vegetales. Todos estos componentes se encuentran recubiertos total o parcialmente por un material de color castaño pálido de granulometría limo/arcilla, que es el más abundante (Fig. 14B).



Figura 14. Material correspondiente a la Zona Inferior: **A)** PO63 y **B)** PO57.

Zona Media (55-45 cm):

- *PO53 (52-51 cm de profundidad)*: el material tiene un color homogéneo gris oliva (5Y 6/2), es de tamaño de grano limo-arcilla, de aspecto masivo, forma agregados de hasta 3 mm, que se deshacen fácilmente, y está compuesta por: diatomeas, predominando el tipo ovoide/semielíptico; fragmentos escoriáceos de color negro a gris oscuro, brillo semimetálico iridiscente, de bordes subangulosos a angulosos, vesículas y amígdalas subredondeadas, las últimas rellenas de un material blanco de aspecto arcilloso; fragmentos de vidrio volcánico de color marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura concoidea típica y vesicularidad nula; fragmentos líticos de color blanco, de bordes subredondeados a redondeados, aspecto arcilloso, similares al material presente en las amígdalas de los fragmentos escoriáceos; trizas de vidrio volcánico incoloras y de color pardo, brillo vítreo, formas cuspidas y bordes subredondeados, alargadas, sin inclusiones, frágiles; material orgánico como restos vegetales. Los componentes descritos anteriormente se encuentran recubiertos parcialmente por un material de color gris claro de tamaño de grano limo/arcilla, que es el más abundante (Fig. 15A).
- *PO50 (48-49 cm de profundidad)*: esta muestra presenta un color castaño pálido (10YR 6/2), es equigranular, tamaño de grano limo-arcilla, de aspecto granular y agregados compactos de hasta 2 mm, conformado por: diatomeas, predomina el tipo ovoide/semielíptico; fragmentos escoriáceos de color negro y algunos con rasgos de alteración en tonalidades rojizas y anaranjadas en la parte externa, brillo semimetálico iridiscente, de bordes subangulosos a angulosos, vesículas y amígdalas subredondeadas, las últimas rellenas de un material blanco de aspecto arcilloso; fragmentos de vidrio volcánico de color marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura

concoidea típica y vesicularidad nula; fragmentos líticos de color blanco, brillo mate, bordes redondeados a subredondeados, disgregables en algunos casos, similar al material que rellena las amígdalas de los fragmentos escoriáceos; material orgánico como restos vegetales. Todos los componentes se encuentran cubiertos parcialmente por un material de color castaño pálido de granulometría limo/arcilla, y es el más abundante (Fig. 15B).



Figura 15. Sedimentos de las muestras pertenecientes a la Zona Media: **A)** PO53 y **B)** PO50

Zona Superior (45-0 cm):

- *PO42 (41-40 cm de profundidad):* el material es de color negro parduzco (2.5Y 3/2), forma agregados muy compactos, equigranular, compuesta de manera decreciente por: fragmentos escoriáceos de color negro y algunos con rasgos de alteración en tonalidades rojizas y anaranjadas en la parte externa, brillo semimetálico iridiscente, de bordes subangulosos a angulosos, vesículas y amígdalas subredondeadas, las últimas rellenas de un material blanco de aspecto arcilloso; partículas de color anaranjado a ocre, brillo mate, muy friables, y bordes redondeados; fragmentos de vidrio volcánico de color marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura concoidea típica y vesicularidad nula; fragmentos líticos de color gris claro, morfología ecuante, bordes subredondeados a redondeados, amígdalas rellenas de un material de aspecto arcilloso color blanco; fragmentos líticos de color blanco, brillo mate, bordes redondeados a subredondeados, disgregables en algunos casos, similar al material que rellena las amígdalas de los fragmentos escoriáceos; trizas de vidrio volcánico incoloras, de forma cuspada y alargada y bordes subredondeados, con inclusiones sólidas oscuras en los bordes; material orgánico como restos vegetales y diatomeas. Los componentes se encuentran cubiertos completamente por un material de color negro parduzco y granulometría limo/arcilla y es el más abundante (Fig. 16A).

- *PO37 (36-35 cm de profundidad)*: esta muestra presenta una coloración negro parduzco (2.5Y 3/2), de aspecto granular con agregados muy compactos de tamaño arena fina a gruesa, conformados por: fragmentos escoriáceos de color negro, brillo semimetálico iridiscente, de bordes subangulosos, con vesículas y amígdalas, estas últimas con un relleno de color blanco y de aspecto arcilloso; partículas de color anaranjado a ocre, sin brillo, bordes redondeados, muy friables; fragmentos de vidrio volcánico de color marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura concoidea típica y vesicularidad nula; fragmentos líticos de color blanco, brillo mate, bordes redondeados a subredondeados, disgregables en algunos casos, similar al material que rellena las amígdalas de los fragmentos escoriáceos; fragmentos líticos de color gris claro a castaño claro, bordes redondeados, amígdalas rellenas de un material de aspecto arcilloso color gris oscuro de brillo semimetálico en los bordes de las mismas; material orgánico como restos vegetales y diatomeas. Estos componentes están recubiertos totalmente por material de granulometría limo/arcilla de color negro parduzco (Fig. 16B).
- *PO29 (28-27 cm de profundidad)*: el material de la muestra es de color castaño oscuro (10YR 4/2), equigranular, aspecto masivo y arcillo-limoso, compuesto en orden decreciente de abundancia por: diatomeas, en iguales proporciones del tipo ovoide/semielíptico y del tipo alargadas; partículas de color anaranjado a ocre, brillo mate, bordes redondeados, muy friables; fragmentos escoriáceos de color negro y algunos con rasgos de alteración en tonalidades rojizas y anaranjadas en la parte externa, brillo semimetálico iridiscente, de bordes subangulosos, con vesículas y amígdalas, estas últimas con un relleno de color blanco y de aspecto arcilloso; fragmentos de vidrio volcánico de color marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura concoidea típica y vesicularidad nula; trizas de vidrio volcánico incoloras, forma cuspada y alargada y bordes subredondeados, brillo vítreo, vesículas subesféricas; restos vegetales. Los componentes antes mencionados se encuentran cubiertos parcial a totalmente por material de granulometría limo/arcilla y color castaño oscuro (Fig. 16C).
- *PO24 (23-22 cm de profundidad)*: el material presenta una coloración castaño moderado (10YR 5/4), equigranular, de aspecto masivo y arcillo-limoso, que forma agregados ocasionales muy friables, compuesto por: diatomeas, predominando el tipo alargadas por sobre el tipo ovoide/semielíptico; fragmentos escoriáceos de color negro a gris oscuro, brillo semimetálico iridiscente, de bordes subangulosos, con vesículas y amígdalas, estas últimas con un relleno de color blanco y de aspecto arcilloso; partículas de color anaranjado a ocre, brillo mate, bordes redondeados, muy friables; fragmentos de vidrio volcánico de color

marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura concoidea típica y vesicularidad nula; trizas de vidrio volcánico incoloras, forma alargada y bordes subredondeados, brillo vítreo, vesículas subesféricas, y la variedad incolora presenta inclusiones sólidas oscuras en sus bordes; fragmentos líticos de color blanco, brillo mate, bordes redondeados a subredondeados, disgregables en algunos casos, similar al material que rellena las amígdalas de los fragmentos escoriáceos; restos vegetales de hasta 10 mm. Estos componentes se encuentran recubiertos parcialmente por material de granulometría fina de color castaño moderado y es el más abundante (Fig. 16D).



Figura 16. Sedimentos de las muestras: **A)** PO42, **B)** PO37, **C)** PO29 y **D)** PO24. Se puede observar el cambio en el aspecto, de granular en PO42 y PO37, a masivo con frecuentes agregados en las dos muestras restantes.

- *PO17 (16-15 cm de profundidad):* el material presente en esta muestra es de color castaño moderado (10YR 5/4), equigranular, de aspecto masivo y arcillo-limoso que forma ocasionales agregados y está conformado por: diatomeas, siendo el tipo alargadas las predominantes sobre el tipo ovoide/semielíptico; fragmentos escoriáceos de color negro a gris oscuro, brillo semimetálico iridiscente, de bordes subangulosos, con vesículas y amígdalas, estas últimas con un relleno de color blanco y de aspecto arcilloso; partículas de color anaranjado a ocre, sin brillo, bordes redondeados, muy friables; fragmentos de vidrio volcánico de color marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura concoidea típica y vesicularidad nula; trizas de vidrio volcánico incoloras, forma alargada y cuspada, bordes subredondeados, brillo vítreo,

vesículas subesféricas; fragmentos líticos de color blanco, brillo mate, bordes redondeados a subredondeados, disgregables en algunos casos, similar al material que rellena las amígdalas de los fragmentos escoriáceos; fragmentos líticos de color gris/gris claro, bordes subredondeados, brillo semimetálico, amígdalas rellenas de material blanco de aspecto arcilloso que en ocasiones presenta coloración ocre; restos orgánicos vegetales. Toda la muestra está cubierta por material de tamaño de grano limo/arcilla de color castaño moderado y es el material más abundante de la misma (Fig. 17A).

- *PO9 (8-7 cm de profundidad)*: esta muestra presenta un material de coloración homogénea castaño oscuro (10YR 4/2), equigranular, de aspecto arcilloso-limoso que forma agregados friables de hasta 3 mm de espesor y está conformada en orden decreciente por: fragmentos escoriáceos de color negro a gris oscuro, brillo semimetálico iridiscente, de bordes subangulosos, con vesículas y amígdalas, estas últimas con un relleno de color blanco y de aspecto arcilloso; vidrio volcánico de color marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura concoidea típica y vesicularidad nula; trizas de vidrio volcánico, algunas incoloras y otras de color pardo, alargadas y de aspecto fluidal, con vesículas y brillo vítreo; fragmentos líticos de color blanco, brillo mate, de bordes subredondeados a redondeados y fácilmente disgregables; y material orgánico como diatomeas (abundan diatomeas de doble valva) y restos vegetales. Toda la fracción se encuentra cubierta por un material de granulometría fina de color castaño oscuro, siendo este el material más abundante de las muestras (Fig. 17B).
- *PO4 (3-2 cm de profundidad)*: el material es de coloración homogénea castaño moderado (10YR 5/4), de aspecto masivo, arcillo-limoso, compuesta en orden decreciente por: fragmentos escoriáceos de color negro a gris oscuro, brillo semimetálico iridiscente, de bordes subangulosos a angulosos, vesículas y amígdalas subredondeadas, las últimas rellenas de un material blanco de aspecto arcilloso y en algunas ocasiones se encuentra anaranjado por la presencia de óxidos; fragmentos de vidrio volcánico de color marrón oscuro a negro, brillo vítreo, de aspecto macizo y blocoso, formas irregulares a subredondeadas, con fractura concoidea típica y vesicularidad nula; trizas de vidrio volcánico incoloras y pardas, de aspecto fluidal, con vesículas; fragmentos líticos de color blanco a castaño, brillo mate, bordes redondeados a subredondeados, disgregables en algunos casos, similar al material que rellena las amígdalas de los fragmentos escoriáceos; fragmentos líticos de color gris a gris pálido, morfología ecuante y bordes redondeados, brillo mate; material orgánico como diatomeas y restos vegetales. Todo el material se encuentra cubierto por un material de tamaño de grano

limo/arcilla de color pardo amarillo, siendo este el material más abundante de las muestras (Fig. 17C).



Figura 17. Material correspondiente a las muestras: **A)** PO17, **B)** PO9 y **C)** PO4. Es característica la misma tonalidad de color en las tres muestras, y el aspecto masivo, con poca formación de agregados.

A modo de resumen, se observa que, a lo largo del testigo, el sedimento descrito es similar entre niveles en cuanto a los componentes, variando en algunos casos el orden de abundancia de cada componente identificado, donde la naturaleza clástica es la principal característica. Al no ser apreciables grandes cambios granulométricos, se diferencian por el color, distintas tonalidades de marrón, negro y gris oliva, y el aspecto general de cada una, desde masivo a granular.

4.2. Análisis granulométrico

Para conocer la distribución de tamaño del material que constituye el testigo lacustre de lago Portezuelo, se procedió a realizar un tamizado por vía húmeda de una porción representativa de cada una de las muestras obtenidas del testigo. Utilizando los límites de Udden-Wentworth y considerando que las muestras tomadas del testigo corresponden a materiales finos, se presentan los resultados de la clasificación: arena muy fina ($>63 \mu\text{m}$), limo grueso ($63\text{-}45 \mu\text{m}$) y limo fino-arcilla ($<45 \mu\text{m}$.) para determinar la distribución granulométrica. De esta manera, se obtuvieron los valores de porcentaje de material retenido en cada tamiz (Tabla 1).

Al analizar el perfil de distribución de tamaño de grano (Fig. 18), se puede notar que el material más abundante en promedio es del tamaño limo medio-arcilla (59%), seguido por arenas muy finas (21,2%) y por último limo grueso (19,8%). Desde la base del testigo hasta los 22 cm de profundidad, se observa que la secuencia es grano-creciente; la fracción arena fina aumenta de 12 a 31%, con valores máximos de hasta 39%, la fracción limo grueso pasa de valores nulos en el nivel inferior a tener valores máximos de 57% en los 22 cm de profundidad, y la fracción $<45 \mu\text{m}$ disminuye considerablemente de 87% a 11%. A partir de este nivel y hasta el tope del testigo, empieza una nueva secuencia grano-creciente, diferenciándose de la anterior por las proporciones; la fracción arena fina aumenta, pero en menor medida, de un valor de 17% a 20%, la fracción limo

grueso y la fracción <45 µm se mantienen aproximadamente constante, aunque es ésta última la mayoritaria de éstos últimos tres niveles, con valores promedio de 60%.

Tabla 1. Resultados de porcentajes retenidos en los tamices #230, #325 y de fondo, respectivamente.

Profundidad (cm)	Muestras	Porcentajes retenidos			Total
		Arena muy fina (>63 µm)	Limo grueso (63-45 µm)	Limo medio-arcilla (<45 µm)	
2-3	PO4	20	17,7	62,3	100
7-8	PO9	20,9	23,9	55,2	100
15-16	PO17	16,9	19	64,1	100
22-23	PO24	31,7	57,3	11	100
27-28	PO29	33,8	22,5	43,7	100
35-36	PO37	39,7	28,7	31,7	100
40-41	PO42	23,6	31,3	45,1	100
48-49	PO50	8,8	5,1	86,1	100
51-52	PO53	12,8	7,8	79,4	100
55-56	PO57	12,8	4,3	82,9	100
61-62	PO63	12,7	0	87,3	100

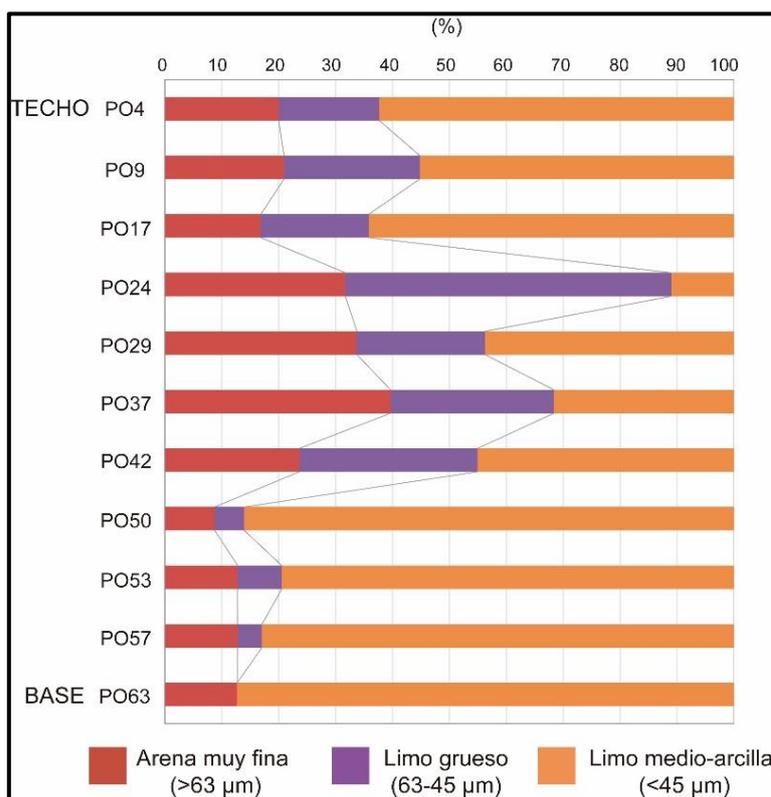


Figura 18. Distribución granulométrica de las muestras analizadas obtenida mediante análisis granulométrico.

Al analizar las distintas fracciones obtenidas luego de realizado el tamizado, se observó que el color cambiaba según las mismas. Para una mejor descripción del sedimento, se clasificó cada

fracción de las muestras según su color en la Tabla de Munsell (Fig. 19). Así, cada muestra total puede formar su color según los colores de las fracciones menores. A partir de este análisis se puede destacar que, en general, la fracción limo-arcillosa es la que posee las coloraciones más claras mientras que hay cambios notables hacia colores más oscuros en las fracciones más gruesas.

Muestra	Color en fracción			
	Total	Arena muy fina (>63 µm)	Limo grueso (63-45 µm)	Limo medio-arcilla (<45 µm)
PO4	 10 YR 5/4 Castaño Moderado	 10 YR 2/3 Negro Parduzco	 10 YR 2/3 Negro Parduzco	 10 YR 5/6 Castaño
PO9	 10 YR 4/2 Castaño oscuro	 10 YR 2/3 Negro Parduzco	 10 YR 2/3 Negro Parduzco	 10 YR 6/6 Castaño Claro
PO17	 10 YR 5/4 Castaño Moderado	 10 YR 2/3 Negro Parduzco	 10 YR 4/2 Castaño Oscuro	 10 YR 7/8 Anaranjado amarillo
PO24	 10 YR 5/4 Castaño Moderado	 10 YR 4/2 Castaño Oscuro	 10 YR 6/6 Castaño Claro	 10 YR 7/6 Castaño Claro
PO29	 10 YR 4/2 Castaño oscuro	 2.5 Y 4/4 Marrón Oliva	 10 YR 4/2 Castaño Oscuro	 10 YR 6/6 Castaño Claro
PO37	 2.5 Y 3/2 Negro Parduzco	 10 YR 3/3 Marrón Oscuro	 2.5 Y 4/3 Marrón Oliva	 2.5 Y 5/3 Gris Amarillento
PO42	 2.5 Y 3/2 Negro Parduzco	 10 YR 3/3 Marrón Oscuro	 10 YR 6/4 Anaranjado Amarillento opaco	 10 YR 7/6 Castaño Claro
PO50	 10 YR 6/2 Castaño Pálido	 5 GY 3/1 Gris Oliva oscuro	 10 YR 2/2 Negro Parduzco	 10 YR 7/3 Anaranjado Amarillento opaco
PO53	 5 Y 6/2 Gris Oliva	 5 GY 3/1 Gris Oliva oscuro	 5 GY 3/1 Gris Oliva oscuro	 2.5 Y 8/4 Amarillo pálido
PO57	 10 YR 6/2 Castaño Pálido	 5 GY 3/1 Gris Oliva oscuro	 10 YR 2/2 Negro Parduzco	 10 YR 7/3 Anaranjado Amarillento opaco
PO63	 10 YR 6/2 Castaño Pálido	 5 GY 3/1 Gris Oliva oscuro		 10 YR 8/4 Anaranjado amarillo claro

Figura 19. Color de las distintas fracciones de las muestras de lago Portezuelo, según la Tabla de Munsell.

4.3. Análisis mineralógico

4.3.1. Mineralogía por difracción de rayos X (DRX)

La determinación de la composición mineralógica se realizó sobre la fracción total de las muestras del testigo lacustre, y como resultado de la semicuantificación de los valores, se encontró que la misma está dominada por material amorfo, que representa entre el 69 y 91% del total. Seguido de éste, y en menores proporciones, se identificaron: feldespato plagioclasa de la variedad andesina (Anortita₃₀₋₅₀) con valores entre 6 y 24%; piroxeno, del tipo clinopiroxeno y variedad diópsido [Ca (Mg, Fe) (SiO₂)₂] en proporción entre 2 y 6%, y como fase traza (<1%) se identificó cuarzo. También se pudo identificar ópalo A, en el rango de difracción entre los 20-30° 2θ (d=4,08 Å; d=2,86 Å; d=2,51 Å) coincidiendo con los materiales amorfos. Si bien no fue posible su semicuantificación, su presencia sería asignada a la presencia de diatomeas (Hein *et al.*, 1978).

En la Tabla 2 se presentan los porcentajes obtenidos de cada componente para cada nivel en análisis y en el gráfico de la figura 20A se representan dichos porcentajes en un gráfico de barras, mientras que en la figura 20B se observó la variación de la proporción cristalina respecto a la profundidad.

Tabla 2. Semicuantificación de componentes de muestras totales, según el método de Bertrand y Fagel (2008) para amorfos, y Cook *et al.* (1975) para fases cristalinas, los cuales asignan factores de corrección para las diferentes fases identificadas.

Muestras	Semicuantificación (%)			
	Amorfos	Plagioclasa	Piroxeno	Cuarzo
PO4	72	23	4,7	0,3
PO9	71,5	22,8	5,5	0,2
PO17	70,4	24	5,3	0,3
PO24	77,1	17,8	4,7	0,4
PO29	69,5	24,4	5,7	0,4
PO37	84	12,3	3,3	0,4
PO42	84,6	12,3	2,8	0,3
PO50	91	7	1,7	0,3
PO53	87,6	8,7	3,5	0,2
PO57	87,3	8,9	3,6	0,2
PO63	88,8	8	3	0,2

Como se dijo al principio, el material amorfo es el más abundante en cada nivel analizado, mostrando una ligera disminución del mismo de base a techo del testigo (Fig. 20A). Los valores máximos de amorfos se encuentran en la zona inferior del testigo, específicamente en las muestras PO63, PO57, PO53 y PO50, alcanzando contenidos entre 87-91%. Los valores mínimos, al contrario, se ubican en la parte superior del testigo, alcanzando igualmente hasta un 70% del total

de las muestras PO29, PO17, PO9 y PO4. Este material amorfo está compuesto por una parte inorgánica, como el vidrio volcánico de diferentes tipos, y también cuenta con una fracción de origen orgánico (diatomeas), como se verá en las próximas secciones a desarrollar.

En cuanto a las fases minerales encontradas (Fig. 20B), la plagioclasa presente como andesina es el segundo componente más abundante de todos los niveles estudiados y tiene un valor promedio de 15,3%. De base a techo del testigo se puede notar claramente el aumento de sus proporciones, encontrándose el valor mínimo en PO50 (6%), y el máximo en la muestra PO29 (24%). El siguiente en abundancia es el piroxeno, presente como diópsido, con un valor promedio de 4% y cuyas proporciones incrementan de base a techo tal como la plagioclasa, con un mínimo de 1,7% en PO50 y un máximo de 5,6% en PO29. Por último, el cuarzo se encuentra como traza, variando entre 0,2-0,4%. Sus proporciones en general, muestran un comportamiento opuesto a las fases plagioclasa y piroxeno; cuando hay una disminución de cuarzo, hay un ligero aumento de plagioclasa y piroxeno (PO63, PO57, PO53, PO29, PO17, PO9), y viceversa (PO50, PO24, PO4). Únicamente en los niveles PO42 y PO37 se observa que las tres fases aumentan conjuntamente.

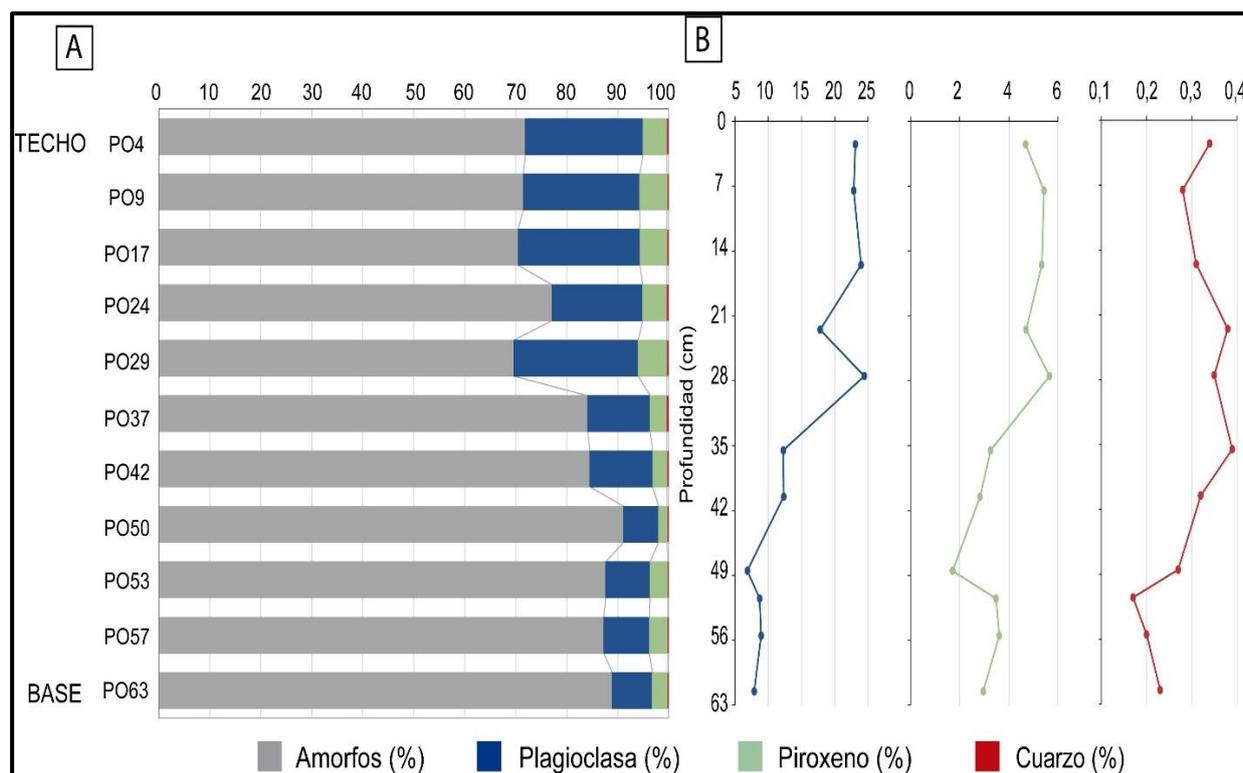


Figura 20. A) Gráfico de barras de las proporciones porcentuales de las fases identificadas representando la variación con la profundidad; B) Gráficos de línea de las fases cristalinas encontradas, donde se observa el aumento de dichas fases hacia el techo del testigo.

En las figuras 21, 22 y 23 se observan los difractogramas sobre muestra total, presentados de base a techo. Los mismos presentan similitudes entre sí, ya que se trata de material de naturaleza detrítica, y, por lo tanto, las leves diferencias en las difracciones podrían estar relacionadas al grado de alteración del material. En las muestras PO63, PO53, PO42 y PO37, las intensidades y las formas de las reflexiones correspondientes a la plagioclasa Andesina en $d=3,20 \text{ \AA}$, son de mayor intensidad relativa y más agudas que las $d=3,18 \text{ \AA}$, habiéndose observado lo opuesto en el resto de las muestras. Hacia la base del testigo, las reflexiones correspondientes a los espaciados interplanares más importantes de la Andesina: $d=4,04 \text{ \AA}$, $d=3,75 \text{ \AA}$, $d=3,64 \text{ \AA}$, $d=3,36 \text{ \AA}$ y $d=2,52 \text{ \AA}$ son menos agudos y más ensanchados y asimétricos hacia los bajos ángulos. Hacia el techo, las reflexiones son más agudas y simétricas; por el contrario, las reflexiones del cuarzo ($d=3,34 \text{ \AA}$) y del diópsido ($d=2,52 \text{ \AA}$) se desdoblan más claramente (como en PO17, PO9, PO4). Estas observaciones, disminución de la intensidad relativa entre las reflexiones y ensanchamiento de las mismas, podrían atribuirse a un aumento del grado de meteorización/alteración.

Existe también una diferencia en el patrón del difractograma entre los 20° y $30^\circ 2\theta$, rango atribuido a los amorfos (Brindley y Brown, 1980) según la profundidad de las muestras; hacia la base del testigo, este patrón presenta una curvatura más acentuada en ese rango angular (Fig. 24C y D), mientras que, hacia el techo, esa curvatura va disminuyendo y aplanándose significativamente (Fig. 24A y B). Esto podría estar relacionado a la proporción de amorfos en cada muestra ya que, como se expuso en la Tabla 2 y la figura 20, disminuye de base a techo, y esa disminución correspondería a una curvatura menos pronunciada del patrón.

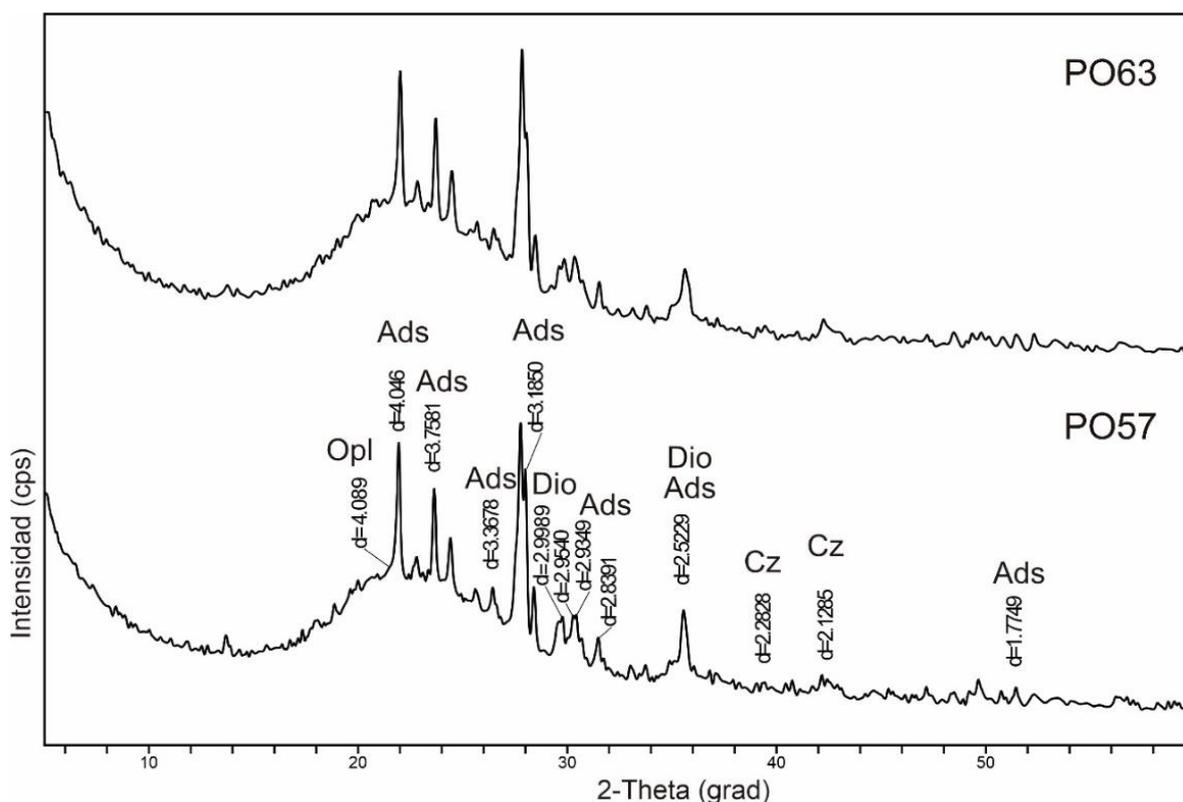


Figura 21. Difractogramas correspondientes a las muestras totales de la Zona Inferior del testigo con las reflexiones características de cada fase identificada. **Ads:** andesina; **Cz:** cuarzo; **Dio:** diópsido; **Opl:** ópalo.

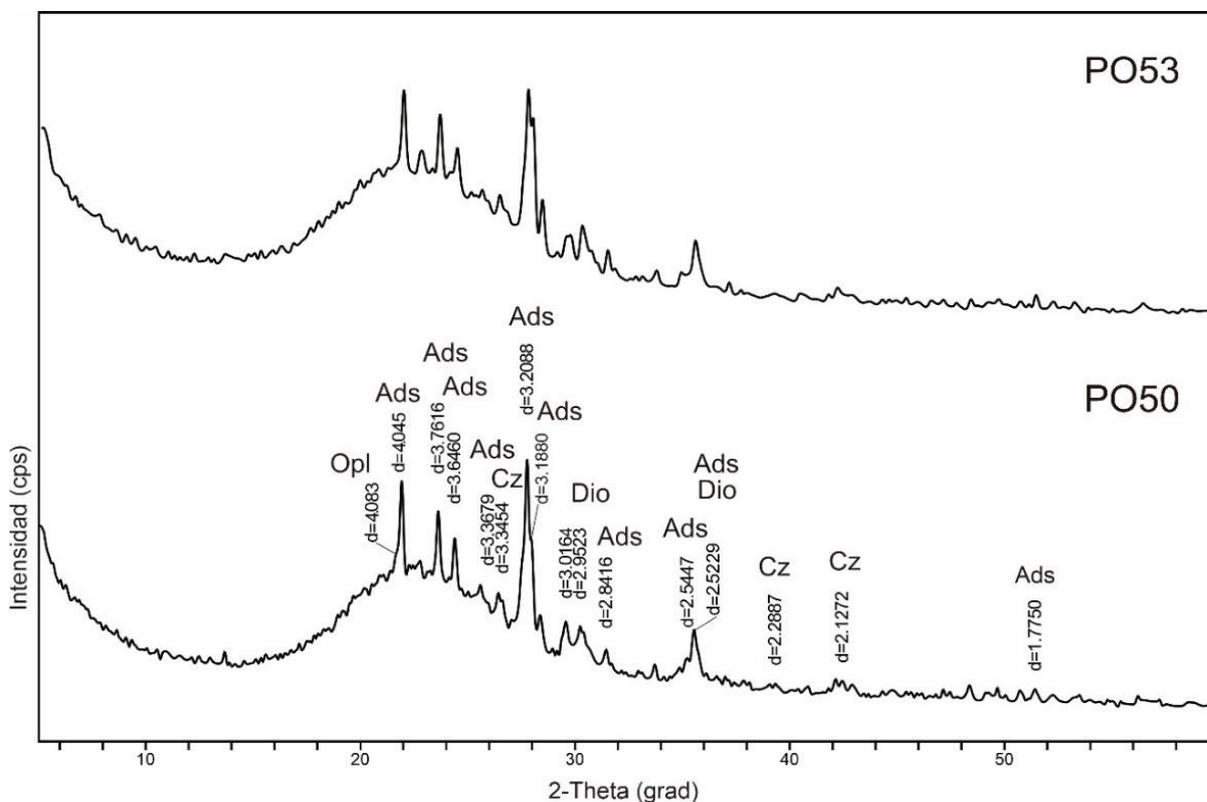


Figura 22. Diagramas de DRX de las muestras totales de la Zona Media del testigo. **Ads:** andesina; **Cz:** cuarzo; **Dio:** diópsido; **Opl:** ópalo.

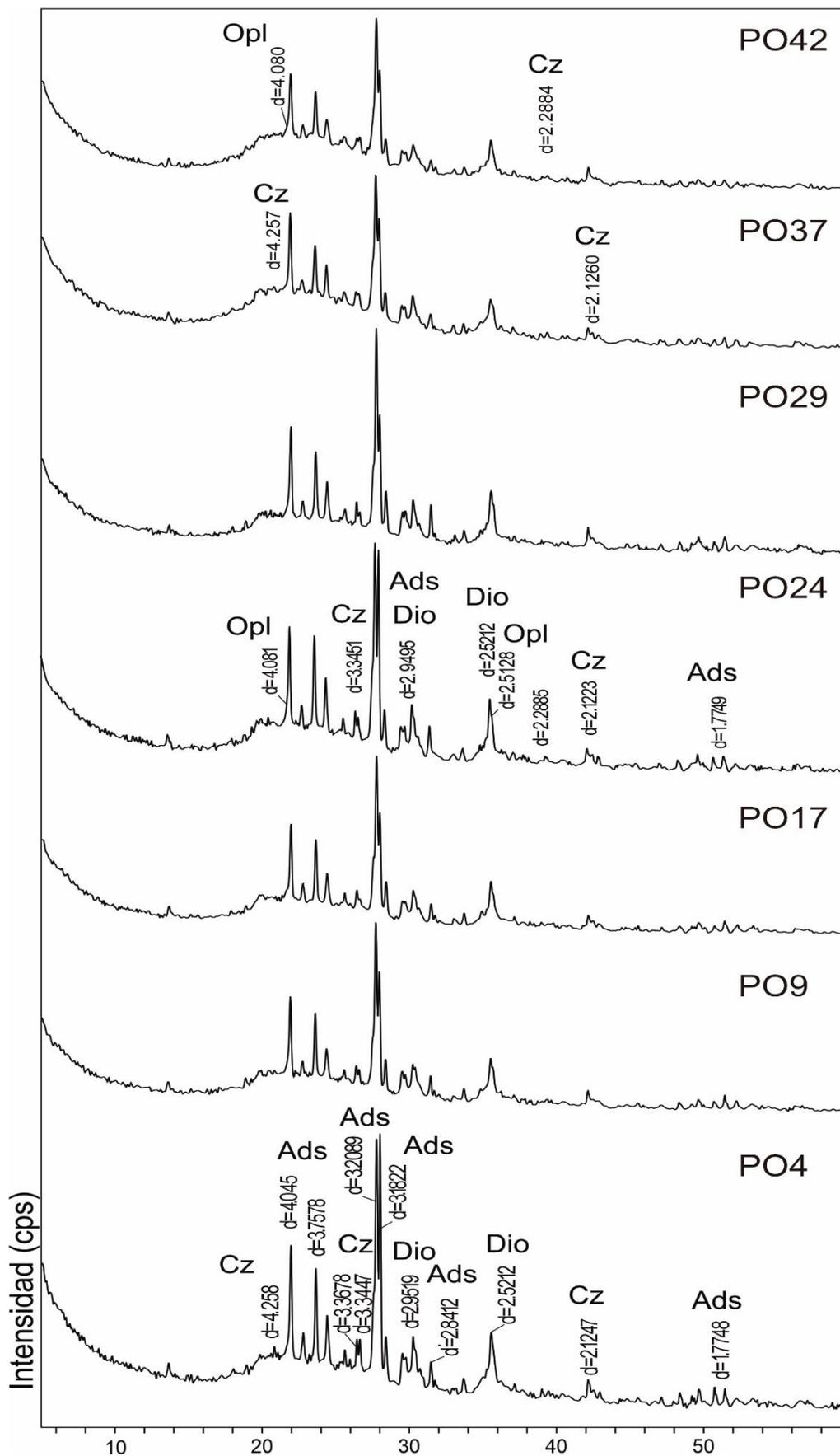


Figura 23. Diagrama de DRX de las muestras totales, entre los 5° y 60° 2θ, correspondientes a la Zona Superior del testigo de lago Portezuelo. **Ads:** andesina; **Cz:** cuarzo; **Dio:** diópsido; **Opl:** ópalo.

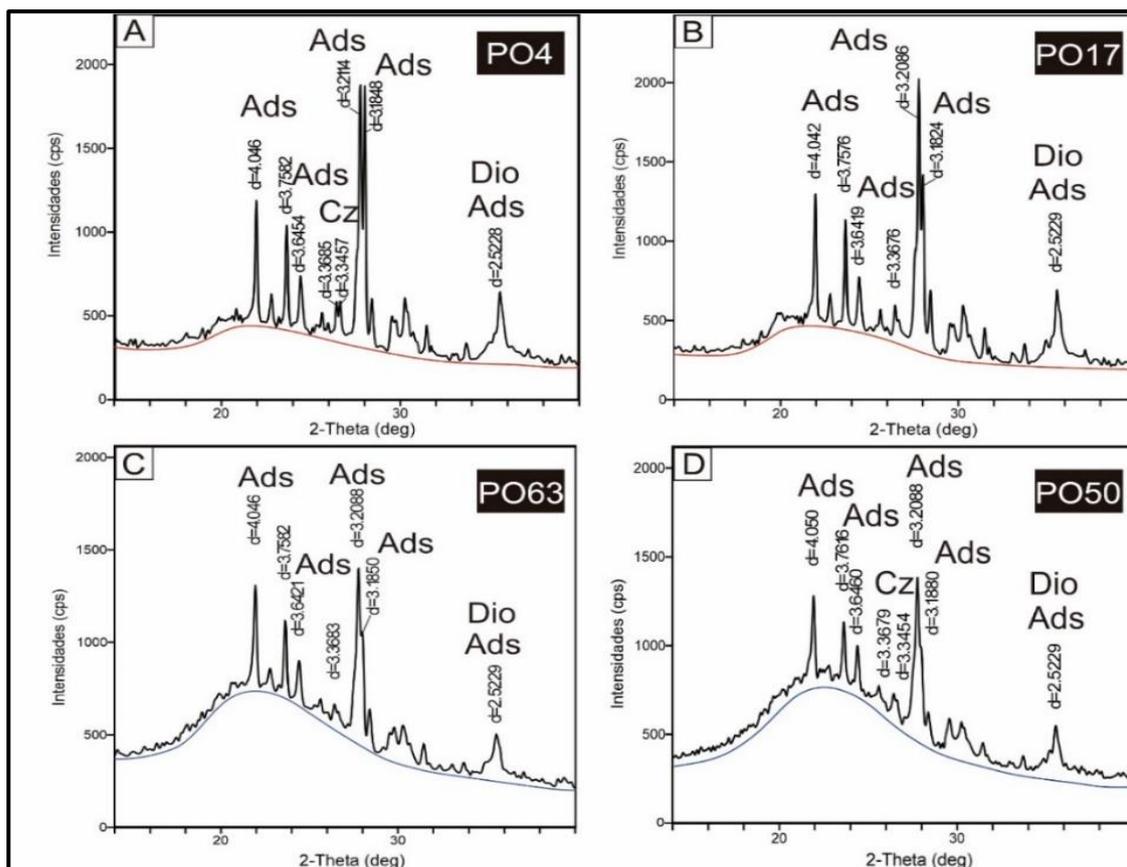


Figura 24. Detalles de los patrones de difracción entre los 20° y 30° 2θ , donde se aprecia la diferencia entre muestras pertenecientes a la zona superior (A y B) y la zona inferior del testigo (C y D). Ads: andesina; Cz: cuarzo; Dio: diópsido. Las líneas rojas y azul marcan la curvatura correspondiente al material amorfo

4.3.2. Microscopía Óptica

4.3.2.1. Muestra total

Mediante microscopía óptica de las muestras totales de los diferentes niveles del lago Portezuelo, se distinguieron dos grupos como principales componentes: cristalinos y amorfos. En el primero de ellos se observaron cristales de plagioclasa, cuarzo y piroxeno. El segundo, se diferenció en dos subgrupos, inorgánicos y orgánicos: los amorfos inorgánicos están compuestos por agregados amorfos y componentes volcánicos, mientras que las diatomeas conforman el subgrupo de amorfos orgánicos. Se entiende por agregados amorfos al material ópticamente isótropo y de granulometría arcilla que recubre todas las muestras y se aglutina formando agregados. Los componentes volcánicos se diferencian en trizas vítreas y fragmentos escoriáceos, estos últimos denominados así en referencia a lo descrito en lupa binocular.

En la Tabla 3 se muestran los resultados obtenidos en el conteo modal de muestras totales, y se observa la clara predominancia de amorfos por sobre los elementos cristalinos, con un promedio

de 84,6% y 15,4%, respectivamente. De ese 84,6% de amorfos, el 66,4% corresponde a los inorgánicos y el 18,2% a los amorfos orgánicos (Fig. 25).

Tabla 3. Resultados del conteo modal sobre muestras totales del lago Portezuelo.

Muestras	Cristalinos (%)	Amorfos (%)		
		Orgánicos	Inorgánicos	
			Elementos volcánicos	Agregados
PO4	11	18	24	47
PO9	20	23	19	38
PO17	13	29	13	45
PO24	23	18	18	41
PO29	20	19	14	47
PO37	14	15	23	48
PO42	17	9	19	55
PO50	8	20	23	49
PO53	8	26	27	39
PO57	22	12	17	49
PO63	14	11	27	48

Los elementos cristalinos comprenden la fracción de menor abundancia de cada muestra analizada. De base a techo del testigo, los valores se mantienen relativamente estables, aunque se puede diferenciar una zona con valores mínimos (8%), compuesta por las muestras PO53 y PO50, y niveles de valores máximos (23%), como lo son PO57 y PO24.

Los amorfos orgánicos, es decir las diatomeas, se encuentran en un promedio de 18% de abundancia, y se observa un comportamiento moderadamente cíclico de la curva, con un aumento relativo de base a techo; el valor mínimo se encuentra en la muestra PO42 con un 9% (y en las muestras PO63 y PO57 hay un 11 y 12% de abundancia, respectivamente, marcando otra zona de valores mínimos), y el valor máximo en la muestra PO17, con un 29%.

Los amorfos inorgánicos, por otra parte, se diferencian en componentes volcánicos y agregados amorfos. Los agregados amorfos son la fracción más abundante de las muestras y recubren todos los demás componentes total o parcialmente; sus valores se mantienen prácticamente estables, entre 38-55%, con valores mínimos de 39 y 38% en PO53 y PO9 respectivamente, y un nivel máximo de 55% en PO42. Por su parte, los componentes volcánicos parecen disminuir en abundancia de base a techo, ya que los valores máximos de base (si bien hay un comportamiento irregular de la curva) no se vuelven a alcanzar. El máximo porcentaje de componentes volcánicos (27%) se encuentra en las muestras PO63 y PO53, y los mínimos, 14 y 13%, en las muestras PO29 y PO17 respectivamente.

Debido a que las muestras en análisis no están relacionadas a niveles volcánicos de tefras y microtefras, los componentes volcánicos encontrados están estrechamente relacionados a procesos clásticos y a la naturaleza volcánica de las rocas que conforman la cuenca de aporte. Tampoco se observó un aumento de fases cristalinas conjunto al aumento de estos componentes volcánicos, lo que podría sugerir el vínculo con material piroclástico; en el nivel PO42 podría hacerse tal relación, ya que existe un mínimo valor de diatomeas, un máximo de amorfos inorgánicos y porcentaje relativamente alto de cristalinos, aunque no ha sido previamente identificado ningún nivel de tefra o microtefra en proximidad a dicho nivel. En el nivel PO4, por su parte, existe un incremento de componentes volcánicos, lo cual podría relacionarse al nivel de tefra que se encuentra por debajo (T2; 3-4,2 cm de profundidad), pero sin estar acompañado por aumento de la fase cristalina.

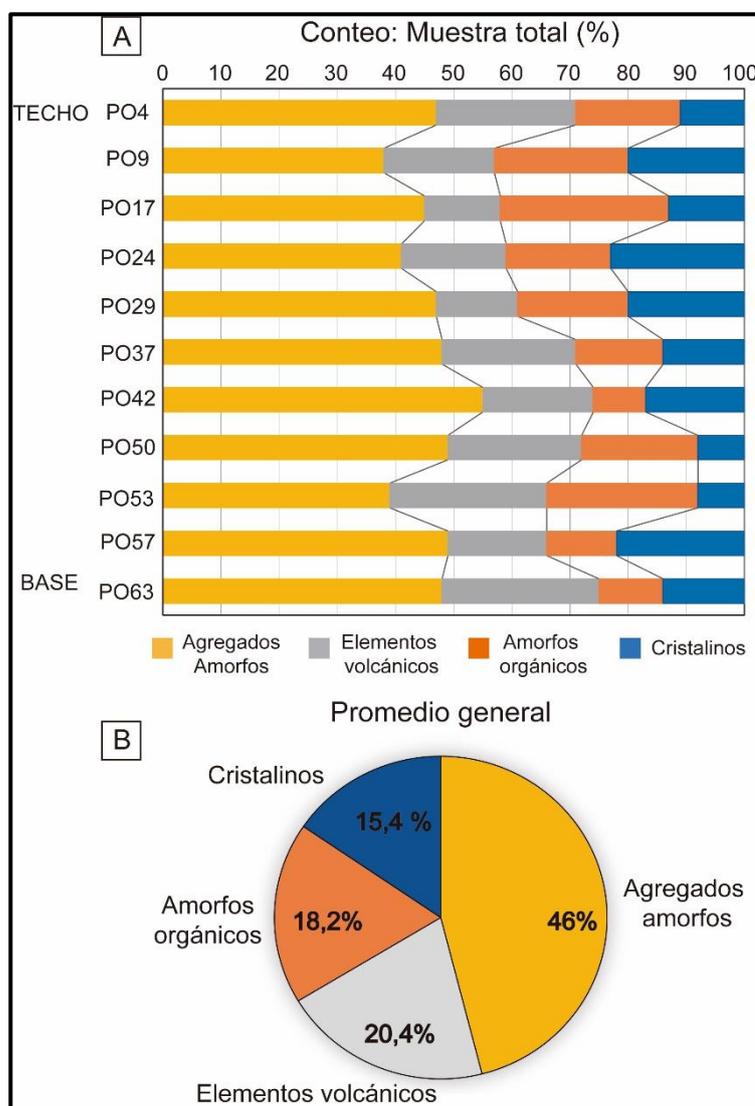


Figura 25. A) Gráfico de barras con los resultados obtenidos del conteo modal en muestra total de los componentes de cada una de las muestras del testigo en estudio; B) Gráfico circular con el promedio general en (%) de los componentes.

4.3.2.2. Fracción >63 μ m

Al realizar la observación bajo microscopio óptico y el conteo de la fracción >63 μ m (arena muy fina) de las once muestras pertenecientes al testigo de lago Portezuelo, se encontraron los siguientes componentes: plagioclasa, cuarzo y piroxeno, conformando el grupo de elementos cristalinos; fragmentos escoriáceos, trizas vítreas y agregados amorfos como parte del grupo de amorfos inorgánicos; mientras que las diatomeas conforman el grupo de amorfos orgánicos (Tabla 4; Fig. 26). Se utilizarán las abreviaturas minerales propuestas por Kretz (1983). Las características petrográficas de cada componente se detallan a continuación:

Tabla 4. Resultado obtenido del conteo en la fracción >63 μ m. Valores expresados en porcentaje (%).

Muestra	Cristalinos			Amorfos		
	Plagioclasa	Piroxeno	Cuarzo	Orgánicos	Elementos volcánicos	Agregados
PO4	15	8	1	7	40	29
PO9	17	6	2	15	35	25
PO17	17	11	3	33	20	16
PO24	19	14	2	14	21	30
PO29	19	9	1	22	19	30
PO37	14	11	0	5	22	48
PO42	16	12	0	2	44	26
PO50	21	8	4	12	36	19
PO53	19	10	3	11	35	22
PO57	16	8	0	5	36	35
PO63	14	10	2	7	41	26

Cristalinos

i) Plagioclasa

Se presenta incolora, en tamaños que varían entre los 40-100 μ m con un promedio de 73 μ m, como fragmentos subhedrales (también los hay euhedrales, aunque son minoría), y cuyos bordes ocasionalmente están cubiertos por óxidos o vidrio volcánico de color marrón claro a oscuro (Fig. 27A). Sus características ópticas son de relieve bajo, birrefringencia débil a moderada, color de interferencia blanco a gris de primer orden, y ángulo de extinción máximo en las maclas. Poseen las características maclas polisintéticas según la ley de Albita (Fig. 27B); algunos individuos exhiben maclas según la ley de Carlsbad y un maclado combinado Carlsbad-albita, estas últimas en menor proporción. Algunos ejemplares también presentan zonación composicional visible (Fig. 27C). Al utilizar el método estadístico de Michel-Lévy para conocer las variedades de plagioclasas según los ángulos de extinción en las maclas, se determinó que la composición mayoritaria es de

andesina (An_{30-50}), y también se encontró la variedad de labradorita (An_{50-70}), aunque en menores cantidades.

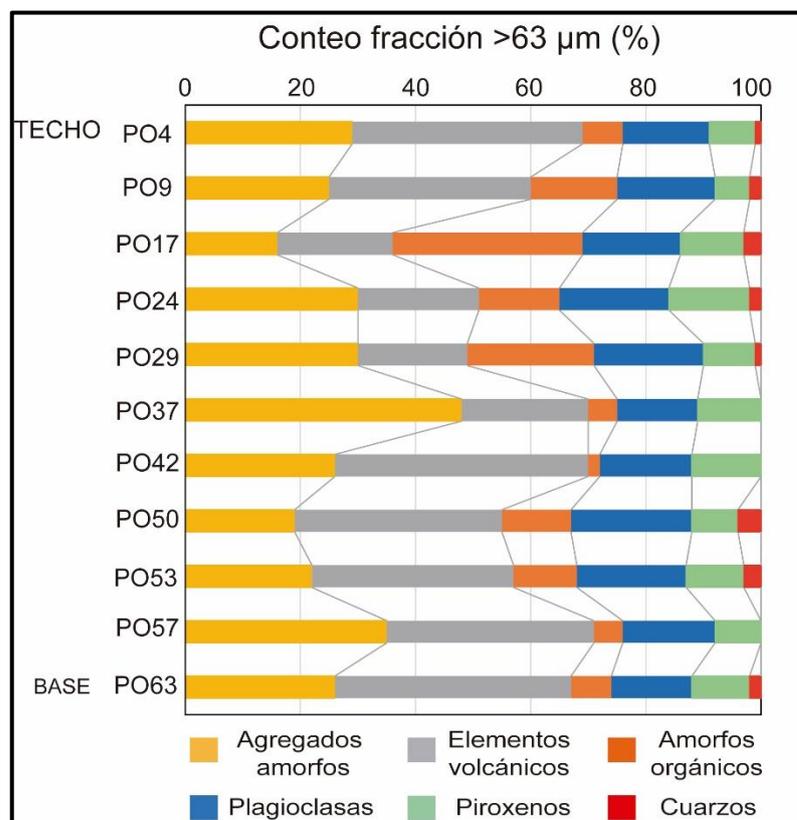


Figura 26.. Conteo modal en la fracción arena muy fina (>63 μm) graficado en profundidad.

ii) Cuarzo

Se presenta incoloro, en fragmentos hexagonales subhedrales a anhedrales con bordes subangulosos, sin caras prismáticas desarrolladas, y fractura concoidea frecuente; se han observado escasos ejemplares con engolfamientos. Sus características ópticas son relieve muy bajo, birrefringencia muy débil y color de interferencia blanco de primer orden; no se observaron inclusiones ni alteraciones en los individuos estudiados (Fig. 27D). Los fragmentos de cuarzo se encuentran en tamaños que varían entre los 20-120 μm, y generalmente se encuentran rodeados de material amorfo. Este mineral es el más escaso de las muestras.

iii) Piroxeno

Se encuentra en tonalidades incoloras a verde oliva claro y castaño oscuro, a nicoles paralelos. Se exhiben en cristales cortos, prismáticos, mayormente subhedrales, aunque también los hay anhedrales en inferior cantidad, de bordes subangulosos, con tamaños que varían entre 56-156 μm con un promedio de 90 μm (Fig. 27E). Presentan relieve alto, birrefringencia moderada a alta, colores de interferencia de segundo orden (Fig. 27F) y ángulo de extinción paralelo (45°).

Frecuentemente se pueden observar óxidos y vidrio volcánico de color marrón oscuro en los bordes de los fragmentos. Al evaluar sus características ópticas, se puede hablar de la variedad de clinopiroxenos, del tipo augita y diópsido.

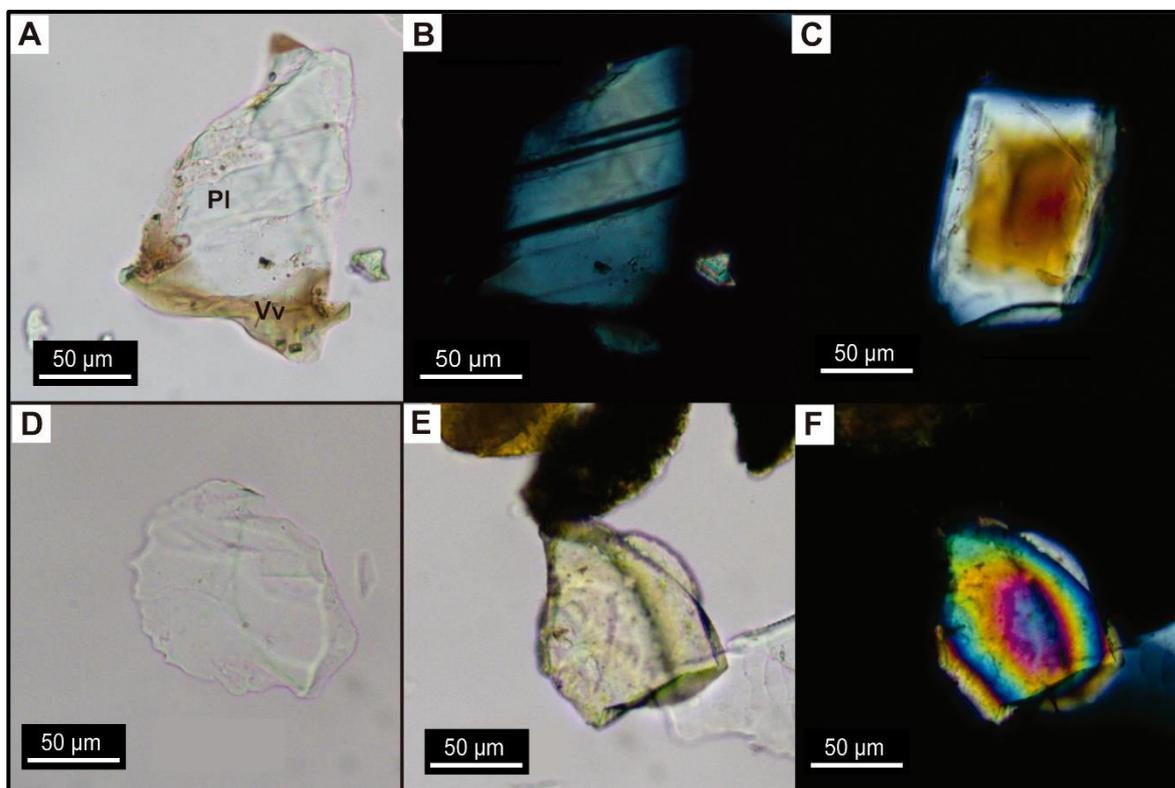


Figura 27. Ejemplares del grupo cristalinos. **A)** y **B)** Fragmento de plagioclasa incolora a nicoles paralelos y cruzados, respectivamente, donde se observa vidrio volcánico en el borde del cristal, y el maclado polisintético según la ley de Albita, corresponde a muestra PO42; **C)** Cristal de plagioclasa (PO57) a nicoles cruzados que presenta zonación composicional concéntrica; **D)** Fragmento de cuarzo incoloro, de relieve muy bajo y bordes subredondeados (PO50); **E)** Fragmento de piroxeno de color verde oliva claro con óxidos en sus bordes, y **F)** el mismo fragmento de piroxeno a nicoles cruzados, donde se aprecia los colores de interferencia de segundo orden (PO53). **PI:** plagioclasa. **Vv:** vidrio volcánico.

Amorfos inorgánicos

i) Partículas vítreas

Se encontraron dos variedades de vidrio volcánico, clasificadas según sus formas como trizas vítreas blocosas y trizas vítreas vesiculares. La primera variedad es de aspecto incoloro, y en escasos ejemplares también de color marrón claro, de tamaños que varían entre los 20 y 150 µm, poseen morfología irregular a subcuantes con bordes subredondeados y son isótropas. Presentan la característica fractura concoidea, y además inclusiones de cristales, opacos y óxidos, estos últimos de color negro a marrón claro (Fig. 28A y B). En los niveles PO4, PO17, PO29, PO42, y PO53 se encontraron partículas que pueden representar la alteración de vidrio volcánico a palagonita, que se diferencia del primero por los colores de interferencia a nicoles cruzados. La

palagonita es el primer producto estable de la alteración del vidrio volcánico, es un material heterogéneo que se forma por la interacción del vidrio volcánico, de composición química similar al basalto, con agua (meteórica o hidrotermal), y la hidratación del mismo a baja temperatura (Stroncik y Schmincke, 2002). Según estos mismos autores, la palagonita se presenta en dos principales estructuras; “gel-palagonito”, material claro, transparente, isotrópico, liso y comúnmente con bandas concéntricas, y “fibropalagonita”, material de color amarillento a pardo amarillento, traslúcido, anisotrópico, de leve a fuerte birrefringencia, de estructura fibrosa, enrejada o granular. Este último tipo sería el encontrado en las muestras analizadas (Fig. 28C, D, E, F).

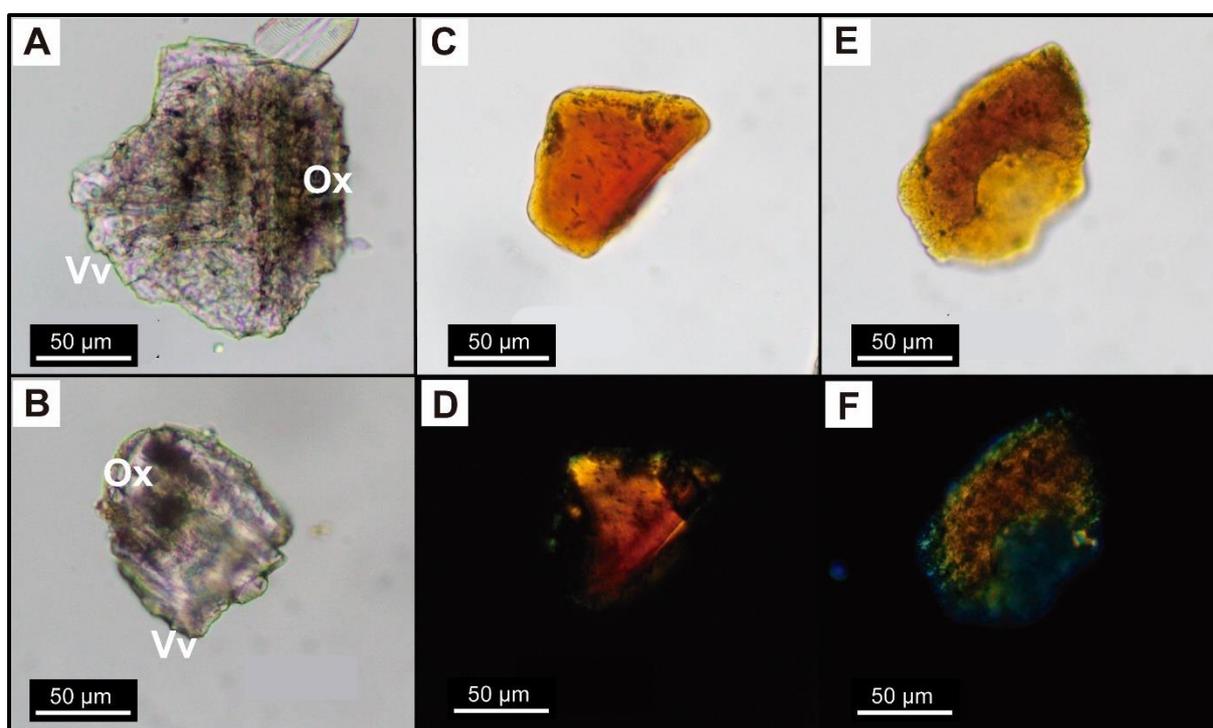


Figura 28. A) y B) Triza vítrea blocosa incolora con presencia de óxidos, pertenecientes a las muestras PO9 y PO50 respectivamente; C) y E) ejemplares de vidrio volcánico alterado a palagonita, a nicoles paralelos, de las muestras PO4 y PO42; D) y F) los mismos fragmentos a nicoles cruzados, en las que se puede identificar el color de interferencia de la palagonita. **Ox:** óxidos; **Vv:** vidrio volcánico.

La segunda variedad comprende a las trizas vítreas vesiculares, que predominan en su variedad de color marrón a nicoles paralelos, aunque también existen en variedad incolora. Sus tamaños varían en el rango de 30-130 µm, y se diferencian por su grado de vesicularidad. Las trizas más abundantes son de color marrón claro y poseen formas irregulares diferenciadas en formas curvadas o cuspidas (con bordes en forma de “Y”) y otras planares. Las primeras tienen un grado de vesicularidad moderado a alto, son de forma externa angulosa debido a la fractura concoidea del vidrio y a que sus bordes consisten en fragmentos que alguna vez encerraron burbujas esféricas

o subsféricas (trizas en forma de plano o medialuna, Fig. 29A) o que se formaron donde tres burbujas estaban muy cerca (forma de “Y”, Fig. 29B y C); frecuentemente presentan inclusiones subsféricas a tabulares, de opacos y criptocristales (probablemente correspondan a cristales de plagioclasa o piroxeno). Las trizas planares son como láminas que tienen superficies con relieves suaves, con pocas inclusiones subredondeadas de opacos en sus bordes, y vesicularidad nula, aunque presentan huecos subsféricos diseminados (Fig. 29D). Las trizas de tipo pumíceas son las menos abundantes, son de color marrón claro a oscuro, de textura fluidal, formas irregulares a subredondeadas y elongadas, características otorgadas por la forma de las vesículas, que son alargadas en una dirección, dando el aspecto de tubos, con un grado de vesicularidad moderado (Fig. 29E y F). Estas partículas ocasionalmente presentan inclusiones microcristalinas de plagioclasa, siendo la mayoría de estas de formas tabulares y otras subredondeadas.

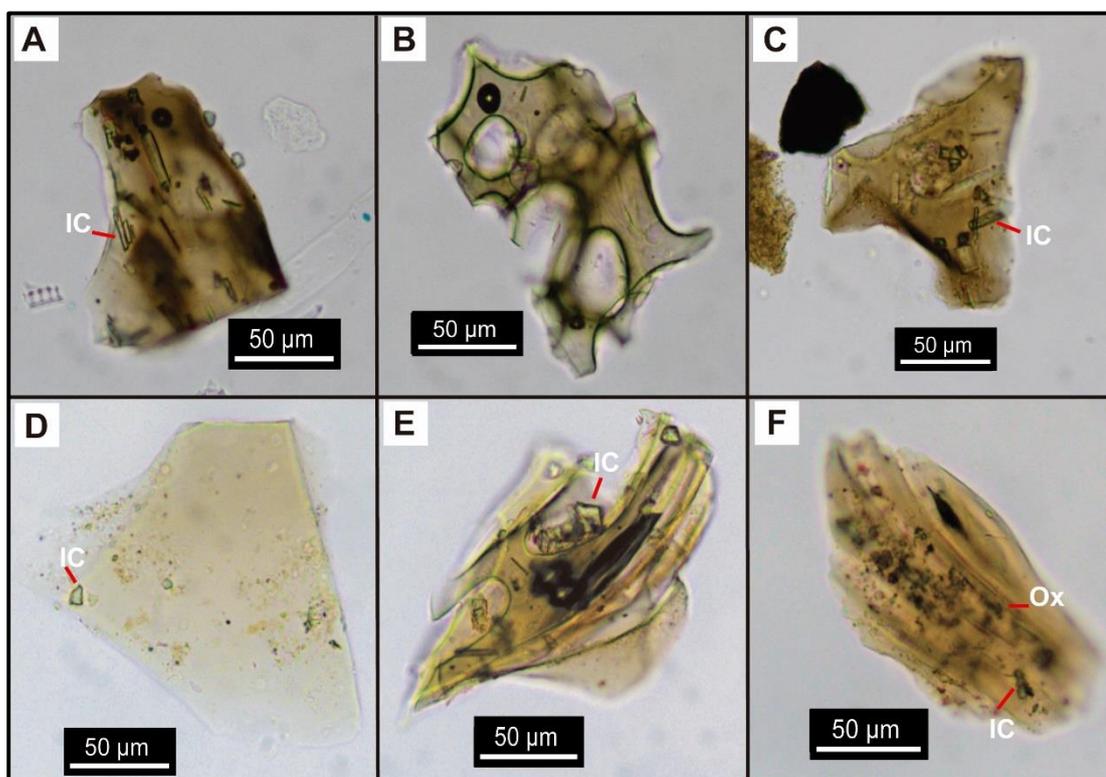


Figura 29. Tipos de trizas vítreas. **A)** triza curvada con inclusiones microcristalinas en forma tabular (PO53); **B)** y **C)** trizas cuspidas formadas por la coalescencia de burbujas, pertenecientes a las muestras PO53 y PO42, respectivamente; **D)** triza planar con inclusiones microcristalinas de color verde claro (PO42); **E)** y **F)** trizas pumíceas donde se puede apreciar el carácter fluidal y las vesículas alargadas en una misma dirección, tomadas de PO9 y PO17, respectivamente. **IC:** inclusiones cristalinas. **Ox:** óxidos.

ii) Fragmentos escoriáceos

Las escorias se distinguen por ser opacas a nicoles paralelos, sus fragmentos tienen formas subcuadradas, de bordes redondeados a subangulares, y son de tamaño entre 40-190 µm. Tienen vesicularidad media a baja, con vesículas subsféricas a elongadas, de diferentes tamaños (\leq

50 μm) (Fig. 30A). Estas últimas generalmente hospedan fragmentos de cristales de plagioclasa, de piroxeno y fragmentos de vidrio volcánico incoloro a castaño oscuro de bordes subredondeados (Fig. 30B). Todos estos fragmentos se orientan frecuentemente paralelos a las vesículas y se encuentran con inclusiones de óxidos en sus bordes (Fig. 30C).

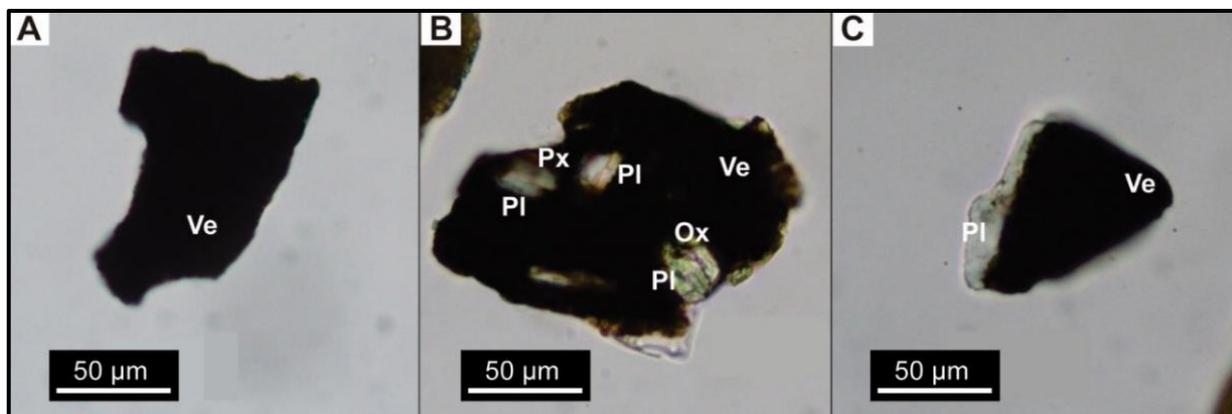


Figura 30. Fragmentos escoriáceos. **A)** se observan las vesículas subredondeadas y los bordes angulares; **B)** escoria con fragmentos de plagioclasa, piroxeno y óxido; **C)** cristal de plagioclasa en fragmento escoriáceo. **Ve:** vidrio de escoria.

iii) Agregados amorfos inorgánicos (AAI)

A lo largo del testigo en análisis, se observó este material predominantemente amorfo e isótropo en abundancia que recubre todos los componentes encontrados. Estos agregados se caracterizan por ser de granulometría arcillosa, de tamaños ampliamente variables, desde 5 μm a $>200 \mu\text{m}$, de textura afanítica criptocristalina, principalmente de dos coloraciones; incoloros y de distintos tonos marrones. Sus componentes muchas veces no son identificables, pero el material arcilloso de mayor abundancia puede estar conteniendo criptocristales (posiblemente plagioclasas y piroxenos), fragmentos de vidrio volcánico, fragmentos o individuos completos de diatomeas (sílice amorfa) y materia orgánica, y las proporciones de estos componentes generalmente determinan la coloración del AAI. También son características su friabilidad y sus formas; los agregados de colores marrones tienden a ser de morfología ecuante, con bordes redondeados y en ocasiones globulares (Fig. 31A y B), mientras que los agregados incoloros son de morfología ovalada alargada y bordes subredondeados a subangulares, si es que están definidos (Fig. 31C).

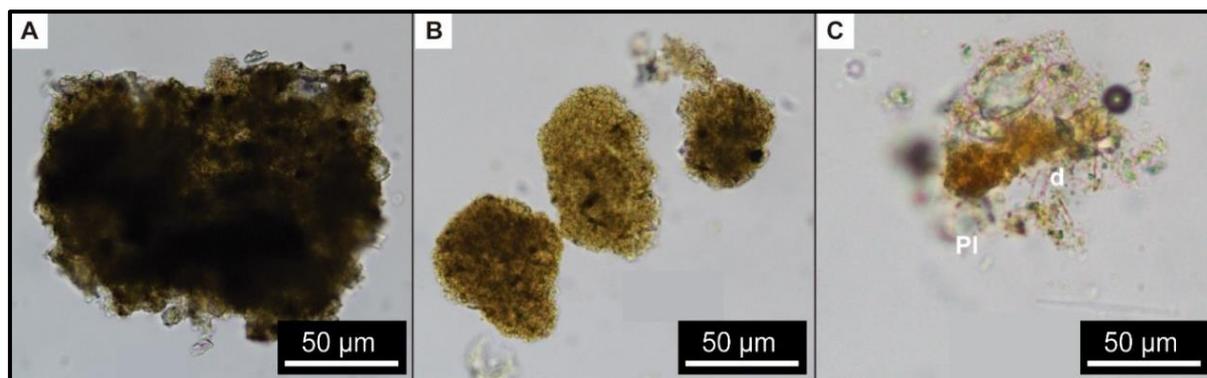


Figura 31. A y B) Agregados amorfos de color marrón claro a oscuro, tomados de PO53 y PO42, respectivamente; C) agregado amorfo incoloro. **Pl:** plagioclasa. **d:** diatomeas.

Amorfos orgánicos - Diatomeas

Este grupo de algas unicelulares fue encontrado en cada uno de los niveles analizados del testigo de lago Portezuelo, en mayor o menor medida. Los ejemplares encontrados en las muestras del lago Portezuelo, se presentan en tamaños que van desde los 15 µm a 200 µm, en su gran mayoría se encuentran como individuos completos, y se han encontrado ejemplares con sus células dentro del frústulo, por lo que se concluye que las diatomeas encontradas son autóctonas, no descartando también aportes por los afluentes que provienen del borde de la caldera del Agrio y tienen su origen en las precipitaciones (como lluvias o nieve). Las diatomeas más abundantes en las muestras pertenecen al orden Pennal (formas pennadas con valvas simétricas bilateralmente, generalmente de ambientes de agua dulce) (Fig. 32) y en escasa proporción al orden Central (formas céntricas con valvas simétricas radialmente; Hasle y Fryxell, 1995).

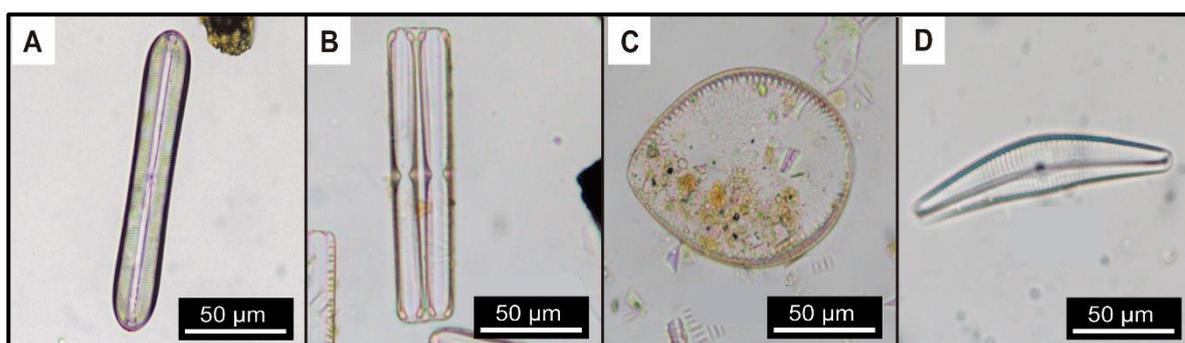


Figura 32. Diatomeas pertenecientes al orden Pennal, el más abundante en las muestras de lago Portezuelo.

4.4. Análisis geoquímico

En esta sección se presentan los resultados de la geoquímica de los niveles analizados del testigo del lago Portezuelo. La Tabla 5 muestra el análisis de los elementos mayoritarios y trazas, junto

con información acerca de la densidad, materia orgánica y contenido de agua de los niveles en estudio.

4.4.1. Elementos mayoritarios

Los elementos mayoritarios analizados fueron Al, Fe, Ti, Ca, Na, K, Mg y Mn, mientras que los valores de Si, fueron estimados por diferencia al 100% de óxidos. Los elementos mayoritarios se presentan como % de óxidos correspondientes.

En general, se pueden diferenciar dos zonas en todos los perfiles, una superior y otra inferior, cuyo límite se encuentra entre los 30-35 cm de profundidad, aproximadamente (Fig. 33). En el caso del SiO_2 , se puede ver que en la zona inferior los porcentajes de contenido son altos, con valores entre 75-85% (el máximo en PO53, 85,75%), mientras que la zona superior presenta valores más estables que rondan entre el 66-68%. El resto de los óxidos se comportan de manera contraria, es decir, que cuando el porcentaje de SiO_2 disminuye, el porcentaje de los otros óxidos, aumenta. Además, en la zona inferior los porcentajes son más variables que en la superior. En el total de las muestras, el Al_2O_3 tiene un valor promedio de 11,6%, un mínimo de 6,63% y un máximo de 15,6%, en las muestras PO53 y PO29, respectivamente, y el límite entre las zonas es más evidente; en el caso del Fe_2O_3 , presenta un contenido entre 9,2-6,6%.

En cuanto a los otros óxidos, se observa que la zona inferior tiene un comportamiento más variable que la zona superior, y todos coinciden en que sus valores mínimos están en la parte inferior y le corresponden a la muestra PO53 (1,8% CaO, 1% Na_2O , <1% K_2O , TiO_2 , MgO y MnO). Los valores de K_2O , MnO y TiO_2 no superan el 1,5% individualmente, y tienen un promedio de 0,8%, 0,07% y 1,1% respectivamente. En el caso de Na_2O , MgO y CaO, tienen un comportamiento en la zona superior que es más variable respecto al resto de los óxidos, con promedios de 1,6%, 1,3% y 3% respectivamente. El valor máximo de 2,07% de Na_2O le corresponde a la muestra PO29, el máximo de 2,2% de MgO a la muestra PO17, y la muestra PO9 contiene el máximo valor de CaO, un 4,1% (Fig. 33).

Tabla 5. Concentraciones de elementos mayoritarios y trazas de los niveles estudiados. *Valores de SiO₂ son calculados por diferencia.

	Unidad	Muestras										
		PO4	PO9	PO17	PO24	PO29	PO37	PO42	PO50	PO53	PO57	PO63
Nivel	cm	2-3	7-8	15-16	22-23	27-28	35-36	40-41	48-49	51-52	55-56	61-62
Densidad	g.cm ⁻³	0,3219	0,3372	0,3268	0,3846	0,3708	0,222	0,2521	0,2613	0,2552	0,2588	0,2201
Contenido de agua	%	70,9	70,1	71,2	68,9	66,8	78,4	75,7	74,7	76,6	74,1	75,5
LOI	%	14,577	14,294	13,402	17,563	14,492	21,108	19,142	17,410	13,990	19,718	19,326
SiO ₂ *	p.p. %	67	68	67	68	68	76	76	84	86	79	83
Al ₂ O ₃	p.p. %	14,9	14,5	15	15,7	15,7	10,6	10,7	7,5	6,6	9,4	8
Fe ₂ O ₃	p.p. %	9,2	7,9	7,8	7,1	7,4	7,1	6,6	6,4	3	4,7	4,2
MnO	p.p. %	0,08	0,1	0,1	0,1	0,8	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04
MgO	p.p. %	1,5	1,6	2,2	1,9	1,7	0,9	1,1	0,8	0,8	1	0,7
CaO	p.p. %	3,9	4,1	4	3,6	3,1	2,9	2,9	2,1	1,8	2,8	2,1
Na ₂ O	p.p. %	2	2	1,9	2,1	2,1	1,3	1,5	1,1	1	1,4	1,2
K ₂ O	p.p. %	1,1	1,1	0,9	0,9	1	0,7	0,7	0,6	0,5	0,7	0,6
TiO ₂	p.p. %	0,9	0,9	1	1,1	1	0,7	0,7	0,6	0,5	0,6	0,6
Hg	ppm	58,9	61,7	51,2	37,1	44,3	59,2	38,1	58,6	30	-	-
Sc	ppm	19,04	18,61	19,89	19,44	20,26	13,75	14,44	10,02	8,71	13,09	10,33
V	ppm	133,1	143,6	146,2	179	148,4	164	173,3	120	109,3	174,1	142,9
Cr	ppm	44,5	50,8	64,6	60	62,9	34,5	37	28	24,4	36,3	28,6
Co	ppm	18,08	20,34	23,16	21,34	21,43	16,98	17,34	9,9	8,9	15,35	12,09
Zn	ppm	69,5	80,1	86,4	83,4	80,7	69,1	68,6	52,8	43,4	68,9	59,9
Rb	ppm	37	34,1	31,8	32,4	24,8	21,3	22,7	15	15,1	23,2	18,7
Sr	ppm	292	257	283	285	232	219	219	139	156	196	156
Cs	ppm	2,68	2,64	2,58	2,69	2,55	1,94	2,08	1,44	1,09	1,66	1,43
Ba	ppm	381	338	316	365	338	238	250	175	153	216	199
Zr	ppm	151	129	252	167	185	125	134	112	97	125	105
Hf	ppm	5,55	5,12	4,84	5,12	5,37	3,67	3,75	2,69	2,21	3,37	2,7
Ta	ppm	0,373	0,368	0,354	0,402	0,356	0,285	0,267	0,187	0,167	0,241	0,209
Th	ppm	7,08	6,67	6	6,6	6,52	4,76	4,96	3,47	3	4,39	3,55
Sb	ppm	0,377	0,256	0,219	0,246	0,222	0,225	0,303	0,194	0,158	0,231	0,226
As	ppm	10,18	7,46	7,69	8,62	7,85	9,2	7,24	4,78	4,48	6,37	4,92
Se	ppm	2,96	1,61	2,1	1,66	1,18	1,85	1,71	1,41	1,36	1,79	1,86
Br	ppm	11,01	11,38	10,89	10,05	9,36	14,3	13,4	9,23	7,22	13,6	12,36
U	ppm	1,71	1,82	1,63	1,86	1,89	1,46	1,41	1,163	1,035	1,49	1,26
La	ppm	24,53	23,16	23,58	24,43	25,15	18,36	19,57	12,65	10,7	16,06	12,42
Ce	ppm	65	59,5	60,3	64,1	63,6	47	46,8	32,3	26,8	40,8	31,5
Nd	ppm	29,4	30,5	28,9	29,3	33,2	25,5	23	16,6	14,3	21,2	16,8
Sm	ppm	6,11	5,81	5,97	6,43	6,37	4,68	4,79	3,26	2,74	4,05	3,17
Eu	ppm	1,456	1,382	1,489	1,49	1,526	1,073	1,137	0,757	0,649	0,985	0,769
Tb	ppm	0,8	0,758	0,742	0,79	0,798	0,599	0,622	0,434	0,344	0,489	0,415
Dy	ppm	5,29	5,06	5,29	5,88	6,03	4,35	4,32	3,04	2,42	3,7	3,08
Yb	ppm	2,76	2,71	2,73	2,85	3,03	2,17	2,34	1,68	1,34	2,07	1,69
Lu	ppm	0,404	0,398	0,418	0,427	0,445	0,334	0,353	0,244	0,205	0,302	0,246

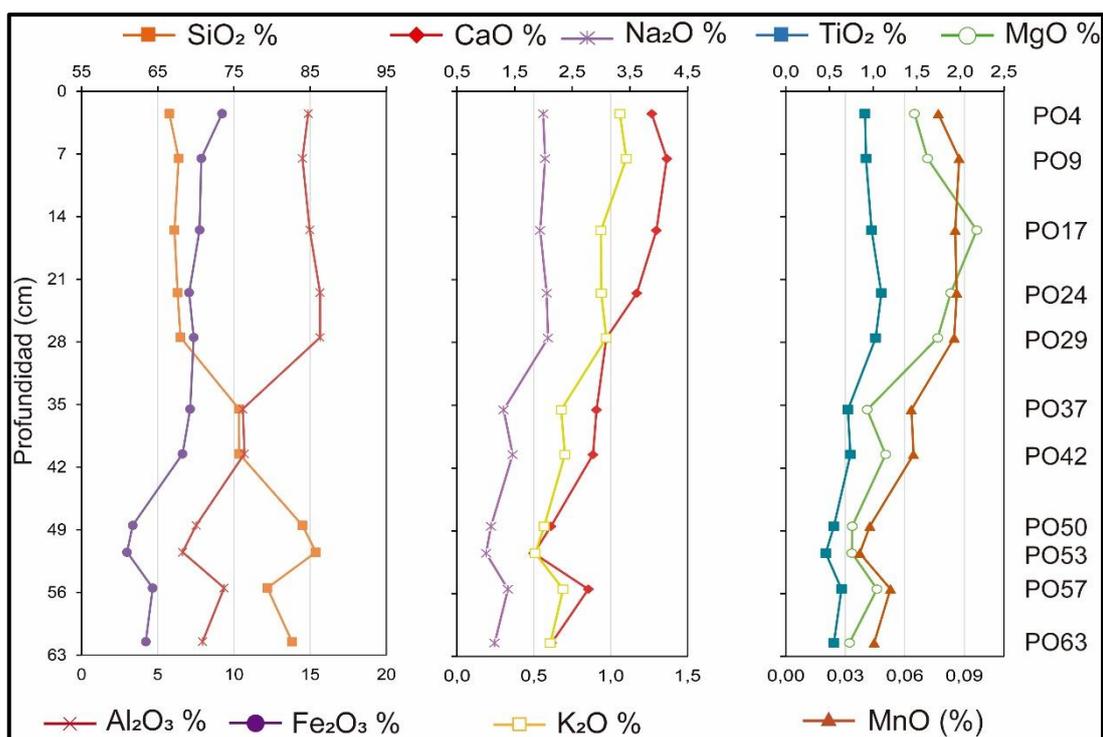


Figura 33. Perfiles de variación de los óxidos de elementos mayoritarios vs profundidad de las muestras estudiadas.

4.4.2. Diagramas multielementos

Para la comparación de los elementos entre muestras se utilizaron los diagramas de multielementos normalizados a diferentes rocas de referencia. Debido a la localización del lago Portezuelo en una cuenca donde dominan las rocas volcánicas se realizó en primera instancia una normalización a manto primitivo. En el diagrama de multielementos extendido normalizado al manto primitivo propuesto por McDonough y Sun (1995) se observan distintos elementos químicos, ordenados de izquierda a derecha según el grado creciente de compatibilidad respecto al fundido. También se ordenó de izquierda a derecha según su movilidad, es decir, la facilidad de un elemento a la lixiviación por una fase fluida interactuante con el magma (Rollinson, 1993). De manera gráfica, en el sector izquierdo del diagrama se agrupan los elementos litófilos de radio iónico grande, los más móviles (*Large Ion Litophile Elements* “LILE”: Cs, Rb, Ba y K), mientras que en el sector derecho se concentran los elementos de alto potencial iónico, los más inmóviles (*High Field Strength Elements* “HFSE”: Th, U, Ta, Hf), acompañados de otros elementos de tierras raras (ETR) (Fig. 34).

Además de los valores de las muestras estudiadas en este trabajo, se agregaron los valores de los elementos químicos de las rocas de la Formación Hualcupén (FH) y de la Secuencia Volcánica Las Mellizas (SVLM) tomados de Sánchez Bowen (2016), ya que son las rocas que componen la cuenca del lago Portezuelo (Anexo Tabla 1), y los valores de material piroclástico emitido por el

volcán Copahue en el año 2000 y 2012 estudiados por Daga *et al.* (2017), dada la cercanía del lago al centro de emisión (Anexo Tabla 2).

En la figura 34 se observa que las muestras FH y SVLM tienen patrones enriquecidos respecto al manto primitivo. Por su parte, las muestras pertenecientes a las erupciones de 2000 y 2012, si bien son mediciones de materiales específicos como vidrios y escorias, exponen una tendencia comparable con las rocas de la cuenca, aunque son las más enriquecidas respecto al manto primitivo. Este comportamiento respecto al manto se observa también en las muestras del lago, habiendo también una variación de ese enriquecimiento dentro del mismo grupo: las muestras PO4 y PO9 muestran los patrones más enriquecidos, mientras que las muestras PO50 y PO53 los menores. La comparación con estos materiales muestra las similitudes con respecto a las rocas volcánicas de la cuenca.

En todas las muestras se observa un enriquecimiento mayor en elementos del grupo LILE respecto al grupo HFSE, estos últimos con un comportamiento más variable, y un decrecimiento marcado hacia el extremo de los ETR pesados (Yb, Lu). Hay un marcado empobrecimiento en Ta, Sr y Ti, constituyendo anomalías negativas. Particularmente, las muestras de la FH y SVLM exhiben patrones más enriquecidos en Sr y Ti y un leve empobrecimiento en Hf. Se destaca, además, que la FH presenta un empobrecimiento significativo de Cs en comparación al resto.

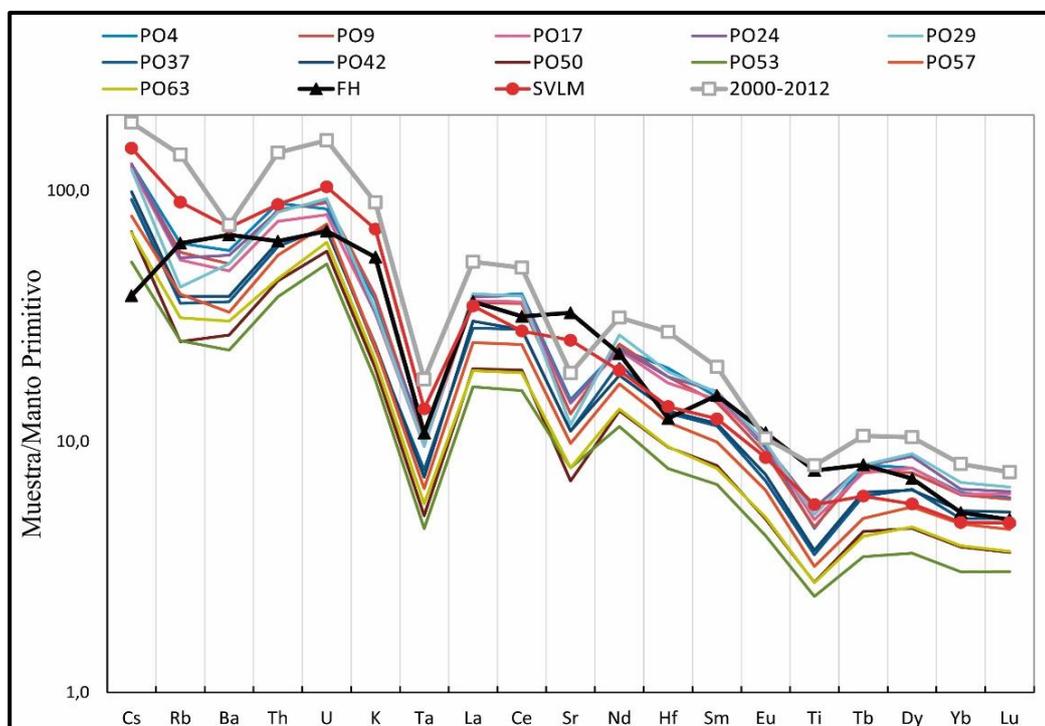


Figura 34. Diagrama de Multielementos extendido normalizado al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) que compara entre las muestras del testigo de lago Portezuelo, Formación Hualcupén (FH) y Secuencia Volcánica Las Mellizas (SVLM) (Sánchez Bowen, 2016), y material piroclástico (vidrios y escorias) del año 2000-2012 (Daga *et al.*, 2017).

Considerando el carácter sedimentario de los materiales en estudio, se realizó la normalización respecto a un sedimento promedio como el NASC (North American Shale Composite), como medición de cuán típico es el sedimento, pudiendo identificar sutiles enriquecimientos y deficiencias en ciertos elementos, lo que puede llevar a restringir la composición del área de origen de los sedimentos (Rollinson, 1993). En el diagrama de multielementos extendido normalizado a NASC propuesto por Gromet *et al.* (1984) se presentan elementos químicos en orden igual al anterior, los elementos más móviles hacia la izquierda y los menos móviles en la derecha, junto con ETR, a los que se agregaron algunos metales de transición. En este gráfico también se utilizaron los datos de la FH y SVLM a modo de comparación (Fig. 35).

En la figura 35 se observa que todas las muestras están levemente empobrecidas en relación a NASC, en particular el grupo de LILE respecto al grupo HFSE, mostrando valores de Rb y K muy bajos respecto al resto. Este comportamiento de los LILE se debe tal vez a la movilidad de estos elementos durante procesos de meteorización, diagénesis y metamorfismo de bajo grado (Wronkiewicz y Condie, 1987). Las concentraciones absolutas de los LILE y HFSE son mucho más bajas que las de NASC.

El contenido de los ETR pesados (Yb, Lu) no varía mucho respecto a los livianos (La, Ce). Hay un empobrecimiento marcado en Ta y Hf, mientras que se observa una anomalía positiva en Sr y Ti, estas últimas más marcadas en las muestras de FH y SVLM. Se agregan los valores de los elementos de transición que muestran un leve enriquecimiento en Sc y Fe, y un empobrecimiento en Co y Cr. Nuevamente, las muestras de FH presentan bajos valores de Cs respecto al resto.

Dentro del grupo de las muestras del lago Portezuelo hay una variación en el comportamiento respecto a NASC, siendo el patrón de PO4 el más enriquecido, y los de PO50 y PO53 los menores, al igual que en el diagrama normalizado al manto primitivo.

Finalmente, para ver el carácter local de los sedimentos, se realizó también un diagrama de multielementos extendido normalizado a valores promedio de rocas de la FH y de la SVLM, rocas que conforman la cuenca del lago Portezuelo y cuyo valor sirve para comparar el grado de diferenciación entre los afloramientos y el sedimento del lago. Se observa en el eje de categorías los elementos químicos en el mismo orden presentado anteriormente. Se comparan las muestras del testigo lacustre con el material piroclástico (vidrios y escorias) de las erupciones del 2000 y 2012 (Fig. 36).

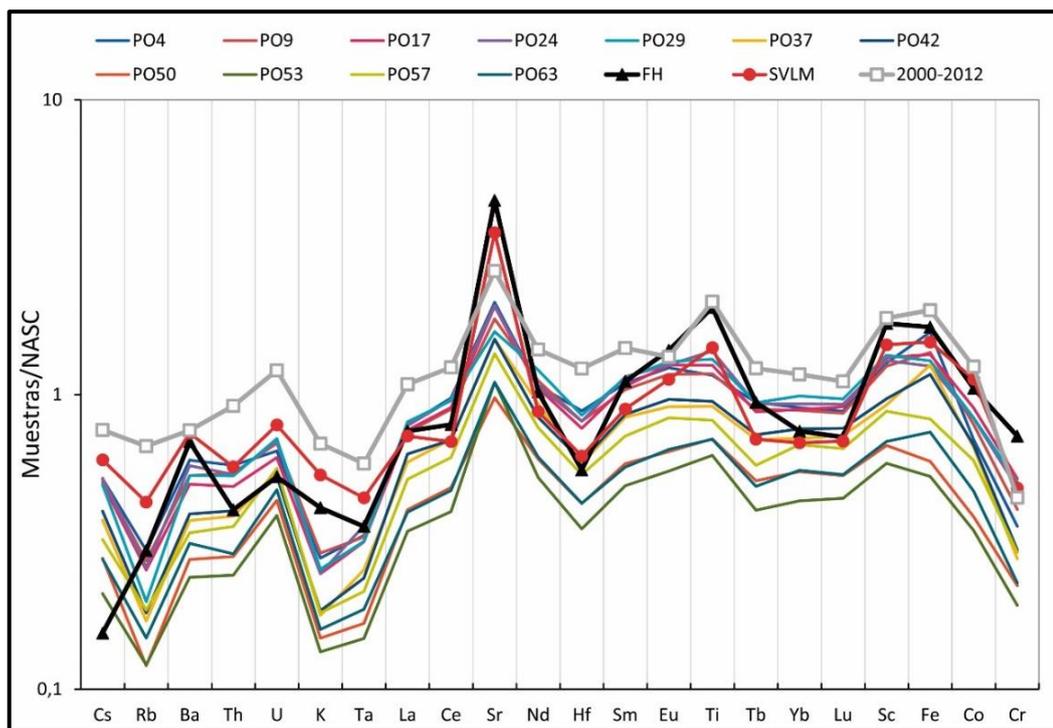


Figura 35. Diagrama de multielementos normalizados a NASC (Gromet *et al.*, 1984) que compara las muestras del testigo lacustre de lago Portezuelo, de la Formación Hualcupén (FH) y Secuencia Volcánica Las Mellizas (SVLM) (Sánchez Bowen, 2016) y de material piroclástico del volcán Copahue (Daga *et al.*, 2017).

Los valores de las muestras exhiben concordancia con los valores promedio de FH y SVLM, ya que no hay un enriquecimiento/empobrecimiento notable respecto a esas rocas, lo que nos puede decir que estas rocas no sufrieron muchos cambios en su camino a convertirse en sedimentos del lago.

Se puede observar que el grupo de elementos más móviles está ligeramente empobrecido respecto al grupo HFSE, exhibiendo bajos valores de Rb, Ba y K. Hay una anomalía negativa de Sr, al contrario de las normalizaciones anteriores (donde se observaron anomalías positivas para FH y SVLM siempre mayores que para sedimentos del lago). También se observa un empobrecimiento en Ti. Del grupo de elementos de transición se puede observar que todas las muestras tienen patrones similares para el Sc, Co y Cr, pero en cuanto al Fe se diferencian dos grupos: *i*) los que tienen valores bajos de Fe (PO50, PO53, PO57) y *ii*) los que muestran anomalías positivas (el resto de las muestras). En cuanto al V, todos los patrones son similares.

Las muestras más enriquecidas respecto al promedio de FH y SVLM son las que corresponden al material piroclástico, con un enriquecimiento marcado en Hf. En cuanto a los ETR, no hay una variación marcada entre elementos pesados y livianos. Dentro del grupo de muestras del lago, el patrón más enriquecido respecto al promedio es PO4 y los menos enriquecidos corresponden a las muestras PO53 y PO50, al igual que en las normalizaciones previas.

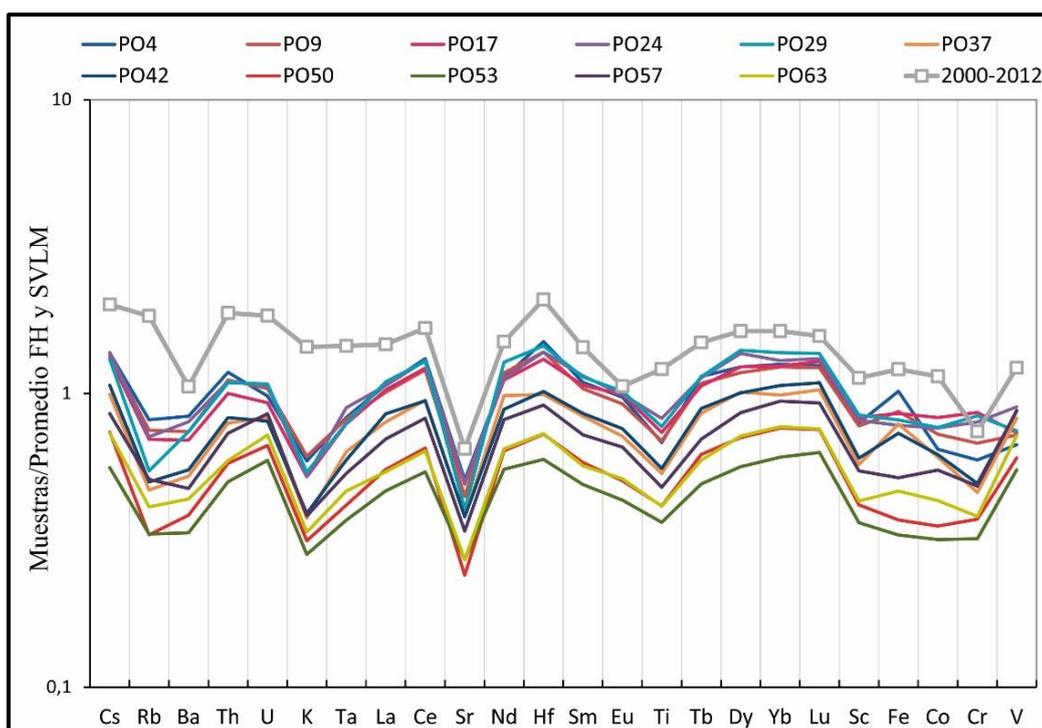


Figura 36. Diagrama de multielementos normalizado al promedio de rocas de Formación Hualcupén (FH) y Secuencia Volcánica Las Mellizas (SVLM) (Sánchez Bowen, 2016), donde se comparan las muestras del testigo de lago Portezuelo y el material piroclástico de las erupciones del volcán Copahue de 2000 y 2012 (Daga *et al.*, 2017).

Al ver que las muestras del lago Portezuelo poseen patrones de variación similares, pero con diferencias de magnitud, se realizaron perfiles de elementos vs profundidad para un análisis más detallado de dicha variación, agrupando los elementos en elementos LILE y HFSE (Fig. 37), elementos de transición (Fig. 38) y elementos de tierras raras (Fig. 39).

En todos los perfiles se observa la misma tendencia de variación de los elementos con la profundidad. A partir de los 30-35 cm de profundidad, muestra PO37-PO29, el contenido de los elementos aumenta y no vuelve a sus valores de fondo, pudiendo separar así el testigo en dos zonas. En general las muestras PO50 y PO53 presentan los valores más bajos de todos los elementos, mientras que los valores más altos varían según los elementos. En el grupo de elementos LILE y HFSE, el comportamiento de los elementos en la zona inferior es más variable respecto a la zona superior, donde se ve un aumento constante de los elementos, y aquí es la muestra PO4 la que acumula los valores más altos (Fig. 37).

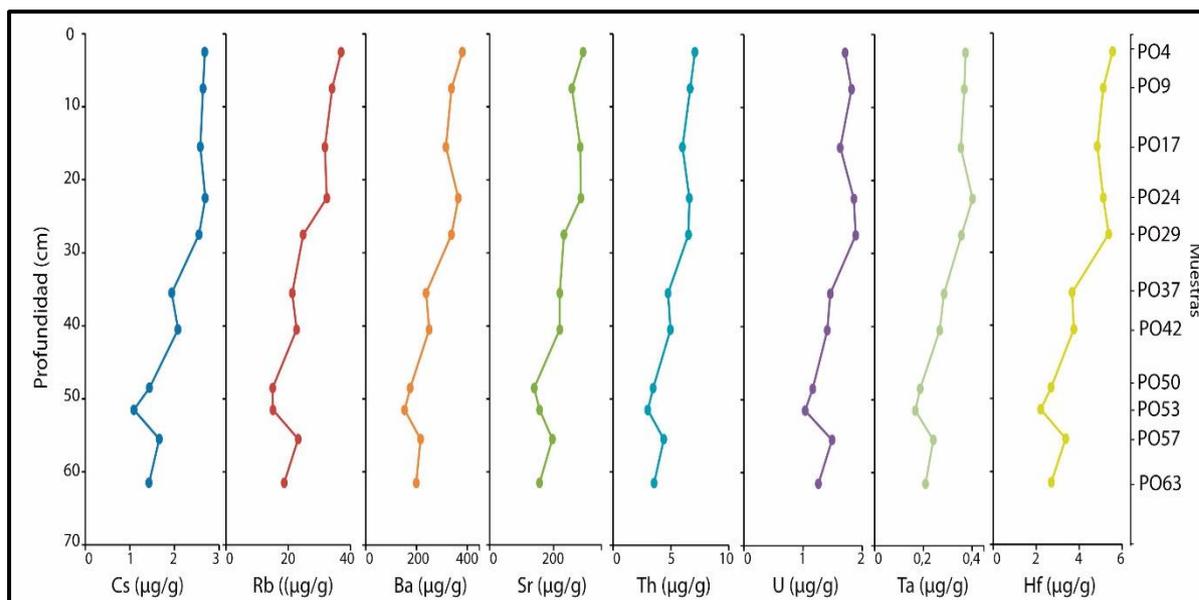


Figura 37- Perfiles en profundidad de los elementos LILE y HFSE encontrados en las muestras del testigo lacustre.

En cuanto al grupo de elementos de transición (Fig. 38), se observa que los mismos en la zona superior exhiben un comportamiento tan variable como en la parte inferior, y los elementos experimentan un aumento del contenido que luego disminuye, si bien no alcanza los valores mínimos de la zona inferior. En la zona superior, los valores más altos de Sc los tiene la muestra PO29, los valores más altos de Co y Cr la muestra PO17, y del V la muestra PO24.

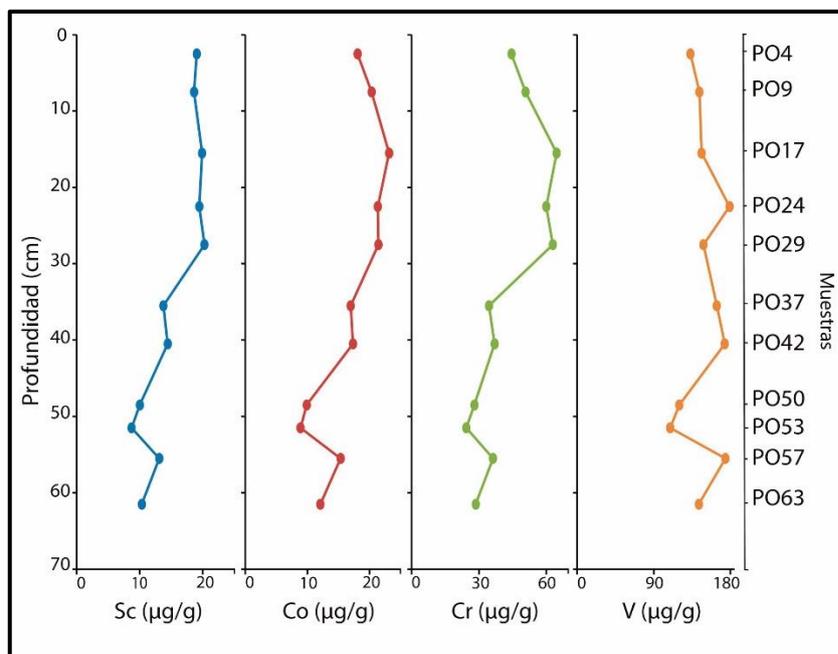


Figura 38. Perfiles en profundidad de los elementos de transición del testigo de lago Portezuelo.

En la figura 39 del grupo de elementos de tierras raras, se observa nuevamente un comportamiento variable en la zona inferior de los perfiles, y una tendencia más estable en la zona superior. En la zona superior de los elementos La, Nd, Eu, Dy, Yb y Lu se distingue, a partir del límite de la zona hacia el tope del perfil, que los valores de las muestras luego de experimentar un máximo, en PO29, disminuyen su contenido ligeramente, y éste nunca llega a los valores de fondo de la zona inferior. Los elementos Ce y Sm presentan el mismo patrón, pero su máximo valor es en la muestra PO24. Por su parte, Tb muestra una tendencia aproximadamente creciente hacia el tope, donde se encuentra su valor máximo (PO4).

En general, los perfiles de todos los grupos de elementos exhiben un comportamiento similar al de los elementos mayoritarios, a excepción del Si, cuyo comportamiento es contrario al resto.

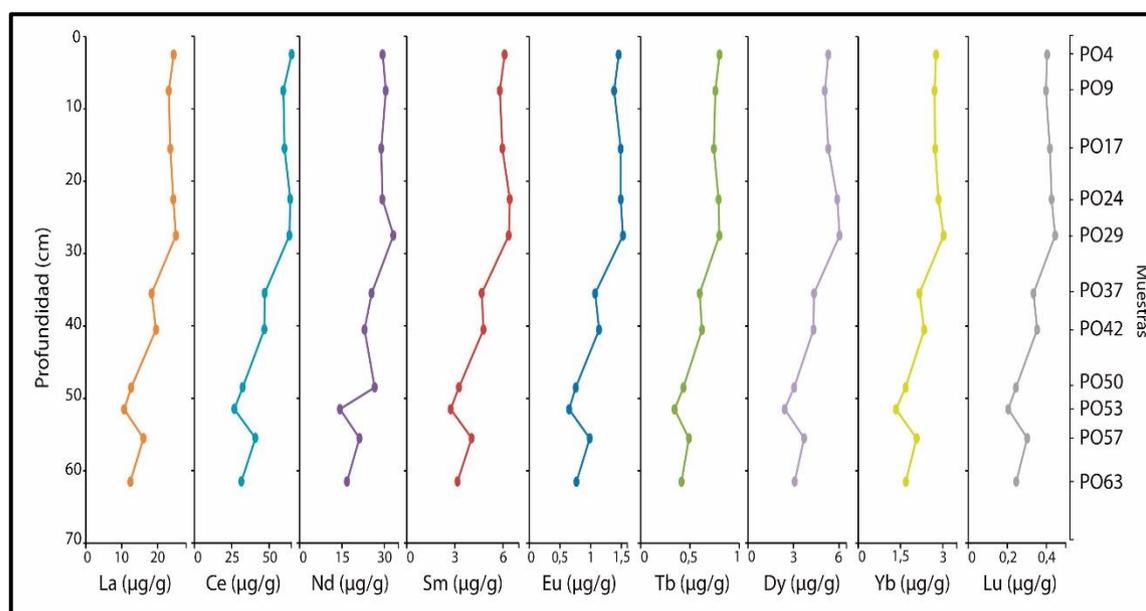


Figura 39. Perfiles en profundidad de los elementos de tierras raras de las muestras del testigo de lago Portezuelo.

4.5. Densidad y materia orgánica

En el análisis del perfil de densidad de todo el testigo (Fig. 40), se observa claramente una zona inferior (63-32 cm), con valores entre $0,2-0,3 \text{ g.cm}^{-3}$ y un promedio de $0,25 \text{ g.cm}^{-3}$, y una zona superior (32-0 cm), con valores entre $0,3-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, un promedio de $0,35 \text{ g.cm}^{-3}$ y un pico máximo de $0,71 \text{ g.cm}^{-3}$. El cambio entre una zona y otra se da aproximadamente entre los 35-30 cm de profundidad, donde se observa una tendencia de aumento de valores de densidad de manera tal que duplican a los valores inferiores a este límite. En la parte superior, si bien se observan valores más bajos entre los 10-16 cm de profundidad aproximadamente y ligeras variaciones nivel a nivel, dichos valores nunca vuelven a los valores de fondo. El pico de densidad más pronunciado

corresponde al nivel de tefra T2 (identificado por Villa *et al.*, 2016). Los demás picos de menor intensidad observados tanto en la zona inferior como superior también corresponden principalmente a niveles de tefras y microtefras, probablemente de granulometría más fina y/o a espesores menores, lo que lleva a picos menos marcados.

En cuanto al perfil de materia orgánica (Fig. 40), se diferencia una zona inferior (63-33cm) con valores entre 13,9 – 21,1% y un promedio de 18%, de una zona superior (33-0cm) con valores entre 5,1 – 17,5% con un promedio de 14%. Los niveles de mayor contenido de materia orgánica, entre los 54-64 cm y 33-43 cm de profundidad están, en coincidencia con los de menor densidad, por debajo de los 30 cm de profundidad; esta zona presenta fluctuaciones, con ciclos de crecimiento y decrecimiento, alcanzando el pico máximo en la muestra PO37 (21,1%) y en la base del perfil (20,73%), mientras que la zona superior posee valores más bajos y relativamente estables (12,73-14,85%, sin contar los valores mínimos en las tefras). En particular, se observa que los mínimos valores registrados a lo largo del perfil coinciden con los máximos valores de densidad, los cuales, como se ha mencionado previamente, coinciden principalmente con niveles volcánicos. Esto se puede explicar ya que la depositación de los niveles de tefra incluye un ingreso de mayor cantidad de material (sin contenido orgánico) en un evento prácticamente instantáneo (en tiempo geológico), lo que reduce la acumulación de la materia orgánica en el mismo nivel. Hay también niveles no relacionados estrechamente a eventos volcánicos que presentan bajo contenido de materia orgánica, lo cual puede ser consecuencia de cambios en las condiciones del lago. Por otra parte, puede observarse que las variaciones de contenidos de materia orgánica muestran relación con la variación en la coloración del perfil, con las zonas más oscuras representadas por los contenidos más elevados de este parámetro.

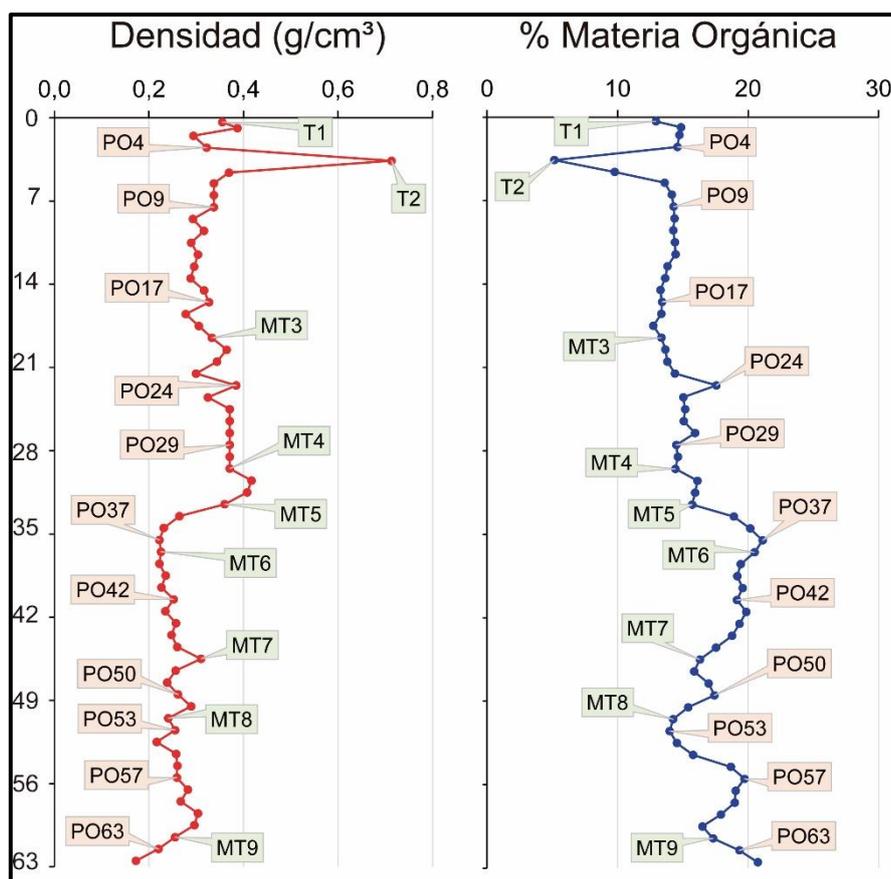


Figura 40. Perfiles de densidad y materia orgánica (%LOI_{550°C}) del testigo de lago Portezuelo.

5. Interpretación – Discusión de los resultados

A través de las secciones anteriores se describió al testigo de lago Portezuelo a partir de diferentes variables tales como granulometría, componentes, mineralogía y geoquímica. En general, los resultados muestran un sedimento homogéneo a lo largo de todo el testigo. Sin embargo, el análisis integrado de todas estas variables permitió identificar, a pesar de la homogeneidad mencionada, ciertas variaciones que hacen reconsiderar la definición inicial de las zonas del testigo (sección 4.1). De esta manera, el testigo queda dividido en tres zonas: Inferior, Media y Superior. La Zona Inferior abarca desde los 63-45 cm de profundidad e incluye a las muestras PO63, PO57, PO53 y PO50; la Zona Media se encuentra en el intervalo de los 45-19 cm de profundidad y se analizaron las muestras PO42, PO37, PO29 y PO24. Por último, la Zona Superior, 19-0 cm de profundidad, está representada por las muestras PO17, PO9 y PO4 (Fig. 41). A partir de la definición de dichas zonas se continuará realizando la interpretación de los resultados.

Como se ha mencionado en la sección 2.5, la datación del testigo no pudo ser obtenida mediante el perfil de actividad específica de ²¹⁰Pb, pero sí se determinó un punto de fechado en la secuencia sedimentaria por el método de datación ¹³⁷Cs, asignando el año 1962 a la profundidad de 18 cm.

A partir de esto, se obtuvo una estimación de la tasa de sedimentación de $0,307 \text{ cm}\cdot\text{a}^{-1}$ ($10 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) entre los años 2014 y 1962. Asumiendo una sedimentación relativamente constante y descontando el espesor de los niveles de tefras macroscópicos, mediante extrapolación es posible asignar al testigo un registro de aproximadamente 200 años (Villa *et al.*, 2016). Villa *et al.* (2017) en un estudio de caracterización de los niveles volcánicos del testigo (tefras y microtefras), correlaciona algunos de ellos con erupciones del volcán Copahue, uniendo también el fechado de la secuencia y su posición estratigráfica. Dichos autores asocian al nivel T1 con la erupción del año 2012, T2 con la erupción del año 2000 y MT3 con la erupción del año 1961; el resto de las microtefras (MT4, MT5, MT6, MT7, MT8 y MT9) se asocian a depósitos de mediados de siglo XIX – principios del siglo XX. A partir de la tasa de sedimentación estimada y las correlaciones de tefras, es posible establecer un marco cronológico a las zonas de estudio: la Zona Inferior podría corresponder al siglo XIX (~1810-1880), la Zona Media a fines del siglo XIX y primera mitad del siglo XX (~1880-1960), y la Zona Superior a los últimos años, desde 1960 hasta 2014 (Fig. 41).

5.1. Origen de los sedimentos analizados

Desde una perspectiva genética, existen tres tipos distintos de materiales inorgánicos en la mayoría de los depósitos lacustres: el material alogénico o detrítico, es aquel que se introduce en el lago a través de arroyos, ríos, la erosión de la costa, movimiento de masas y la actividad eólica; los materiales endógenos, es decir, aquellos materiales inorgánicos que se originan dentro de la columna de agua del lago, por precipitación química inorgánica o inducida biológicamente; y el material autigénico que deriva de la alteración diagenética del sedimento ya depositado, o por reacciones químicas dentro del sistema de agua (Last y Smol, 2001).

La descripción de los componentes según su origen es importante ya que cada uno de ellos brinda información sobre los procesos actuantes tanto en el lago como en la cuenca. A lo largo del testigo se pudo identificar homogeneidad en el tipo de componentes con variaciones en su proporción, y se pudo diferenciarlos según su origen, en detríticos y endógenos.

El material detrítico está conformado por *i*) las especies minerales presentes en el sedimento (plagioclasas andesinas, clinopiroxenos augita y dióxido, y cuarzo) *ii*) los elementos volcánicos y *iii*) los agregados amorfos inorgánicos (AAI), definidos anteriormente.

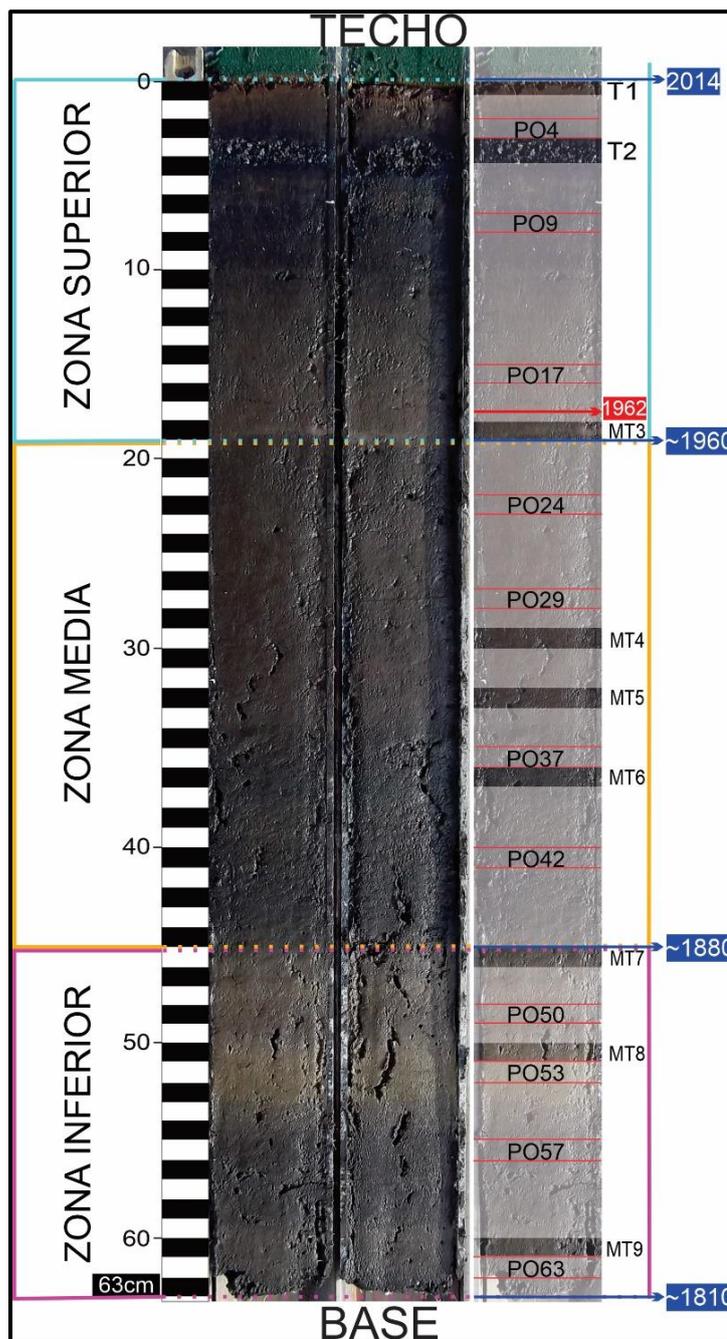


Figura 41. Redefinición de las zonas del testigo de lago Portezuelo, ubicación de punto de fechado (mediante ^{137}Cs), 1962, a los 18 cm de profundidad, y fechas estimadas de límites de cada zona.

Las plagioclasas, piroxenos y los elementos volcánicos descriptos son componentes comúnmente hallados en rocas andesíticas y basálticas, las cuales abundan en la cuenca del lago Portezuelo ya que la misma se encuentra dispuesta sobre la Fm. Hualcupén (FH) y la Secuencia Volcánica Las Mellizas (SVLM). Ambas formaciones tienen un origen volcánico y están conformadas por lavas basálticas y andesíticas, y otros materiales asociados (brechas, aglomerados y piroclastitas) de similar composición, y sus aportes a la cuenca serían mediante transporte eólico y escurrimiento superficial. En el caso del cuarzo, sus características son compatibles también con

un origen volcánico, pudiendo estar presente en las rocas que forman parte de la cuenca o por contribución directa de cenizas volcánicas.

La vinculación del material del lago Portezuelo a dichas formaciones se fundamenta también desde el punto de vista geoquímico. Se ha considerado en la sección de análisis geoquímico (Sección 4.4) el sedimento del lago en los diagramas de multielementos normalizados a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995), a NASC (Gromet *et al.*, 1984) y al propio valor de las rocas de la FH y SVLM (Sánchez Bowen, 2016), agregando también a la comparación los valores del material emitido por el volcán Copahue entre los años 2000 y 2012 (Daga *et al.*, 2017). Como rocas de origen volcánico, las formaciones FH y SVLM correspondientes a la cuenca, y los materiales piroclásticos de las erupciones recientes del volcán Copahue, muestran comportamientos generales similares. Poseen patrones típicos de magmas calcoalcalinos de ambientes de subducción, con anomalía de Ta característica, y con anomalías puntuales relacionadas a la presencia de diferentes fases cristalinas. En esta comparación, los materiales que componen el sedimento del lago Portezuelo reflejan el mismo patrón de variación, reflejando su naturaleza parental. La correspondencia es mayor con los productos piroclásticos de Copahue y la formación SVLM. Como material sedimentario, la comparación del material del lago al NASC, muestra que los sedimentos lacustres están empobrecidos en elementos móviles y enriquecidos en ciertas fases minerales (por ejemplo, plagioclasa, óxidos Fe-Ti) con respecto a un material sedimentario típico (Rollinson, 1993), lo que refleja su influencia volcánica más directa. Finalmente, la normalización más directa de los sedimentos del lago con las formaciones de la cuenca muestra valores cercanos a 1, con un ligero empobrecimiento en elementos más móviles y aquellos presentes en ciertas fases minerales, lo que permite inferir que estas rocas sufrieron leves procesos en su camino a convertirse en sedimentos del lago. Como resultado, el sedimento de lago Portezuelo se comporta de manera similar a las rocas de la FH y SVLM, más que a un sedimento típico o promedio, el cual resulta de la mezcla a través de repetidos ciclos de erosión (Rollinson, 1993). Las ligeras diferencias respecto a FH y SVLM estarían reflejando los procesos de erosión de las rocas y aquellos posteriores (transporte, meteorización, fraccionamiento por densidad, etc.) que le ocurren al material en su recorrido hasta el lago. También se evidencia la afinidad del sedimento del lago con el material piroclástico, estableciendo así una de sus fuentes de aporte en las emisiones del volcán Copahue.

Los AAI, por su parte, son aglutinaciones caóticas de material detrítico de granulometría arcilla cuyo mecanismo de agregación posiblemente se trate de atracciones electrostáticas entre las partículas que los conforman o bien que su ligamiento se deba a algún tipo de actividad biológica. Bertrand (2002) describe para los lagos con influencia volcánica, Icalma y Puyehue (Chile),

partículas similares a las definidas aquí como AAI; los describe principalmente como alófanos, minerales arcillosos isótropos y de morfología globular, característicos de suelos andosoles derivado de la alteración de cenizas volcánicas. El carácter alófono de los AAI encontrados para el testigo de lago Portezuelo, no puede ser definido en este trabajo, pero su origen podría asociarse a los materiales volcánicos de la cuenca del lago, sus productos de alteración, y los procesos pedológicos incipientes en la cuenca, llegando como agregados ya formados al lago.

Las diatomeas, por otra parte, son un grupo de algas unicelulares presentes en todos los niveles analizados del testigo de lago Portezuelo; son porcentualmente importantes en cada muestra y constituyen el material endogénico del lago. Si bien interpretaciones detalladas a partir de los componentes de origen biogénico requieren de estudios sistemáticos y detallados desde su taxonomía, el carácter endógeno asignado para las mismas se fundamenta en la observación de diferentes especies de diatomeas como parte de la población actual del plancton (organismos que viven en la columna de agua) del lago Portezuelo (Juncos *et al.*, en preparación) y en el grado de preservación observado en los individuos identificados en el presente trabajo. Por otra parte, el lago no cuenta con aportes de cursos de agua permanente, por lo cual la presencia de diatomeas de carácter detrítico está más limitada, opuesto a lo observado en un lago cercano, el lago Caviahue, donde las condiciones no permiten el desarrollo de dichas algas en el lago y las diatomeas observadas son de carácter detrítico (Cerrato, 2020).

Las diatomeas requieren ambientes con humedad, luz, nutrientes y disponibilidad de sílice, componente primordial de sus microesqueletos. Dichos microesqueletos de sílice opalino o frústulas, presentan distintas estructuras y ornamentaciones que son la base de clasificación de las mismas. En el lago Portezuelo se identificaron diatomeas pertenecientes mayoritariamente al orden Pennal y en menor proporción al orden Central (Hasle y Fryxell, 1995). Si bien no son el objetivo de estudio de este trabajo, las diatomeas son muy importantes en estudios de paleolimnología, por lo que para mayores interpretaciones se deben realizar estudios sistemáticos (taxonómicos) para observar variaciones y asociarlas a condiciones climáticas.

5.2. Variación de los componentes a lo largo de las zonas

Los registros sedimentarios lacustres almacenan información integrada temporalmente de procesos naturales y antrópicos a través de la depositación de materiales bióticos y abióticos derivados del mismo lago, de las zonas de captación y de la atmósfera (Piovano *et al.*, 2014). El estudio integrado de datos indirectos (mineralogía, geoquímica, isótopos, biomarcadores, diatomeas, etc.), permite reconstruir las condiciones en la que esos sedimentos fueron depositados (Last y Smol, 2001). Se presenta a continuación la integración de los resultados obtenidos para el

testigo de lago Portezuelo, lo que permitirá realizar interpretaciones posteriores. La información se analiza de base a techo y teniendo en cuenta las tres zonas definidas previamente.

Zona inferior (63-45 cm)

Esta zona corresponde a la sección basal del testigo y se analiza a partir de las muestras PO63, PO57, PO53 y PO50. La zona presenta coloración castaña clara y una zona más clara, de color gris oliva, representada por la muestra PO53. Después de una tendencia de aumento desde la base de la secuencia, la densidad alcanza un comportamiento relativamente estable, variando entre 0,2-0,3 g.cm⁻³. La materia orgánica presenta mayores variaciones, pero de manera gradual, con una tendencia general de disminución hacia el tope de la zona, con valores entre 13-20%. Se observa que ambos parámetros tienen fluctuaciones con tendencias parcialmente opuestas (Fig. 40).

Al analizar la granulometría, esta zona posee una marcada abundancia de la fracción limo medio-arcilla (<45µm) con valores en un promedio de 84%, los más altos de todo el testigo, mientras que las fracciones limo grueso (63-45µm) y arena muy fina (>63µm) no superan un 8 y 12%, respectivamente. Si bien posee los porcentajes más bajos, la fracción de limo grueso muestra un aumento hacia el tope de la Zona Inferior. Cabe destacar que las tres microtefras de la zona, MT9, MT8 y MT7, parecen no modificar el tamaño de grano promedio.

El principal componente de la zona corresponde a amorfos (87-91%), siendo además los contenidos de amorfos más altos de toda la secuencia, mostrando concordancia entre la semicuantificación a partir de DRX (muestra total), y el conteo modal de muestra total (Fig. 42A). Sin embargo, el contenido de amorfos de la fracción >63µm (arena muy fina), muestra porcentajes ligeramente menores con un promedio de 71%, lo que podría indicar que los componentes amorfos se concentrarían en la fracción <63µm. Por otra parte, los elevados valores de componentes amorfos muestran relación con los contenidos de SiO₂ de la zona, también los mayores de toda la secuencia (83%), mostrando la misma tendencia de variación que los amorfos totales (Fig. 42A). Los valores de SiO₂ representan, en todas las zonas, la sumatoria del Si presente tanto en la parte inorgánica (clástica: AAI, elementos volcánicos) como orgánica (diatomeas).

Dentro de los componentes amorfos, cuando se analiza el conteo en muestra total se observa que son los AAI los que dominan (54%; valores promedio recalculados al 100% de amorfos) por sobre los elementos volcánicos (27%) y los amorfos orgánicos (19%) (Fig. 42B, C, D); los AAI muestran en general una tendencia opuesta a los otros dos grupos. Por el contrario, en la fracción >63µm (Fig. 42B), los AAI no superan el 35% mientras que los elementos volcánicos son los más abundantes (52%; Fig. 42C) y las diatomeas también muestran una disminución (13%; Fig. 42D). Estos resultados permitirían definir que los AAI, al igual que los amorfos orgánicos, se concentran

en la fracción $<63\mu\text{m}$, la fracción granulométrica más abundante de la zona, mientras que los elementos volcánicos se concentran en la fracción $>63\mu\text{m}$.

Las diatomeas, en particular, muestran una ligera tendencia de aumento hacia el tope de la zona (Fig. 42D), tanto en muestra total como en la fracción $>63\mu\text{m}$, y los menores porcentajes en esta última indicarían que la presencia dominante de las diatomeas también sería en la fracción $<63\mu\text{m}$, siendo las muestras PO53 y PO50 las que más individuos poseen en la zona. El aumento de diatomeas está acompañado por una ligera disminución del porcentaje de materia orgánica, y también por el cambio a una coloración levemente más clara.

En cuanto al grupo de cristalinos, se observa que sus tendencias son opuestas a las del grupo de amorfos, como ya se ha visto anteriormente. En la figura 42E se observa que los cristales estarían concentrados en la fracción $>63\mu\text{m}$. Tanto los valores a partir de DRX como los de conteo en muestra total siguen tendencias similares, mientras que el porcentaje de cristales de la fracción $>63\mu\text{m}$ muestra una tendencia opuesta, y con valores considerablemente más elevados, demostrando su concentración en dicha fracción. Dentro del grupo de los cristalinos, la plagioclasa es la más abundante, seguida por el piroxeno y por último el cuarzo, que siempre resulta en cantidades traza ($<1\%$). En el caso de la fracción $>63\mu\text{m}$ (Fig. 42F), en la cual los componentes cristalinos estarían concentrados, se observa que la plagioclasa y el cuarzo siguen tendencias similares y aumentan hacia el tope de la Zona Inferior, y el piroxeno muestra una ligera disminución de sus valores. En los resultados de DRX, por su parte, se observa que la plagioclasa y el piroxeno tienen tendencias similares y luego de un aumento, también disminuyen hacia el tope de la zona (Fig. 42G). En la figura 43G, se compara las tendencias de cristalinos en DRX con los porcentajes de arena muy fina y de limo grueso, mostrando que las fases cristalinas de la muestra total varían con similar tendencia que la fracción de granulometría más gruesa.

La tendencia de variación de los porcentajes de fases minerales en muestra total (DRX), particularmente plagioclasa y piroxeno, se asocia con la tendencia de variación de los contenidos elementales de Al_2O_3 y $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, respectivamente, los cuales son medidos también en muestra total (Fig. 42G). Por otra parte, en esta zona se observan los valores más bajos de toda la secuencia de los elementos mayoritarios, con excepción del SiO_2 : Al_2O_3 ($\sim 8\%$), Fe_2O_3 ($\sim 4\%$), CaO ($\sim 2\%$), Na_2O ($\sim 1\%$) y K_2O , TiO_2 , MgO y MnO con valores $<1\%$. Algo similar ocurre con los elementos minoritarios, ya que son los niveles PO53 y PO50 los que contienen los mínimos valores encontrados para estos elementos.

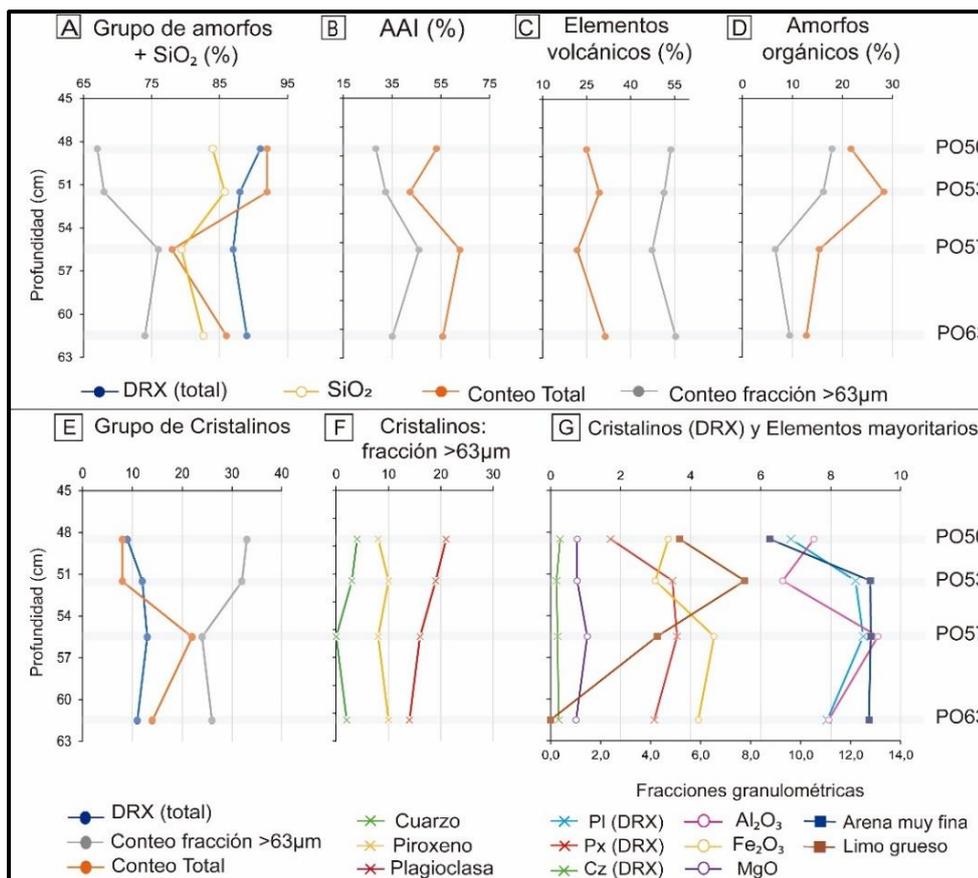


Figura 42. Variación de los valores en porcentajes del grupo de componentes amorfos y cristalinos de la Zona Inferior según la profundidad. **AAI:** agregados amorfos inorgánicos; **PI:** plagioclasa; **Px:** piroxeno; **Cz:** cuarzo. **B, C y D,** valores recalculados a 100% de amorfo. En Anexo 3 se muestran los parámetros en relación a la secuencia completa

Zona Media (45-19 cm)

En esta zona se analizaron las muestras PO42, PO37, PO29 y PO24. La coloración varía de negro parduzco a castaño moderado; el cambio de coloración se da a los 33-34 cm de profundidad aproximadamente. Si bien el promedio de la densidad en esta zona es de $0,3 \text{ g.cm}^{-3}$ y el de materia orgánica es 17%, se identifican dos zonas en las que ambos parámetros modifican su comportamiento y ese punto es coincidente con el cambio de coloración a los 33-34 cm de profundidad: la densidad, que por debajo de este punto variaba entre $0,2-0,3 \text{ g.cm}^{-3}$, muestra un incremento hacia valores entre $0,3-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, los más altos de todo el testigo (sin considerar los niveles de tefras). Por el contrario, se observa una clara disminución de los porcentajes de la materia orgánica, de un promedio de 20% a uno de 15%, sin retornar a valores previos (Fig. 40).

En el análisis granulométrico se observa que esta zona tiene una tendencia granocreciente hacia el tope de la misma. Aquí se concentran los valores más elevados de arena muy fina y limo grueso de todo el testigo; arena muy fina varía entre 23-32% con un pico máximo de 40%, y limo grueso varía entre 31-57%. La fracción de limo medio-arcilla experimenta una gran disminución de sus

valores, de 45% a 11%. Las tres microtefras encontradas en la zona MT6, MT5 y MT4, una vez más parecen no modificar la granulometría promedio, aunque no debe descartarse totalmente su influencia.

En relación a sus componentes, el material amorfo sigue siendo el más abundante con un promedio de 79%, pero muestra una tendencia de disminución hacia el tope de la zona, en coincidencia con la disminución de la fracción granulométricamente más fina ($<45\mu\text{m}$) donde estarían acumulados. El contenido de SiO_2 en promedio es de 72% y muestra una tendencia similar a la de los amorfos, mostrando una disminución de valores hacia el tope de la zona (75% a 67%; Fig. 43A). El tipo de amorfos más abundante cuando se analiza el total de la muestra siguen siendo los AAI en un promedio de 58% (ligeramente superior a la Zona Inferior), siguiendo la tendencia de disminución de amorfos totales, seguidos por los elementos volcánicos (23%) y los amorfos orgánicos (19%). En la fracción $>63\mu\text{m}$ son también los AAI los más abundantes (47%) por sobre los elementos volcánicos (37%), a diferencia de la Zona Inferior, mientras que los amorfos orgánicos siguen siendo los menos abundantes (16%; Fig. 43B y C).

Las diatomeas, tanto en el conteo de fracción total como en la fracción $>63\mu\text{m}$, luego de un aumento desde la base hasta los 27 cm de profundidad, muestran una ligera disminución hacia el tope de la zona (Fig. 43D). En la fracción $>63\mu\text{m}$, las muestras PO42 y PO37 tienen valores mínimos de estos amorfos orgánicos, de 2% y 5% respectivamente, mientras que las muestras PO29 y PO24 son dos niveles con alta abundancia de ellos, alcanzando hasta un 22%. Particularmente, en PO29, el porcentaje de diatomeas en la fracción $>63\mu\text{m}$ es ligeramente mayor que en la muestra total, lo que implicaría una mayor abundancia de diatomeas de tamaño $>63\mu\text{m}$, con respecto a los demás niveles.

A diferencia de la Zona Inferior, el grupo de elementos cristalinos, sigue una tendencia de aumento hacia el tope de la zona, siguiendo un comportamiento opuesto al de los amorfos y al SiO_2 . En la figura 43E se puede observar que los cristalinos siguen tendencias de aumento similares tanto en los conteos de la fracción total, de $>63\mu\text{m}$, y por semicuantificación por DRX. La fracción con mayor contenido de elementos cristalinos sigue siendo la $>63\mu\text{m}$, con un promedio de 29% comparado al 18% promedio encontrado en la fracción total. Dentro de los cristalinos, es nuevamente la plagioclasa la principal fase cristalina seguida por los piroxenos, mientras que el cuarzo sigue en cantidades traza. Independientemente de las abundancias, plagioclasa y piroxeno muestran la misma tendencia de incremento en esta zona (y con respecto a la Zona Inferior), con ligera disminución hacia el tope (Fig. 43F), sin una clara relación de variación con la fracción granulométrica arena muy fina y un comportamiento ligeramente opuesto a la fracción limo grueso (Fig. 43G).

La información química elemental puede diferenciarse con respecto a la Zona Inferior del testigo. Se observa un incremento de los elementos mayoritarios (excepto SiO_2), sobre todo Al_2O_3 , Na_2O y TiO_2 que presentan sus valores máximos en PO29 y PO24. Tanto el resto de los óxidos como los elementos minoritarios, a partir de los 36-27 cm de profundidad empiezan a aumentar sus proporciones sin volver a valores mínimos de fondo. Se destaca también que la muestra PO29 contiene la mayoría de los valores máximos de los elementos de tierras raras.

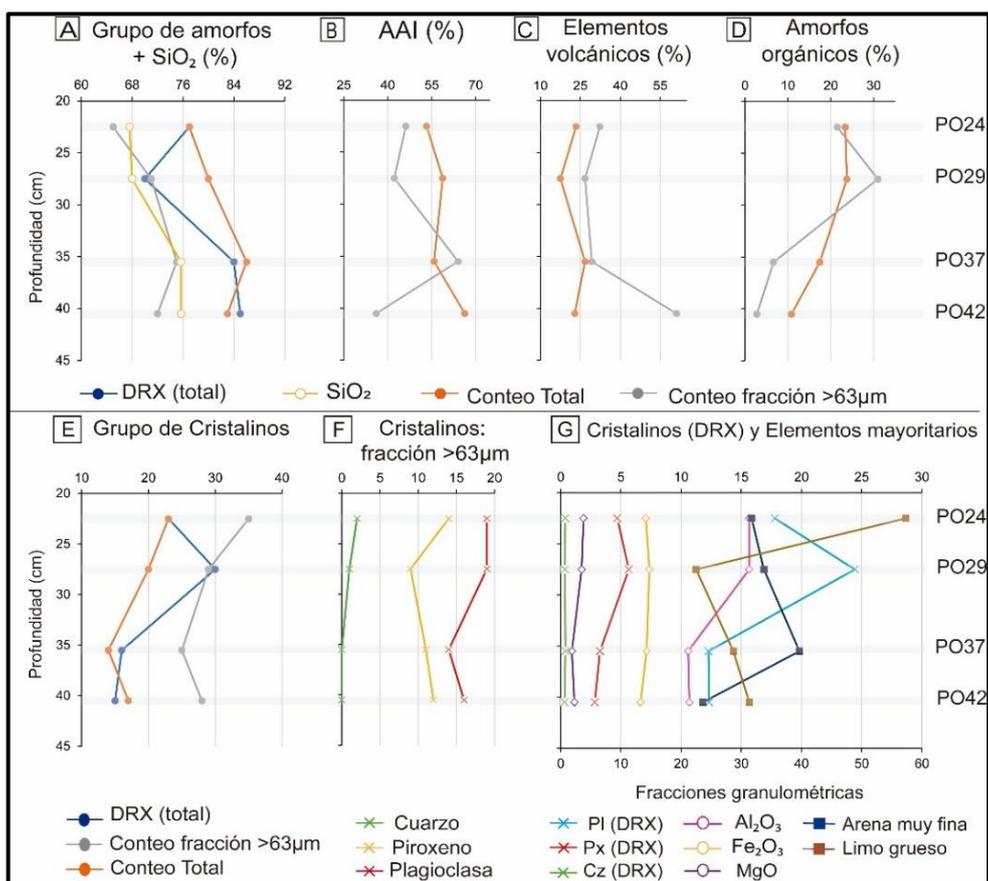


Figura 43. Variación de los valores en porcentajes del grupo de componentes amorfos y cristalinos de la Zona Media según la profundidad. **AAI:** agregados amorfos inorgánicos; **PI:** plagioclasa; **Px:** piroxeno; **Cz:** cuarzo. **B, C y D,** valores recalculados a 100% de amorfo. En Anexo 3 se muestran los parámetros en relación a la secuencia completa

Zona Superior (19-0 cm)

Esta sección del testigo tiene una coloración de castaño moderado a oscuro y está representada por las muestras PO17, PO9 y PO4 y también la microfresa MT3 y las dos tefras T2 y T1 identificadas por Villa *et al.* 2016, estas últimas con un tamaño de grano más grueso que el resto del material de la zona. La densidad promedio de la zona es de $0,34 \text{ g.cm}^{-3}$ y este parámetro es relativamente estable en toda la zona. Por otro lado, la materia orgánica presenta un ligero aumento en sus porcentajes (excepto en los niveles de tefras) a partir de los 11 cm de profundidad. Ese ligero

aumento es coincidente también con el color más oscuro del sedimento. El promedio para toda la zona es de 13%, representando los valores más bajos de la secuencia (Fig. 40).

En el análisis granulométrico de esta zona se observa que, en comparación con la Zona Media, los porcentajes de la fracción limo medio-arcilla aumentan considerablemente, alcanzando un promedio de 61%, aunque sin igualar a los porcentajes de la Zona Inferior. La fracción de arena muy fina muestra una ligera tendencia de aumento hacia el tope de la zona, pasando de 16% a 20%, mientras que la fracción limo grueso muestra valores estables en toda la zona, con un promedio de 20%.

Los componentes de la zona siguen siendo dominados por los materiales amorfos, en un promedio de 71% y se caracteriza por un comportamiento más estable y más bajo en comparación con las zonas anteriores (cuando se observa la semicuantificación a partir de DRX). Los contenidos de SiO₂ tienen el mismo comportamiento, mostrando los valores más bajos de la secuencia y relativamente estables, en un promedio de 67% (Fig. 44A). Cuando se comparan los componentes amorfos en diferentes fracciones, el porcentaje a partir de conteo en muestra total es ligeramente más elevado que en la fracción >63μm, con lo cual se infiere que siguen teniendo una mayor abundancia en la fracción <63μm. Dentro del grupo de amorfos, los AAI también siguen siendo mayoritarios en la fracción total de las muestras (51%, valor recalculado al 100% de amorfos), con valores estables a lo largo de toda la zona (Fig. 44B), y, opuesto a lo que sucede en las zonas anteriores, le siguen en proporción los amorfos orgánicos (27%) y por último los elementos volcánicos (22%), estos últimos mostrando una tendencia de aumento hacia el tope de la zona (Fig. 44C y D). En la fracción >63μm se observa que son los elementos volcánicos los más abundantes (43%) por encima de los AAI (31%), y ambos grupos muestran tendencias de aumento de sus valores hacia el tope de la zona.

El contenido de diatomeas en esta zona muestra una tendencia de disminución hacia el tope, tanto en la fracción total como en la de >63μm, variando de 33% a 20% en el total y de 48% a 9% en la fracción >63μm, respecto al total de amorfos (Fig. 44C). En particular, el nivel PO17 es el nivel de mayor contenido de diatomeas entre los niveles observados de todas las zonas, con 33% y 49% en la fracción total y >63μm, respectivamente. Por otro lado, en el nivel PO4, superior a la tefra T2, el porcentaje de estos amorfos orgánicos disminuye marcadamente (20% en muestra total y 9% en fracción >63μm); si bien esto podría ser causa de la influencia del nivel volcánico, la tendencia de disminución comienza en niveles anteriores.

El grupo de elementos cristalinos se encuentra en un promedio de ~29% según la semicuantificación mediante DRX, aunque no se registraron porcentajes tan altos en los conteos (Fig. 44E). El mineral más abundante sigue siendo la plagioclasa (23%), seguido por el piroxeno

(5%) y el cuarzo (<1%). El comportamiento de los componentes cristalinos en esta zona es relativamente estable, mostrando los valores más elevados del testigo. En la fracción >63µm y en la muestra total (DRX), si bien se observa que los tres elementos cristalinos muestran un comportamiento relativamente estable hacia el tope de la zona, se puede observar que plagioclasa y piroxeno siguen tendencias ligeramente opuestas (Fig. 44F y G).

La tendencia de aumento de los óxidos, a excepción del SiO₂, y de los elementos minoritarios es más sutil en esta zona, e incluso algunos elementos alcanzan valores máximos en la base de la zona, y disminuyen ligeramente hacia el tope, como es el caso de los elementos de transición. En el nivel PO4 se registra el valor más alto de Fe₂O₃, con un 9%. Los óxidos CaO, K₂O, MgO y MnO también alcanzan valores máximos en esta zona. La relación con las fracciones arena muy fina y limo grueso no son tan claras pero ambas fracciones siguen tendencias similares en esta zona, y luego de un pico de valores altos en PO9, disminuyen hacia el tope de la zona (Fig. 44G).

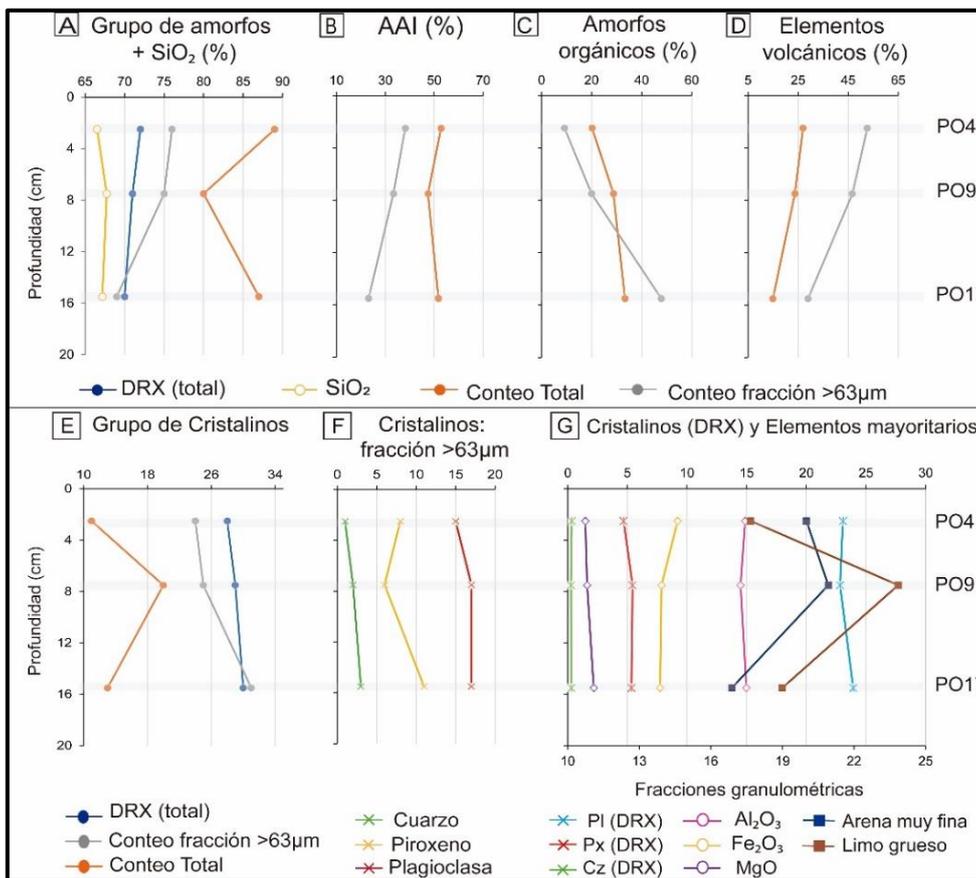


Figura 44. Variación de los valores en porcentajes del grupo de componentes amorfos y cristalinos de la Zona Superior según la profundidad. **AAI:** agregados amorfos inorgánicos; **PI:** plagioclasa; **Px:** piroxeno; **Cz:** cuarzo. **B, C y D,** valores recalculados a 100% de amorfo. En Anexo 3 se muestran los parámetros en relación a la secuencia completa

5.3. Relación entre componentes inorgánicos y orgánicos en lago Portezuelo

Además de los componentes inorgánicos (detríticos y endógenos) de los sedimentos lacustres analizados previamente, cuando se estudia el sedimento en su totalidad debe considerarse también la fracción correspondiente a la materia orgánica. Dicha materia orgánica, además de ser de interés porque refleja la actividad biológica del lago y su cuenca, puede tener influencia en las determinaciones de los demás parámetros cuando se encuentra en proporciones importantes (Van der Weijden, 2002). De esta manera, los componentes de la fracción inorgánica del sedimento, como los materiales detríticos y los endógenos definidos previamente, pueden interpretarse de manera conjunta con la materia orgánica, como los tres principales componentes identificados en el sedimento del lago Portezuelo. Para ello, teniendo en cuenta los porcentajes de materia orgánica (determinada mediante $LOI_{550^{\circ}C}$) se recalculan los demás componentes (obtenidos en el conteo de componentes de la fracción total), resultando que el sedimento del lago Portezuelo está compuesto por un 61-74% de componentes detríticos (AAI, elementos volcánicos y cristales), 10-25% de diatomeas y 13-21% de materia orgánica (Fig. 45).

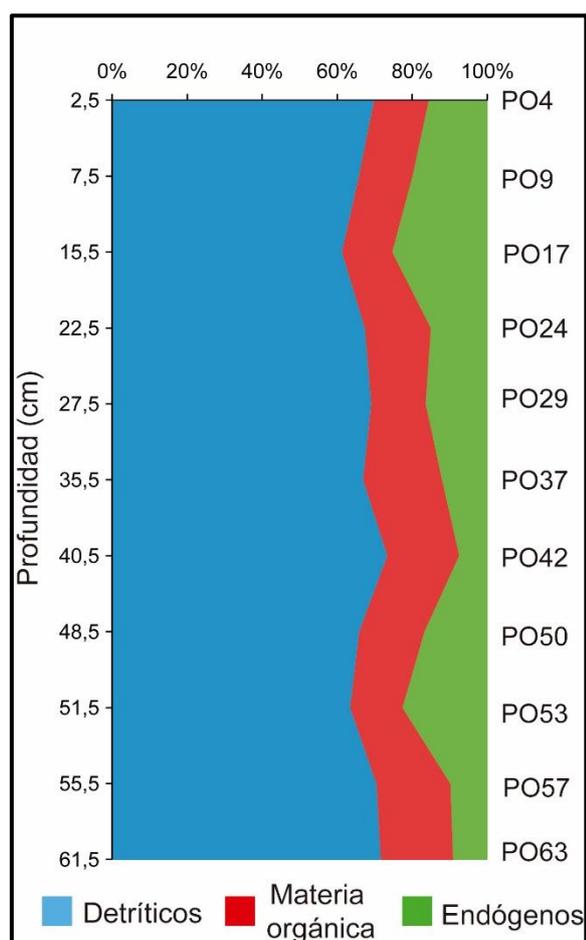


Figura 45. Variación de los componentes de lago Portezuelo en la profundidad.

Las observaciones detalladas previamente para las 3 zonas definidas en el testigo, muestran patrones de comportamiento variable según las zonas. Dichas variaciones, integradas con la materia orgánica permiten realizar inferencias en cuanto a los procesos asociados a la depositación de los mismos.

5.3.1. Los componentes detríticos

La variación en el porcentaje de componentes detríticos determinados varía en menos de un 15% a lo largo de la secuencia (Fig. 46). Si bien no es un rango de variación elevado, debe considerarse que en esta categoría se incluyen AAI, elementos volcánicos y cristales, y su variación por separado puede relacionarse con otros parámetros. De esta manera, el principal cambio observado en relación a los materiales detríticos se da en la Zona Media, reflejado en la tendencia general de variación (con algunos retrasos en el punto de aumento o disminución específico) de parámetros asociados a material principalmente procedente de la cuenca: granulometría (en particular la fracción arena muy fina), densidad y cristales totales (Fig. 46A, B, C y D). Este último parámetro se mantiene en valores elevados en la Zona Superior, con respecto a la ligera disminución de la fracción $>63\mu\text{m}$ y la densidad (Fig. 46D). Con respecto a estos parámetros, la estimación de materiales detríticos (Fig. 46A) muestra algunas diferencias puntuales, aunque es posible observar tendencias generales similares (con variaciones en la magnitud). Dichas diferencias pueden deberse a que la determinación de los materiales detríticos es a través de conteo modal de partículas mientras que los otros parámetros son volumétricos. Estas variaciones, fundamentalmente el incremento en la granulometría y densidad del sedimento, indican un incremento en el aporte terrestre y/o un incremento en la energía de los procesos de transporte.

A partir del análisis de las zonas se observó la variación en el tipo de componentes amorfos. En particular, cuando se consideran los elementos volcánicos que forman parte de esa fracción amorfa, se identificó una concentración de dichas partículas en la fracción $>63\mu\text{m}$, guardando relación con su procedencia detrítica (Fig. 46E). Sin embargo, los mayores porcentajes de elementos volcánicos se observaron en las Zonas Inferior y Superior, donde el sedimento tiene los porcentajes más elevados de material limo-arcilloso ($<63\mu\text{m}$). Esto podría deberse a una menor proporción de vidrio volcánico en el material de mayor granulometría que se depositó en la Zona Media, apoyando la hipótesis de una variación en el tipo de material de tamaño $>63\mu\text{m}$; esto se ve acompañado de un incremento de fases cristalinas, principalmente plagioclasa, en dicha zona. En esta Zona Media también se observó el incremento de la fracción amorfa más abundante, los AAI; dicha variación, en concordancia con el incremento de la granulometría, permitiría sustentar

la hipótesis de que dichos componentes llegan al lago ya como agregados. Si bien estos agregados mostraron estar concentrados en la fracción $<63 \mu\text{m}$, en esta zona aumentan su proporción en la fracción $>63 \mu\text{m}$, superando los porcentajes de elementos volcánicos (Fig. 46F).

Como se observó en el análisis de las zonas, la geoquímica también muestra el incremento de elementos considerados de origen detrítico o litogénico, con aumentos a partir de la Zona Media del testigo, manteniendo valores elevados, y relativamente estables, en la Zona Superior. El análisis geoquímico de volumen de los sedimentos no revela claramente qué fase sedimentaria aporta a la concentración de un elemento particular, mientras que la normalización de elementos mayoritarios o trazas a través de la división de un elemento inmóvil es utilizada como una manera simple de corregir los valores de concentraciones por procesos de dilución (Van der Weijden, 2002). Comúnmente se considera al aluminio (Al) como constituyente únicamente de arcillas y aluminosilicatos detríticos, usando dicha relación para correcciones por dilución por presencia de fases sedimentarias empobrecidas en Al (carbonatos, cuarzo, óxidos de Fe-Mn, materia orgánica) (Van der Weijden, 2002). Como ejemplo, mientras ausencia de procesos de dilución estaría indicada por un patrón de variación similar del Fe_2O_3 y de la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Bertrand *et al.*, 2014), en el testigo de lago Portezuelo se observa una falta de relación entre los mismos (Fig. 46G). Mientras tanto el Fe_2O_3 como el Al_2O_3 aumentan hacia el tope de la secuencia, la intensidad de los cambios no es la misma, y la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ muestra un incremento durante la Zona Media que no se continua durante la Zona Superior a pesar del incremento de Fe_2O_3 . El patrón de variación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ muestra, por otra parte, relación con el porcentaje de la fracción $>63 \mu\text{m}$ (y con los componentes detríticos), permitiendo apoyar la hipótesis de una variación en el tipo y/o cantidad de material de diferente composición química y granulométrica en la Zona Media. Villa *et al.* (2017), en el estudio composicional de los niveles volcánicos del testigo, observan un cambio en la composición de las microfibras que están incluidas en la Zona Media del testigo, MT4 y MT5, en comparación al resto; MT4 y MT5 presentan una composición bimodal respecto a la composición intermedia a ácida del resto de los niveles volcánicos, lo que les permitió inferir una mezcla de partículas de diferentes procedencias en estos dos niveles en particular. Esto último también apoyaría la hipótesis de variación del tipo y/o cantidad de material de la Zona Media.

Por otra parte, el incremento observado en los elementos mayoritarios (con excepción del SiO_2) y trazas desde la Zona Inferior a la Zona Superior del testigo, no se correlaciona con la variación en la fracción granulométrica más gruesa ($>63 \mu\text{m}$). Si bien el incremento de los elementos comienza coetáneamente con el aumento de tamaño de grano del sedimento, los elementos alcanzan los valores más elevados en la Zona Superior donde el sedimento disminuye nuevamente su granulometría a valores cercanos a los de la Zona Inferior. Esta disociación en el

comportamiento de los parámetros, permitiría inferir un proceso de dilución del material detrítico en la Zona Inferior (reflejado en bajas concentraciones elementales) por efecto de los elevados porcentajes de materia orgánica y posiblemente de diatomeas, ambos componentes empobrecidos en dichos elementos.

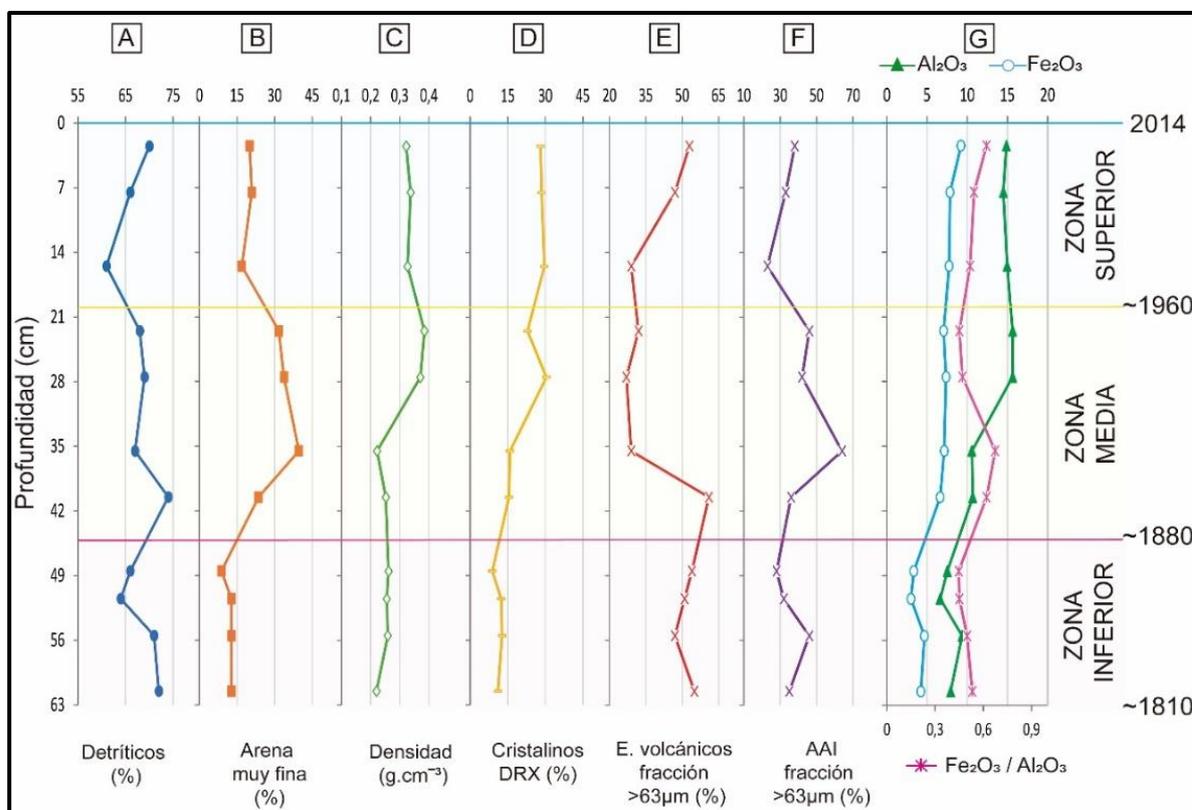


Figura 46. Perfiles de variables según la profundidad. **A)** variación de los elementos detríticos; **B)** variación de la granulometría más gruesa del testigo; **C)** variación de la densidad; **D)** variación del grupo de cristalinos según la semicuantificación por DRX; **E)** y **F)** perfil de variación de elementos volcánicos y AAI según conteo de fracción >63µm; **G)** variación de los óxidos mayoritarios.

5.3.2. Los componentes endógenos

Como se han definido previamente, las diatomeas conforman el material endógeno del lago Portezuelo. De esta manera, la variación de las proporciones totales de diatomeas permite realizar ciertas inferencias al compararlas con otros parámetros. Como se observó previamente, las diatomeas se encontrarían concentradas en la fracción limo-arcilla (<63 µm), y su patrón de variación muestra relación con el porcentaje de dicha fracción granulométrica (Fig. 47A y B). Esto se correlaciona con lo observado en las comunidades planctónicas actuales, donde las diatomeas han sido identificadas principalmente en la fracción de plancton correspondiente a 10-50 µm (Juncos *et al.*, en preparación). Sin embargo, en dos de los niveles analizados, correspondientes a la parte superior de la Zona Media y comienzos de la Zona Superior, las diatomeas incrementan su tamaño mostrando mayor abundancia en la fracción >63 µm (Fig. 43D y 44C). Tanto los

incrementos en el número de diatomeas como en su tamaño, permitirían inferir mejoras en las condiciones ambientales y/o mayor productividad del lago que favorezcan el desarrollo de estos componentes de origen biogénico, como incremento de nivel de agua, luz, nutrientes y/o disponibilidad de sílice (Segemar-Unsam, 2006).

Como se mencionó anteriormente, las frústulas de diatomea son de composición silícica. En este trabajo, debido al método de estimación para la obtención del SiO_2 total, dicho elemento representa las contribuciones de todas las fases silicatadas, más el cuarzo libre, más la sílice biogénica (Van der Weijden, 2002). Es decir, el contenido de SiO_2 estimado para el lago Portezuelo corresponde a la sumatoria de sílice contenido en las fracciones detríticas como también la sílice de origen biogénico. Para obtener una estimación de la fracción biogénica de dicho componente, la relación SiO_2 a un elemento como el Al_2O_3 ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) permitiría eliminar el efecto de dilución por aportes clásticos, poniendo más en evidencia la fracción de SiO_2 correspondiente al aporte biogénico de dicho elemento. De la misma manera, pero utilizando la información mineralógica, la relación entre el contenido de material amorfo (orgánico más inorgánico) y los cristales de origen detrítico (Amorfos/Cristalinos) podría ser considerada un indicador de la contribución relativa de material biogénico en relación a los minerales silicáticos detríticos, reflejando principalmente la contribución de las diatomeas, de manera similar a la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Cuando se considera la relación Amorfos/Cristalinos mediante resultados de DRX y de conteo de partículas, se observa que muestran un comportamiento similar, con una ligera diferencia en la Zona Superior, lo que puede estar vinculado a los métodos de cuantificación (Fig. 47C). Estas relaciones, obtenidas a partir de parámetros independientes, y que podrían ser estimativas de la fracción de sílice orgánica presente en el sedimento, muestran una clara concordancia a lo largo del testigo. Además, muestran una relación con el porcentaje de diatomeas obtenido mediante conteo de partículas, principalmente en las variaciones observadas en la Zona Inferior del testigo (Fig. 47D). En la Zona Superior, la relación Amorfos/Cristalinos resultado del conteo de partículas es la que muestra la mejor relación con el contenido de diatomeas debido al método de cuantificación en común. Las concordancias obtenidas en la comparación de parámetros mineralógicos y geoquímicos brindan mayor confiabilidad en los resultados obtenidos y las inferencias que puedan realizarse, y podrían plantearse como posibles indicadores de sílice orgánica cuando dichos componentes no sean discriminados en los análisis.

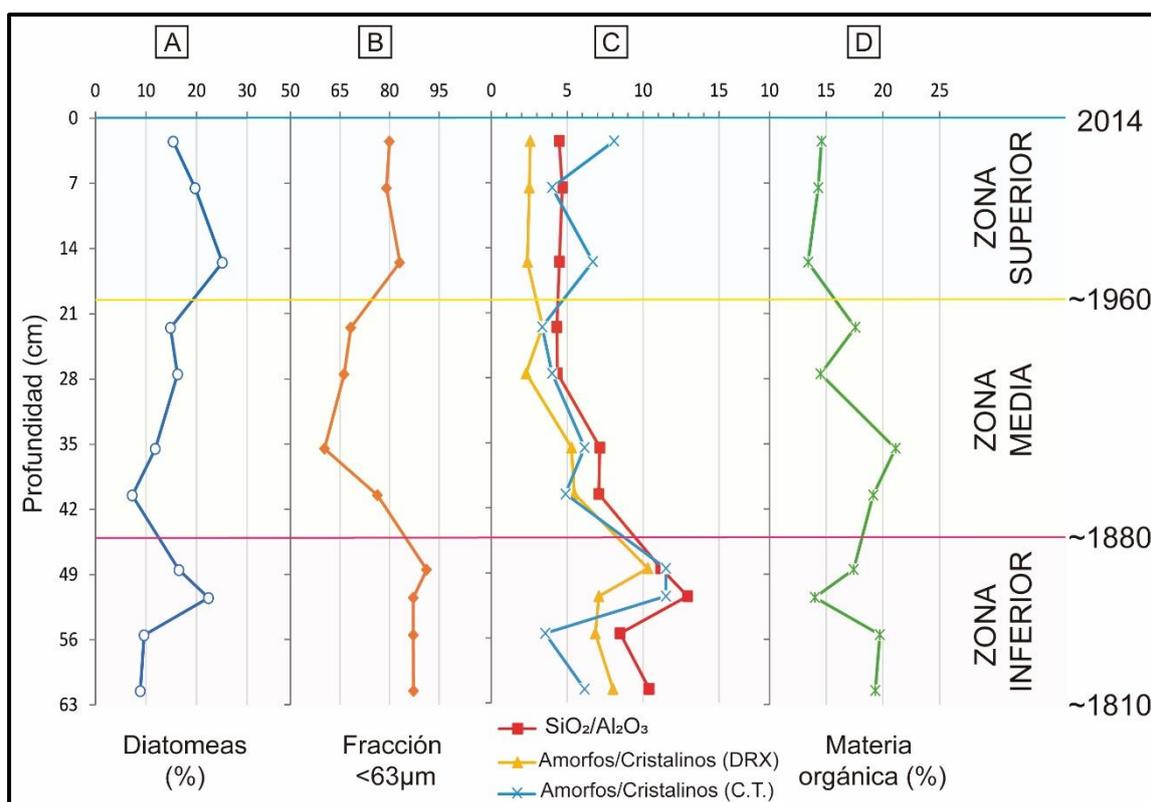


Figura 47. Perfiles de variables en profundidad. **A)** variación de porcentajes de diatomeas; **B)** variación de la fracción <63µm; **C)** variación de la relación SiO₂/Al₂O₃ y Amorfos/Cristalinos; **D)** variación de la materia orgánica (LOI_{550°C}). **C.T.:** conteo total.

5.3.3. La materia orgánica

La materia orgánica, estimada a partir de LOI_{550°C}, es un parámetro independiente a las estimaciones mineralógicas y geoquímicas. En las mediciones geoquímicas y de mineralogía total, la presencia de materia orgánica puede generar algún efecto de dilución en los resultados como se ha mencionado previamente. Sin embargo, para las determinaciones granulométricas y conteos de partículas de las diferentes fracciones, el efecto de la materia orgánica se reduce ya que es eliminada antes de realizar las mediciones.

De manera general, la materia orgánica presente en los sedimentos lacustres se origina a partir de una mezcla compleja de lípidos, carbohidratos, proteínas y otros componentes de la materia orgánica producidos por organismos que viven en el lago y en la cuenca (Meyers y Teranes, 2001), en proporciones dependientes de las condiciones ambientales de cada cuerpo lacustre y su área de aporte. La materia orgánica autóctona se relaciona con la productividad propia del lago mientras que la alóctona tiene un origen terrestre y se vincula con los procesos que ocurren en la cuenca. Dichas determinaciones se basan en estudios isotópicos, por lo cual en este trabajo sólo se realizan algunas breves comparaciones en relación a otros parámetros obtenidos. Si bien los contenidos de materia orgánica comúnmente incrementan cuando el tamaño de grano disminuye (Meyers and

Teranes, 2001), en el lago Portezuelo esta relación parece ser ligeramente opuesta (Figs. 47B y D), con incremento de la materia orgánica en la Zona Media, donde la fracción $<63\mu\text{m}$ disminuye, mostrando por lo tanto un patrón de variación más comparable a la fracción más gruesa ($>63\mu\text{m}$) del sedimento (Fig. 46B y 47D). Además, al analizar la coloración de las diferentes fracciones granulométricas, se observa que las coloraciones más oscuras, por lo general asociadas a la materia orgánica, se encuentran principalmente en las fracciones de granulometría más gruesa (Fig. 19). En este sentido, cuando se analizan los componentes principales del sedimento, la materia orgánica muestra una tendencia de variación similar a los componentes detríticos, al igual que se observó para los AAI, mientras que se observa un comportamiento casi opuesto al de las diatomeas, que podría considerarse como posible indicador de productividad. Si bien para lograr mayores interpretaciones del origen de la materia orgánica es necesario contar con análisis de isótopos de C y N, la comparación podría estar marcando un origen mayormente externo de la materia orgánica (terrestre), en contraposición a la productividad autóctona lacustre que reflejan las diatomeas.

5.4. Comparación con parámetros climáticos e influencia humana durante los últimos 200 años.

Los cambios observados en las secuencias lacustres pueden responder a diversas causas, siendo las variaciones climáticas, directas o indirectas, uno de los principales factores que afectan los procesos en una cuenca y la depositación final de los sedimentos en un lago (Smol, 2008). Teniendo en cuenta las estimaciones de los datos de temperatura media anual y precipitaciones anuales en el período 1901-2018 obtenidas (Harris *et al.*, 2020), se pudieron cotejar las mismas con los resultados de la Zona Media y Superior para inferir condiciones previas, correspondientes a la Zona Inferior.

De acuerdo a la comparación con datos de precipitación y temperatura, a mediados del siglo XX (1940-1960) se registró un incremento marcado de la temperatura con respecto a los valores previos y posteriores, incluso mayores a los valores actuales (Fig. 48). Estas elevadas temperaturas se corresponden con un periodo de niveles de precipitaciones relativamente bajos, lo que podría marcar un periodo de sequía importante afectando un ambiente de dimensiones tan reducidas como el lago Portezuelo. Por este motivo, el incremento de los parámetros detríticos observados en la Zona Media, como densidad, granulometría, fases cristalinas (Fig. 46), estaría representando posiblemente un menor nivel de agua, actuando el punto de muestreo como una zona menos profunda del lago al cual el/los agentes de transporte llegan con mayor energía que cuando el lago es más profundo (ambiente más cercano al litoral), depositándose los materiales más gruesos y

denso. No se descarta, tampoco, el cambio composicional y mineralógico que puede haber generado la caída de cenizas volcánicas en esta zona del testigo.

Posteriormente, un marcado descenso de los valores de temperatura alrededor de las décadas del 60-70 es acompañado por unas décadas con ligero aumento de las precipitaciones (Fig. 48), lo que podría haber generado una recuperación en los niveles de agua del lago, generando las condiciones adecuadas para la depositación de material más fino (en el punto de muestreo). De manera coetánea, el incremento de diatomeas observado junto al incremento de material fino podría responder al incremento en el nivel de agua del lago. Específicamente, debido a que las diatomeas forman parte de la comunidad planctónica actual del lago Portezuelo (Juncos *et al.*, en preparación), un incremento en su abundancia podría verse favorecido por un incremento en el nivel de agua del lago (Wolin y Stone, 2010). A partir de la década del 90, sin embargo, se observa nuevamente una tendencia de disminución de precipitaciones y aumento marcado de temperatura, coincidente con las condiciones mostradas para Patagonia Norte durante el periodo de calentamiento global de las últimas décadas (Mann *et al.*, 2009; Barros *et al.*, 2015). Esta situación podría estar generando nuevamente condiciones de sequía, llevando posiblemente al lago Portezuelo a periodos de disminución de los niveles de agua, con disminución de productividad endógena (diatomeas), y los niveles más bajos de materia orgánica (Fig. 48).

Por otra parte, principalmente en lo que corresponde a la Zona Superior, pueden comenzar a superponerse posibles efectos debido a la actividad humana, la cual constituye otra de las principales causas que afectan los procesos de sedimentación en una cuenca. La zona de estudio posee una presión poblacional relativamente baja. Hacia 1930 se comenzó, de manera temporal, con el aprovechamiento de las aguas termales en la zona de Copahue, mientras que en la década del 70 se llevan a cabo las principales obras para el desarrollo de la localidad de Cavihue, fundada recién hacia finales de la década del 80, la cual mostró un importante crecimiento durante las últimas décadas (INDEC, 2010: 608 habitantes). Actualmente se desarrollan actividades principalmente turísticas en época invernal, y otras como la pesca, senderismo y cabalgatas durante el verano.

Suele considerarse a la materia orgánica como uno de los principales indicadores de efectos antropogénicos a partir de procesos de eutrofización (Smol, 2008), sobre todo en ambientes pequeños como el lago Portezuelo. Sin embargo, los valores de materia orgánica observados en los periodos más recientes corresponden a los más bajos de toda la secuencia. Esto podría responder al carácter externo (terrestre) inferido para la materia orgánica a partir de las relaciones con los demás parámetros. Mayor información sobre el efecto antrópico podría enfocarse en el estudio de nutrientes o isótopos estables de la materia orgánica. Por otra parte, si bien no se han

observado indicadores al respecto, los mismos pueden estar enmascarados y/o superpuestos a las condiciones climáticas.

De manera comparativa, si bien no se cuenta con información climática que cubra el siglo XIX (Zona Inferior), los parámetros analizados permitirían inferir una situación más similar a la de comienzos de la Zona Superior (alrededor de la década del 80), con niveles del lago comparables, e incluso más altos, ya que se registran los mayores contenidos de materiales finos, conjuntamente con los valores más elevados de diatomeas en todo el testigo.

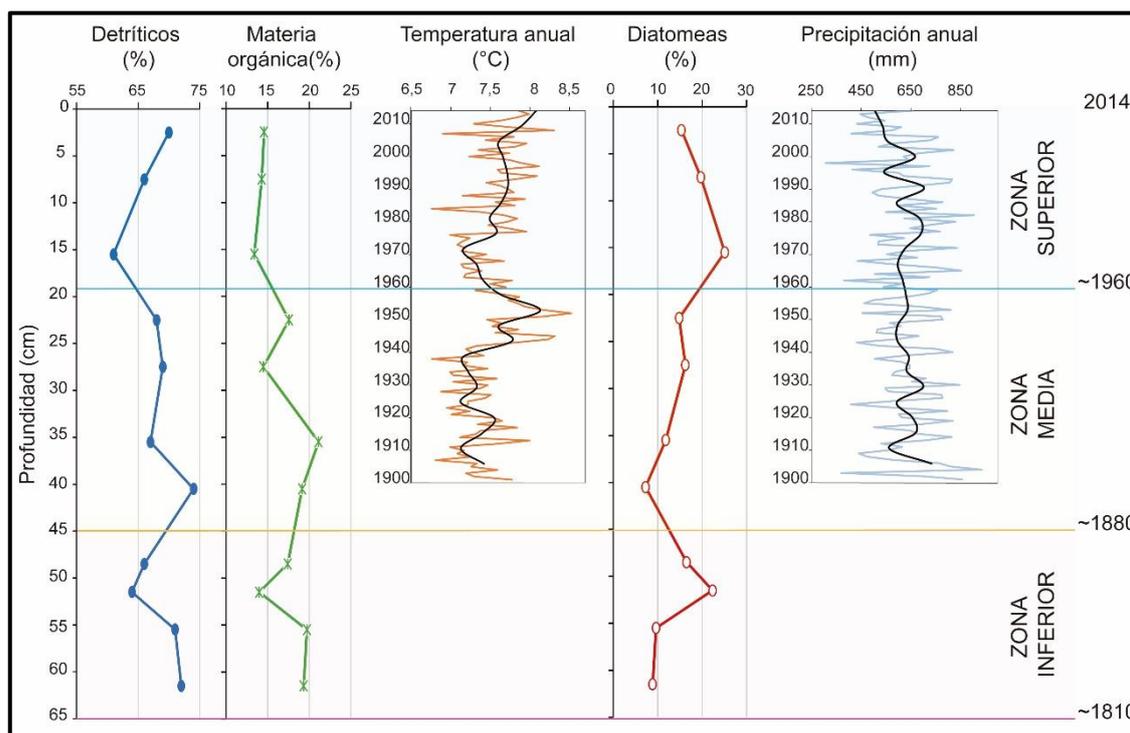


Figura 48. Comparación de parámetros climáticos.

6. Conclusiones

❖ El testigo del lago Portezuelo abarca un registro de aproximadamente 200 años y se destaca la homogeneidad de los materiales identificados, aunque con variaciones en sus proporciones. El material detrítico procedente de la cuenca es el más abundante y su composición no se modifica drásticamente en su transporte al lago.

❖ Los componentes de la fracción inorgánica del sedimento, como los materiales detríticos y los endogénicos, conjuntamente con la materia orgánica, conforman los tres principales componentes identificados en el sedimento del lago Portezuelo. Los materiales detríticos y la materia orgánica siguen tendencias similares y relativamente opuestas a los materiales endogénicos, y las variaciones individuales y conjuntas de estos componentes a lo largo de la secuencia permiten inferir variaciones en los procesos de sedimentación.

❖ La granulometría del sedimento, un parámetro independiente de gran utilidad, es variable a lo largo del testigo: si bien dominan las fracciones limo-arcillosas, por zonas incrementa de manera importante la fracción arena muy fina, lo que indica variaciones en las condiciones de sedimentación.

❖ Dentro de los componentes detríticos, las especies minerales y los elementos volcánicos tienden a acumularse en la fracción $>63\mu\text{m}$, mientras que los AAI (agregados amorfos inorgánicos) abundan en la fracción $<63\mu\text{m}$.

❖ Las diatomeas conforman el segundo material más abundante y tienden a acumularse en la fracción $<63\mu\text{m}$. Su origen endógeno se establece ya que en su mayoría se encuentran en excelente estado de preservación, y el lago no cuenta con tributarios permanentes que puedan contribuir con grandes proporciones de diatomeas detríticas. Este trabajo presenta, además, posibles indicadores de sílice orgánica a partir de parámetros mineralógicos (Amorfos/Cristalinos) y geoquímicos ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), cuando dicho componente no pueda ser discriminado en los análisis.

❖ La materia orgánica es el tercer componente del material del lago y muestra correspondencia con los componentes detríticos y los colores del sedimento, ya que los colores más oscuros del material están representados por porcentajes de materia orgánica más elevados. Por otra parte, estos colores más oscuros no se observan en la fracción más fina del material ($<45\mu\text{m}$), demostrando que la materia orgánica se encontraría en las fracciones más gruesas del sedimento. Estas tendencias podrían marcar un origen mayormente terrestre de la materia orgánica.

Las tendencias de los componentes encontrados a lo largo del testigo se analizaron en comparación con datos de temperaturas, precipitaciones y actividad antrópica de la zona, permitiendo relacionar posibles causas de variación según las zonas del testigo.

❖ La Zona Inferior (~siglo XIX) tiene la granulometría más fina de toda la secuencia y algunos de los valores más elevados de diatomeas del testigo. En comparación a las zonas posteriores, se infieren condiciones de temperatura y precipitaciones que favorecerían altos niveles de agua del lago para ese momento (comparables a los observados a comienzos de la Zona Superior).

❖ La Zona Media (~primera mitad del siglo XX) tiene valores altos de materia orgánica y un incremento en los indicadores detríticos (granulometría, cristalinos, AAI) que, sustentado en las características climáticas (aumento de las temperaturas y niveles de precipitaciones relativamente bajos), marcarían períodos de sequía, afectando principalmente el nivel de agua del lago (más bajo) y no favoreciendo la abundancia de diatomeas, que muestran en esta zona los valores más bajos.

No se descarta un cambio composicional y mineralógico de las muestras, que podría ser generado por caída de cenizas volcánicas de diferentes fuentes en esta zona del testigo.

❖ La Zona Superior (~segunda mitad del siglo XX-actualidad) mostraría una recuperación en el nivel del lago favorecido por las condiciones climáticas (descenso de temperaturas y aumento de precipitaciones), que se evidencia en un retorno a granulometrías más finas del sedimento y en un aumento de porcentajes de diatomeas, que se ven favorecidas en esa situación. Hacia el tope de la zona se observa nuevamente una inversión en la tendencia de los parámetros climáticos, coincidente con el período de calentamiento global de las últimas décadas, que estaría generando condiciones de sequía, períodos de disminución de los niveles de agua, recuperación de detríticos y los más bajos niveles de materia orgánica.

La composición mineralógica y química de sedimentos lacustres aquí presentada corresponde a uno de los primeros estudios de este tipo en cuerpos de agua dulce de la zona. Este trabajo brinda herramientas valiosas para la identificación de procesos actuantes en una cuenca lacustre y su relación a los procesos climáticos locales o regionales, representando una línea de investigación en creciente desarrollo y de aplicación directa en análisis paleolimnológicos-paleoclimáticos multidisciplinares.

7. Bibliografía

Agusto, M.R. 2011. Estudio geoquímico de los fluidos volcánicos e hidrotermales del Complejo Volcánico Copahue Caviahue y su aplicación para tareas de seguimiento. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inérita), 291 p., Buenos Aires.

Agusto, M.R., Caselli, A.T., Tassi, F., dos Santos Afonso, M. y Vaselli, O. 2012. Seguimiento geoquímico de las aguas ácidas del sistema volcán Copahue – Río Agrio: posible aplicación para la identificación de precursores eruptivos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (4): 481-495.

AICRNLN (Autoridad Interjurisdiccional de Cuencas Río Negro, Limay y Neuquén), 2007. Datos meteorológicos de la región de Caviahue entre los años 2003 y 2007. Cipolletti, Río Negro, Informe Inédito, 5 pp.

Báez, A.D. 2015. Estudio de los Depósitos Post-Glaciares del Volcán Copahue: Análisis de la peligrosidad. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Negro (inérita), 78 pp. General Roca.

Barros, V., Boninsegna, J., Camilloni, I., Chidiak, M., Magrín, G. y Rustiucci, M. 2015. Climate change in Argentina: trends, projections, impacts and adaptation. *WIREs Climate Change* 6, 151–169.

Bertrand, S., 2002. Caractérisation des apports sédimentaires lacustres de la région des lacs, chili méridional (exemple des lacs icalma et puyehue). Tesis de licenciatura. Université de Liège (inérito), 51 pp.

Bertrand, S., Daga, R., Bedert, R. y Fontijn, K. 2014. Deposition of the 2011-2012 Cordón Caulle tephra (Chile, 40°S) in lake sediments: Implications for tephrochronology and volcanology. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119, 2555-2573 pp.

- Bertrand, S. y Fagel, N. 2008.** Nature, origin, transport and deposition of andosol parent material in south-central Chile (36-42 S). *Catena*, 73(1): pp. 10-22.
- Brindley, G.W. y Brown, G. 1980.** Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society Monograph N° 5, London, 495 pp.
- Caselli, A.T., Vélez, M.L., Agosto, M., Forte, P., Albite, J.M. y Daga, R. 2013.** Erupción del Volcán Copahue (Argentina): Evolución, Productos e Impacto Social y Ambiental. Foro Internacional Peligros Geológicos, Volcanes, sismos y movimientos en masa. Libro de Resúmenes: 104-109, Arequipa.
- Caselli, A.T., Agosto, M.R., Vélez, M.L., Forte, P., Bengoa, C., Daga, R., Albite, J.M. y Capaccioni, B. 2016a.** The 2012 Eruption. En: Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A.T. (eds.) Copahue Volcano. Active volcanoes of the world. Book Series. Springer-Verlag: 61-77, Heidelberg.
- Caselli, A.T., Vélez, M.L., Agosto, M., Liccioli, C. y Vaselli, O. 2016b.** Prehistoric to Historic Volcanic Activity at Copahue Volcano. En: Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A.T. (eds.) Copahue Volcano. Active volcanoes of the world. Book Series. Springer-Verlag: 49-59, Heidelberg.
- Cerrato, J. 2020.** Variación mineralógica de una secuencia sedimentaria lacustre de un ambiente ácido natural con influencia volcánica: Lago Caviahue (37,8°S 71°O), Norpatagonia, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional del Comahue (inédita). 117 pp. Neuquén.
- Cohen, A. 2003.** Paleolimnology: the history and evolution of lake systems. Oxford: Oxford University Press.
- Cook, H. E., Johnson, P. D., Matti, J. C. y Zemmels, I. 1975.** Methods of sample preparation and X-Ray diffraction data analysis, X-Ray mineralogy laboratory, deep sea drilling project. University of California, Riverside, California. En: Hayes, D.E., Frakes, L.A., Barrett, P.J., Burns, D.A., Chen, P., Ford, A.B., Kaneps, A.G., Kemp, E.M., McCollum, D.W., Piper, D.J.W., Wall, R.E., Webb, P.N. (eds.), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, U.S. Government Printing Office, Washington, 28: pp. 999–1007.
- Crosta, X. y Koç, N. 2007.** Diatoms: From Micropaleontology to Isotope Geochemistry, en *Developments in Marine Geology, Volume I: Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography* editado por Claude Hillaire-Marcel y Anne De Vernal para Elsevier Science: 327-358. ISBN: 978-0-444-52755-4.
- Daga, R., Caselli, A.T., Ribeiro Guevara, S. 2017.** Tefras Emitidas durante la Fase Inicial Hidromagmática (Julio 2012) del Ciclo Eruptivo 2012-Actual (2016) del Volcán Copahue (Andes del Sur). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (2): 191-206.
- Delpino, D. y Bermúdez, A. 1994.** Volcanismo Post-Glacial en el volcán Copahue (37°45'S) sector argentino. Peligros potenciales asociados. Congreso Geológico Chileno, Actas 7: 260-264.
- Folguera, A. y Ramos, V.A. 2000.** Control estructural del volcán Copahue (38°S -71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°S -39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 229-244.
- Forte, P.B., Bengoa, C. y Caselli, A.T. 2012.** Análisis preliminar de la actividad sísmica del complejo volcánico Copahue-Caviahue mediante técnicas de array. 13° Congreso Geológico Chileno, Actas: 568-570, Antofagasta.
- Forte, P. B. y Caselli, A. T. 2014.** Nuevos aportes para la caracterización geomorfológica del área del Volcán Copahue. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: T9-12, Córdoba.
- González Díaz, E.F. 2003.** El englazamiento en la región de la caldera de Caviahue-Copahue (Provincia del Neuquén): su reinterpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (3): 356-366.
- González Díaz, E.F. 2005.** Geomorfología de la región del Volcán Copahue y sus adyacencias (centro-este del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (1): 72-87.

- González, O. y Vergara, M., 1962.** Reconocimiento geológico de la Cordillera de Los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación 24, 119 pp.
- Groeber, P. 1921.** La región de Copahue y su glaciación diluvial. Revista de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos 1: 92–110. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1925.** La región de Copahue y su glaciación diluvial. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 1 (3): 92-110. Buenos Aires.
- Gromet, L. P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. y Korotev, R.L. 1984.** The “North American Shale Composite”: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 2469-2482.
- Harris, I., Osborn, T.J., Jones, P. y Lister, D. 2020.** Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data* 7, 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
- Hasle, G. R. y G. A. Fryxell. 1995.** Taxonomy of diatoms. 339-364. En: Hallegraeff, G. M., D. M. Anderson y A. D. Cembella (Eds.). *Manual of harmful marine microalgae*. Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, París. 793 p.
- Havestadt, B. 1883.** Chilidugú sive Tractatus Linguae Chilensis. Julio Platzmann, Leipzig.
- Hein, J.R., Scholl, D.W., Barron, J.A., Jones, M.G. y Miller, J. 1978.** Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea. *Sedimentology* 25, 155-181.
- Heiri, O., Lotter, A.F. y Lemcke, G. 2001.** Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.* 25, 101-110.
- Instituto Nacional de Estadística y Censos de la República Argentina (INDEC). 2010.** Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas. <https://www.indec.gob.ar/>
- Juncos, R., Sosnovsky, A., Arcagni, M., Rizzo, A., Daga, R., Arribére, M., Ribeiro Guevara, S.** Trace element in plankton from two high altitude lakes in a volcanic area. *En preparación*.
- Kretz, R. 1983.** Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68:277-279.
- Last, W., 2001.** Mineralogical analysis of lake sediments. En: Last, W. y Smol, J. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Physical and Geochemical Methods*, 1: pp. 143-187.
- Last, W., & Smol, J., 2001.** Tracking environmental change using lake sediments. 2. Physical and geochemical methods. *Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*, Springer, 1: 548 pp.
- Linares, E., Osters, H.A. y Mas, L.C., 1999.** Cronología Potasio-Argón del Complejo Efusivo Copahue–Caviahue, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(3): 240–247.
- Mann, M., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R., Hughes, M., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G. y Ni, F. 2009.** Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1256–1260.
- Martín, C., Pires, A. y Castro, M. 1988.** Plan General de Manejo del Parque Provincial Copahue, Gobierno de la Provincia de Neuquén (Inédito), 105 p., Neuquén.
- McDonough, W. y Sun, S. 1995.** The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: pp. 223-253.
- Melgarejo, J.C., Proenza, J.A., Galí, S. y Llovet, X. 2010.** Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62 (1): 1-23.

- Melnick D., Folguera A. y Ramos V.A. 2006.** Structural control on arc volcanism: the Copahue-Agrio complex, South-Central Andes (37°50'S). *Journal of South American Earth Sciences* 22: 66-88.
- Meyers, P.A. y Teranes J.L. 2001.** Sediment organic matter. In: Last, M., Smol, J. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 239–269.
- Moore, D. y Reynolds, R. 1997.** X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. *Geological Magazine*, 135(6): pp. 819-842.
- Muecke, G. (ed.). 1980.** Short Course in Neutron Activation Analysis in the Geosciences. 279 pp.
- Munsell Color. 2009.** Geological Rock-Color chart, with genuine Munsell color chips. Produced by Munsell Color. X-rite. Rock-Color Chart Committee.
- Muñoz B., J. y Stern, C.R. 1988.** The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 147-161.
- Naranjo, J. A. y Polanco, E. 2004.** The 2000 AD eruption of Copahue volcano, southern Andes. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 279-292.
- Oldfield, F. y Appleby, P. G. 1984.** Empirical testing of dating models. In Haworth, E. Y. y Lund, J. G. (eds.) *Lake Sediments and Environmental History*. Leicester Univ. Press: 93–124.
- Parfenoff, A., Pomerol, C., Tourenq, J., Baffico, G. y Beamud, S. 1970.** Les minéraux en grains. Masson et Cie, París.
- Pedrozo, F.L., Díaz, M.M., Temporetti, P.F., Baffico, G.D. y Beamud, S.G. 2010.** Características limnológicas de un sistema ácido: Río Agrio-Lago Caviahue, Provincia del Neuquén, Argentina. *Ecología Austral* 20: 173-184.
- Pérez Mateos, J. 1965.** Análisis mineralógico de arenas. Métodos de estudio. *Manuales de Ciencia Actual*, Patronato Alonso de Herrera. C.S.I.C. Madrid.
- Pesce, A. 1989.** Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 307-327.
- Petit-Breuilh, M.E. 1996.** Cronología eruptiva histórica de los volcanes Planchón-Peteróa y Copahue, Andes del sur. Proyecto de Riesgo volcánico. Servicio Nacional de Geología y Minería, 45 p. Santiago, Chile.
- Petrinovic, I.A., Villarosa, G., D'Elia, L., Guzmán, S.P., Páez, G.N, Outes, V., Manzoni, C., Delménico, A., Balbis, C., Carniel, R. y Hernando, I.R. 2014.** La erupción del 22 de diciembre de 2012 del volcán Copahue, Neuquén, Argentina: Caracterización del ciclo eruptivo y sus productos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (2): 161-173.
- Piovano, E.L., Córdoba, F.E. y Stutz, S. 2014.** Limnogeology in southern South America: an overview. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Vol. 21 (2): 65-75 pp.
- Polanco, E. 2003.** Evolución del volcán Copahue (37° 45 S) Andes del Sur. Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de México (inédito), 103 p., México D.F.
- Polanco, E., Naranjo, J.A., Young, S., Moreno, H., 2000.** Volcanismo Explosivo Holoceno en la cuenca del alto Bío Bío, Andes del Sur (37°45'–38°30'S). IX Congreso Geológico Chileno, Abstract 2, 59–61. Puerto Varas.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 1999.** The Andes of Neuquén (36°-38°S): Evidence of Cenozoic transtension along the arc. IV Andean Geodynamic Symposium, Extended Abstracts: 606-609, Göttingen.

- Ribeiro Guevara, S. y Arribére, M. 2002.** ^{137}Cs dating of lake cores from the Nahuel Huapi National Park, Patagonia, Argentina: historical records and profile measurements. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 252, 37–45.
- Ribeiro Guevara, S., Rizzo, A., Sánchez, R. y Arribére, M. 2003.** ^{210}Pb fluxes in sediment layers sampled from Northern Patagonia lakes. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 258, 583–595.
- Ribeiro Guevara, S., Rizzo, A., Daga, R.B., Williams, N. y Villa, S. 2019.** Bromine as indicator of source of lacustrine sedimentary organic matter in palolimnological studies. *Quaternary Research*: 1–15.
- Rollinson, H. R. 1993.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific Technical, Essex. 344 p.
- Rovere, E.I., Caselli, A.T., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C.A., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J., y Danieli, J.C. 2004.** Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, Provincia de Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 298, 104 pp. Buenos Aires.
- Sánchez Bowen, J.I. 2016.** Evolución geoquímica e isotópica de He, Sr y Pb en las rocas del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, Chile-Argentina. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Chile (inédita). 90pp. Santiago de Chile.
- Segemar-Unsam. 2006.** Diatomita. en Vol. 13 de Segemar-Unsam: Diatomita, perlita, ceolita. Seminario de estudios sobre el ciclo minerales – materiales, Buenos Aires, Argentina.
- Siebert, L. y Simkin, T. 2008.** Volcanoes of the world: an illustrated catalog of 691 Holocene volcanoes and their eruptions. Smithsonian institution, Global 692 volcanism program digital information series, GVP-3.
- Smol, J., 2008.** Pollution of lakes and rivers, a paleoenvironmental perspective. Blackwell Publishing, USA, 383 pp.
- Sruoga, P. y Consoli, V. 2004.** Evolución volcanológica y geoquímica del volcán Copahue. Informe SEGEMAR (inédito), 35 p., Buenos Aires.
- Sruoga, P. y Consoli, V. 2011.** Volcán Copahue. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, 613-620, Neuquén.
- Stroncik, N. A. y Schmincke, H. U. 2002.** Palagonite - a review. *International Journal of Earth Sciences*, 91: pp. 680-697.
- Tassi, F., Agosto, M.R., Vaselli, O. y Chiodini, G. 2016.** Geochemistry of the Magmatic-Hydrothermal Fluid Reservoir of Copahue Volcano (Argentina): Insights from the Chemical and Isotopic Features of Fumarolic Discharges. En: Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A.T. (eds.) Copahue Volcano. Active volcanoes of the world. Book Series. Springer-Verlag: 119-139, Heidelberg.
- Van der Weijden, C.H. 2002.** Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Marine Geology*, 184: 167-187 pp.
- Varekamp, J. C. 2008.** The volcanic acidification of glacial Lake Caviahue, Province of Neuquen, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(2), 184-196.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Hermann, S.W., Bermúdez, A. y Delpino, D. 2001.** Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: a “beehive” volcano in turmoil. *Geology* 29(11): 1059-1062.
- Villa, S., Daga, R., Caselli, A.T. y Ribeiro Guevara, S. 2016.** Las erupciones históricas del Volcán Copahue: registros en una secuencia sedimentaria lacustre. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión Argentina de Sedimentología. Póster.

Villa, S. Daga, R. y Caselli, A.T. 2017. Caracterización y correlación de niveles volcánicos identificados en la Lag. Portezuelo (37°S) en los últimos 200 años. XX Congreso Geológico Argentino, Simposio 10, III Simposio sobre Volcanes Activos: 80-82 pp. San Miguel de Tucumán.

Vélez, M.L., Euillades, P.A, Blanco, M.H., Euillades, L. y Caselli, A.T. 2014. Deformación asociada al ciclo eruptivo 2012 del volcán Copahue, Neuquén. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S23-31, Córdoba.

Wetzel, R. 2001. Limnology, 3 E. Lake and river ecosystems. Academic Press, 525 B Street, Ste. 1900, San Diego, CA 92101, USA. 850.

Wolin, J. y Stone, J. 2010. Diatoms as indicators of water-level change in freshwater lakes. The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences, Second Edition. 174-185 pp.

Wronkiewicz, D. J. y Condie, K. C. 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. Geochimica et Cosmochimica, Acta 51: 2401-2416.

8. Anexos

Anexo 1. Tabla con la química de roca total para las muestras de CCVC (Sánchez Bowen, 2016). NV-30: Secuencia Volcánica Las Mellizas. COLA-ZORRO: Fm. Cola de Zorro.

	NV-30	COLA-ZORRO		NV-30	COLA-ZORRO
SiO ₂	55,89	53,86	Sn	2	1
Al ₂ O ₃	16,62	17,66	Cs	3,1	0,8
Fe ₂ O ₃	8,27	9,29	Ba	471	440
MnO	0,137	0,147	Zr	176	164
MgO	3,78	4,53	Hf	3,9	3,5
CaO	7,18	8,09	Ta	0,5	0,4
Na ₂ O	3,55	3,84	Th	7	5
K ₂ O	2,03	1,57	Sb	0,5	1,5
TiO ₂	1,126	1,541	As	<5	<5
Sc	22	26	U	2,1	1,4
Be	1	2	La	22,5	23,4
V	180	218	Ce	46,2	52,8
Cr	60	90	Pr	5,89	6,84
Co	29	27	Nd	24	28
Ni	30	30	Sm	5	6,2
Cu	50	40	Eu	1,33	1,67
Zn	70	90	Tb	0,6	0,8
Ga	16	19	Dy	3,8	4,8
Ge	1	2	Ho	0,8	0,9
Rb	54	37	Er	2,3	2,5
Sr	504	648	Tm	0,35	0,34
Y	24	24	Yb	2,1	2,3
Zr	176	164	Lu	0,32	0,33
Nb	5	6	W	86	3
Mo	<2	<2	Tl	0,3	<0,1
Ag	<0,5	<0,5	Pb	12	10
In	<0,2	<0,2	Bi	<0,4	<0,4

Anexo 2. Tabla con las concentraciones de elementos mayoritarios y trazas en material piroclástico de las erupciones de Julio de 2012 y 2000 (Daga *et al.*, 2017). CoV1, CoV2, Co2V1 y Co2V2: partículas vítreas; CoE y Co2E: fragmentos escoriáceos. Óxidos en %; elementos traza en $\mu\text{g g}^{-1}$. *Estimado por diferencia.

	CoV1	CoV2	CoE	Co2V1	Co2V2	Co2E
SiO ₂ *	54	54	67	51	54	53
Al ₂ O ₃	15,1	15	12,1	15,6	16,2	14,1
Fe ₂ O ₃	11,04	10,99	7,32	11,88	10,38	11,55
MnO	0,173	0,169	0,112	0,191	0,167	0,188
MgO	4,43	4,84	1,99	6,13	4,78	5,68
CaO	6,97	6,27	4,19	6,07	6,25	7,33
Na ₂ O	3,81	3,69	1,65	3,84	3,92	3,52
K ₂ O	2,87	2,81	2,08	2,83	2,55	2,41
TiO ₂	1,61	1,47	1,76	1,75	1,7	1,5
Sc	26,73	27,75	21,15	26,3	25,2	35,4
V	261	237	198	251	239	272
Cr	71,3	41,9	26,7	44,3	46,1	103,7
Co	32	33,8	20,1	39,5	30,4	36,2
Zn	111,1	115	88,3	131	110,6	113
Rb	91,7	86	90,4	78,6	78	76,2
Sr	403	362	273	375	394	430
Cs	4,02	3,81	4,3	3,9	3,79	3,67
Ba	475	524	467	468	508	445
Zr	365	362	428	373	362	371
Hf	7,93	7,5	8,5	7,44	7,48	7,5
Ta	0,659	0,627	0,74	0,645	0,654	0,596
Th	11,83	11,18	11,3	11,22	11,48	10,57
Sb	0,305	0,269	1,66	0,24	0,319	0,26
As	6,09	5,87	18,1	5,5	5,52	4,49
Se	-	-	9,3	-	-	-
Br	3,08	2,06	9,06	2,67	1,94	2,07
U	3,36	2,99	2,92	3,89	3,33	2,82
La	36,2	34	32,2	32,6	34,16	33,1
Ce	88	81,6	79,5	81,7	83,3	81,3
Nd	42,3	37,6	38	38,8	38,6	38,6
Sm	8,48	8,05	7,43	7,92	8,14	8,23
Eu	1,67	1,597	1,372	1,606	1,641	1,63
Tb	1,039	1,022	0,965	1,078	1,058	1,1
Dy	7,44	6,61	6,34	6,84	6,92	7,89
Yb	3,78	3,55	3,32	3,48	3,61	3,78
Lu	0,581	0,52	0,461	0,499	0,529	0,469

Anexo 3. Secuencia completa de las variaciones de los parámetros según la profundidad y las zonas definidas para el testigo de lago Portezuelo.

