

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y  
PETRÓLEOS**

**CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y PETROGRÁFICA DE DOS  
COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DEL VOLCÁN QUILOTOA**

**TRABAJO DE INTEGRACIÓN CURRICULAR PRESENTADO COMO  
REQUISITO PARA LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO**

**JORGE DAVID MUÑOZ MOSQUERA**

**[jorge.munoz1610@gmail.com](mailto:jorge.munoz1610@gmail.com)**

**DIRECTOR: Ph.D. DIEGO FERNANDO NARVÁEZ RIVADENEIRA**

**[diego.narvaez@epn.edu.ec](mailto:diego.narvaez@epn.edu.ec)**

**DMQ, marzo 2024**

## **CERTIFICACIONES**

Yo, JORGE DAVID MUÑOZ MOSQUERA declaro que el trabajo de integración curricular aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

---

**JORGE DAVID MUÑOZ MOSQUERA**

Certifico que el presente trabajo de integración curricular fue desarrollado por JORGE DAVID MUÑOZ MOSQUERA, bajo mi supervisión.

---

**PhD. DIEGO FERNANDO NARVÁEZ RIVADENEIRA**  
**DIRECTOR**

## **DECLARACIÓN DE AUTORÍA**

A través de la presente declaración, afirmamos que el trabajo de integración curricular aquí descrito, así como el (los) producto(s) resultante(s) del mismo, son públicos y estarán a disposición de la comunidad a través del repositorio institucional de la Escuela Politécnica Nacional; sin embargo, la titularidad de los derechos patrimoniales nos corresponde a los autores que hemos contribuido en el desarrollo del presente trabajo; observando para el efecto las disposiciones establecidas por el órgano competente en propiedad intelectual, la normativa interna y demás normas.

JORGE DAVID MUÑOZ MOSQUERA

PhD. DIEGO FERNANDO NARVÁEZ RIVADENEIRA

## DEDICATORIA

A mis padres, porque me levantaron después de cada caída  
y nunca dejaron que me rinda.

## AGRADECIMIENTO

A mis padres Esthely y Jorge porque sin su amor, sacrificio y apoyo incondicional no habría conseguido este objetivo, porque su bondad, respeto y sabiduría han sido un ejemplo para mí.

A mi hermano Sebastián porque su apoyo y compañía han sido cimientos fundamentales para no rendirme y cumplir mis metas.

A mis abuelitos, Rosa, Jorge, Olga y Raúl por su cariño y apoyo, porque serán mi principal referente en la vida por su ejemplo de lucha, sacrificio y perseverancia.

A María José, ahora mi colega, por ser mi compañera en cada paso que doy, por ser un pilar indispensable en el desarrollo de mi carrera y de mi vida, porque su determinación y fuerza han sido un ejemplo para seguir adelante.

A los mejores amigos que la universidad y la vida me pudo dar.

A Camila, por la amistad que inicio en la U y se extendió fuera de ella, porque superamos con la ayuda del otro todos los obstáculos que te pone la U, porque su amistad, cariño y complicidad desde que iniciamos la carrera hicieron que el paso por la Poli sea grato.

A Jorge Zambrano por convertirse en más que un mejor amigo, porque su ejemplo me ha inspirado a siempre mejorar, por compartir esta pasión por la carrera, espero que la vida nos deje seguir haciendo geología juntos.

A mis amigos Ismael, José, Genaro, Leyla, Anahí, Diani, Marce y Adri; porque su amistad, apoyo, carisma, risas, consejos y enseñanzas hicieron de la universidad la mejor etapa de mi vida. A Stalin por todos sus consejos, ayuda en la carrera y por su ayuda en el laboratorio de láminas delgadas el cual fue fundamental para la realización de este trabajo.

A Diego Narvárez por su amistad, el conocimiento impartido durante la carrera y por la oportunidad que me otorgó de realizar este trabajo bajo su dirección. Al Dr. Pablo Samaniego por la oportunidad de trabajar juntos, por su guía y enseñanzas en campo.

A mis profesores que compartieron sus conocimientos en la carrera, conocimientos que me han ayudado y ayudarán a salir adelante en mi vida profesional.

Al personal del Instituto Geofísico que desinteresadamente me ayudaron en la realización de este trabajo.

A mis hermanos Gabriel, Alex y Jonathan; su apoyo y amistad en el colegio fue el empujón necesario para el inicio de mi etapa en la universidad.

# ÍNDICE DE CONTENIDO

CERTIFICACIONES .....	I
DECLARACIÓN DE AUTORÍA.....	II
DEDICATORIA .....	III
AGRADECIMIENTO.....	IV
ÍNDICE DE CONTENIDO.....	V
RESUMEN .....	VI
ABSTRACT .....	VII
1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 Estudios previos en el volcán Quilotoa .....	2
1.3 Objetivo general.....	3
1.4 Objetivos específicos .....	3
1.5 Justificación.....	3
1.6 Alcance.....	4
2 MARCO TEÓRICO.....	5
2.1 Clasificación de piroclastos .....	5
2.2 Tipos de depósitos piroclásticos .....	6
2.3 Contexto geológico y geología del volcán Quilotoa .....	9
3 METODOLOGÍA.....	13
3.1 Trabajo en campo .....	13
3.2 Elaboración de láminas delgadas y análisis geoquímico .....	14
4 RESULTADOS.....	16
4.1 Estratigrafía.....	16
4.2 Petrografía .....	24
4.3 Geoquímica.....	31
5 DISCUSIÓN.....	36
5.1 Caracterización estratigráfica de las unidades .....	36
5.2 Caracterización geoquímica de las unidades .....	38
5.3 Caracterización petrográfica de las unidades .....	40
6 CONCLUSIONES .....	44
7 RECOMENDACIONES .....	45
8 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	46
9 ANEXOS .....	49

## RESUMEN

El volcán Quilotoa es un volcán potencialmente activo localizado en la parte central del Ecuador y que ha presentado al menos 8 erupciones de tamaño moderado a grande (VEI 4-6) cada 10-15 mil años. A pesar de su alta explosividad y recurrencia de sus erupciones este volcán no cuenta con una descripción detallada de sus depósitos volcánicos. Mediante el estudio de dos columnas estratigráficas, este trabajo pretende mejorar el conocimiento acerca de las erupciones pasadas de este volcán y para ello se realizaron observaciones de campo, descripciones de láminas delgadas y análisis geoquímicos.

Se reconocieron 5 unidades estratigráficas posiblemente formadas en los últimos 14 700 años y separadas por 4 paleosuelos. Todas las unidades están conformadas por más de un tipo de depósito (caída, flujo piroclástico o surge) de composición y mineralogía parecida, los cuales generalmente contienen líticos juveniles densos y pómez. A través de un estudio a detalle de los componentes minerales se muestra que el contenido de hornblenda y biotita disminuye y el contenido de plagioclasas aumenta (<7 % vol.) desde las unidades más antiguas a las más recientes. Estos cambios minerales están acompañados por un ligero incremento de  $Al_2O_3$  en las unidades más recientes.

Las principales diferencias encontradas entre las unidades son el porcentaje modal de minerales y la textura de la matriz presentes en las muestras de roca, estos cambios se atribuyen a la variación del contenido de agua disuelto en el fundido y no a cambios en la composición química del magma. Realizar estudios detallados de depósitos volcánicos de erupciones pasadas contribuye como base para el análisis de la evolución, estilos y dinamisismos eruptivos de volcanes potencialmente activos en el Ecuador.

**Palabras clave:** Volcán Quilotoa, depósitos piroclásticos, líticos juveniles, paleosuelo.

## ABSTRACT

The Quilotoa volcano is a potentially active volcano located in central Ecuador, which has experienced at least eight eruptions of moderate to large size (VEI 4-6) every 10-15 thousand years. Despite its high explosivity and recurrence of eruptions, this volcano lacks a detailed description of its volcanic deposits. Through the study of two stratigraphic columns, this work aims to improve knowledge about the past eruptions of this volcano, conducting field observations, descriptions of thin sections, and geochemical analyses.

Five stratigraphic units possibly formed in the last 14,700 years were recognized, separated by four paleosols. All units consist of more than one type of deposit (fallout, pyroclastic flow, or surge) of similar composition and mineralogy, generally containing dense juvenile lithics and pumice. A detailed study of mineral components shows that the content of hornblende and biotite decreases, and the content of plagioclase increases (<7% vol.) from the oldest to the most recent units. These mineral changes are accompanied by a slight rise in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the most recent units.

The main differences found between the units are the modal percentage of minerals and the texture of the matrix present in the rock samples; these changes are attributed to the variation in the dissolved water content in the melt and not to changes in the chemical composition of the magma. Conducting detailed studies of volcanic deposits from past eruptions contributes as a basis for analyzing the evolution, styles, and eruptive dynamics of potentially active volcanoes in Ecuador.

**Keywords:** Quilotoa volcano, pyroclastic deposits, juvenile lithics, paleosol.



# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Antecedentes

El Ecuador continental está ubicado sobre la placa Sudamericana en un límite de placas convergente que se forma por la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana; en respuesta a este proceso de subducción se ha formado la cadena de volcanes conocida como Zona Volcánica de los Andes del Norte en el Ecuador y Colombia. Así, en Ecuador se contabilizan 84 volcanes cuaternarios de los cuales 59 se consideran extintos, 17 potencialmente activos, 6 activos y 2 en erupción (Bernard & Andrade, 2011). Considerando a los 17 volcanes potencialmente activos, el único con una laguna en su cráter y con erupciones recurrentes con índices de explosividad volcánica 4-6 es el volcán Quilotoa.

El volcán Quilotoa es un volcán potencialmente activo ubicado a 83 km de la ciudad de Quito y a 32 km de la ciudad de Latacunga en la parte central de la Cordillera Occidental del Ecuador. Hall & Mothes (2008) proporcionaron una descripción detallada del volcanismo joven de este volcán, destacando que ha experimentado una serie de grandes erupciones plinianas a lo largo de su historia. Estas erupciones, con un Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés) de 4-6, se han producido cada 10-15 mil años con un total de 8 ciclos eruptivos (Q-VIII a Q-I) con edades registradas para las cinco erupciones más recientes de 800, 14 700, 23 000, 34 000 y ~40 000 años antes del presente (AP); durante estos ciclos eruptivos se formaron depósitos de caídas de ceniza y lapilli además de flujos piroclásticos y surges que se depositaron en las laderas y valles circundantes, que en algunos casos se desplazaron hasta 17 km por el valle del Río Toachi (Hall & Mothes, 2008). Según Hall & Mothes (2008) durante los 8 eventos no se han presentado cambios importantes en la mineralogía y química de los productos eruptivos del volcán Quilotoa.

La última erupción del volcán Quilotoa ocurrió hace aproximadamente 800 años AP y cubrió una amplia zona del centro-norte de Ecuador (Hall & Mothes, 2008). Esta erupción cubrió campos agrícolas precolombinos, obligando a los habitantes indígenas a abandonar la zona (Mothes & Hall, 2008). Este evento (VEI de 6) generó una columna eruptiva que se elevó a una altura de aproximadamente 35 kilómetros sobre el nivel del mar (km.s.n.m), con una tasa de descarga de magma de alrededor de  $2 \times 10^8$  kg/s. Esta erupción, y otras más antiguas del mismo volcán, son reconocidas en varias columnas estratigráficas a cientos de kilómetros y están caracterizadas por capas de ceniza con una mineralogía y química distintiva (Mothes & Hall, 2008).

## 1.2 Estudios previos en el volcán Quilotoa

Existe una limitada cantidad de investigaciones dedicadas al volcán Quilotoa. A pesar de haber experimentado múltiples erupciones a lo largo de su historia, la mayoría de los estudios existentes se centran únicamente en la última erupción datada en 800 años AP. Por ejemplo, Rosi et al. (2004) estudiaron muestras de pómez de los distintos depósitos de la última erupción y determinaron la existencia de tres tipos de pómez de igual composición, pero con características texturales diferentes; según los autores, dichos cambios texturales se deberían a un proceso de cizallamiento que se produce entre el magma que asciende por el centro del conducto eruptivo y el magma que se encuentra en contacto con las paredes del conducto.

Di Muro et al. (2008) analizaron la dinámica de transporte y sedimentación de la ceniza y lapilli proveniente de la columna eruptiva producida durante esta erupción descrita como una erupción pliniana; los autores concluyeron que la columna eruptiva evolucionó de manera progresiva de una columna pliniana convectiva típica hasta una columna que colapsó, la cual generó corrientes piroclásticas densas (i.e., flujos piroclásticos y surges).

Mothes & Hall (2008) realizaron una descripción detallada de la última erupción del volcán Quilotoa, definiendo el mecanismo eruptivo y algunos parámetros volcanofísicos.

Stewart & Castro (2016) analizaron las condiciones pre-eruptivas (presión, temperatura y profundidad) de la cámara magmática en base a la aplicación de geotermobarometría, modelos de solubilidad y observaciones petrológicas para así poder estimar la temperatura, presión, fugacidad del oxígeno y concentraciones de H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> y azufre en el magma.

Otros trabajos estudian de manera general los depósitos y la petrografía del volcán Quilotoa. Por ejemplo, Hall & Mothes (2008) realizaron una descripción general de los depósitos encontrados en los alrededores del volcán Quilotoa; en esta investigación se propone la existencia de 8 ciclos eruptivos datados entre >40 000 y 800 años AP.

Panchana (2015) realizó un trabajo centrado en el estudio petrográfico y geoquímico de los domos del volcán Quilotoa con el objetivo de correlacionarlos con los distintos ciclos eruptivos descritos y así determinar su orden de formación.

### **1.3 Objetivo general**

Caracterizar estratigráfica, petrográfica y geoquímicamente dos columnas estratigráficas en las cercanías del volcán Quilotoa.

### **1.4 Objetivos específicos**

1. Describir en campo los depósitos volcánicos del volcán Quilotoa.
2. Describir petrográficamente las rocas y láminas delgadas de las muestras recolectadas en campo.
3. Caracterizar textural, mineralógica y geoquímicamente los diferentes niveles estratigráficos reconocidos en campo.
4. Identificar rasgos distintivos en los niveles estratigráficos reconocidos en base a su descripción.

### **1.5 Justificación**

Este trabajo forma parte del proyecto de investigación grupal PIGR-22-02: Estudio interdisciplinario de lagos cratéricos en el Ecuador, llevado a cabo por profesores del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional y del Instituto Geofísico (IG-EPN) el cual busca estudiar la actividad volcánica pasada de los volcanes Quilotoa y Cuicocha.

La descripción detallada de dos columnas estratigráficas en las cercanías del volcán Quilotoa y el posterior análisis petrográfico y geoquímico de las muestras recolectadas permitirá caracterizar cada una de las capas observadas en campo con el fin de entender la evolución eruptiva del volcán Quilotoa.

Encontrar y detallar características esenciales de cada una de las secuencias eruptivas más antiguas representará un avance importante en el estudio de este volcán ya que actualmente solo existen estudios detallados de su última erupción ocurrida hace 800 años AP.

## **1.6 Alcance**

Para este trabajo se buscó una zona apropiada en la que se pudieran observar distintas secuencias eruptivas en las cercanías del volcán Quilotoa; los afloramientos analizados debían estar bien expuestos y sin vegetación que los cubriera, con el fin de poder describir a detalle cada una de las secuencias que se pudieran observar y a su vez recolectar muestras que ayuden a mejorar su caracterización.

Los afloramientos seleccionados fueron dos cortes en la vía alterna a Chugchilán aproximadamente a 1.5 km al oeste del cráter, en los cuales se pudo observar la presencia de varios tipos de depósitos.

Se describieron dos columnas estratigráficas a detalle y se recolectó varias muestras de material volcánico juvenil con el fin de realizar láminas delgadas y análisis geoquímicos.

Se describieron a detalle 12 láminas delgadas en las cuales se determinó el porcentaje modal, texturas y propiedades ópticas de cada mineral.

Los cambios geoquímicos se determinaron mediante la comparación de elementos mayores y trazas, analizados en pómez y líticos juveniles densos provenientes de los distintos estratos descritos.

Finalmente se discutió los datos obtenidos en función de la estratigrafía, petrografía y geoquímica permitiendo caracterizar y diferenciar los distintos niveles estudiados. También se discute la existencia o no de variaciones temporales en la geoquímica y mineralogía y sus implicaciones.

## 2 MARCO TEÓRICO

Esta sección presenta los principales conceptos que serán utilizados para la descripción en este trabajo.

### 2.1 Clasificación de piroclastos

Por su tamaño los piroclastos se clasifican en ceniza fina, ceniza gruesa, lapilli, bloques y bombas (Fig. 1) (Le Bas & Streckeisen, 1991).

Tamaño de clastos en mm	Piroclastos	Depósitos piroclásticos	
		Tefra	Roca piroclástica
64	Bloque, Bomba	Aglomerado, Estrato de bloques o bombas, tefra de bloques	Aglomerado, brecha piroclástica
	Lapilli	Capa, estrato de lapilli o tefra de lapilli	Toba de lapilli
2	Grano de ceniza gruesa	Ceniza gruesa	Toba de ceniza (gruesa)
	Grano de ceniza fina	Ceniza fina	Toba de ceniza (fina)

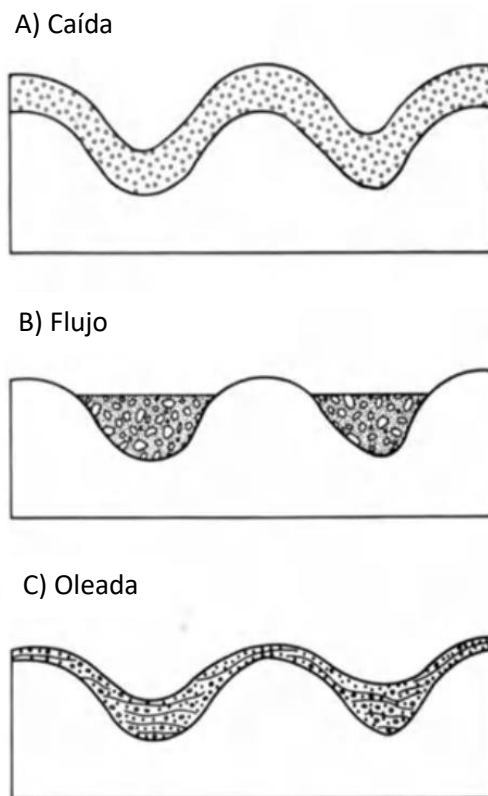
**Fig. 1.** Clasificación de los tipos de piroclastos por su tamaño. Bloques y bombas (>64mm), Lapilli (2-64 mm), ceniza gruesa (0.0625-2 mm) y ceniza fina (<0.0625). Modificado de Le Bas y Streckeisen (1991).

Por su origen, a los fragmentos se los clasifica como juveniles, reciclados y accidentales (Benet et al., 2024). Los fragmentos juveniles se definen como todo fragmento producido en el momento de la erupción derivado del magma expulsado en superficie; estos fragmentos pueden ser: cristales que se encontraban en el magma, pómez y líticos densos (rocas extrusivas con estructura masiva y textura porfirítica); los líticos densos suelen presentarse subredondeados a subangulosos y con estructuras alargadas o de corteza de pan y con superficies brillantes (Fisher & Schmincke, 1984). Los fragmentos reciclados se definen como todos los clastos de roca formados previo a la erupción que se presenten angulosos y con rasgos de meteorización, alteración de minerales u oxidación de la matriz (Benet et al., 2024). A los fragmentos accidentales se los define como todo lítico no magmático proveniente del basamento subvolcánico o a los clastos que se depositen por erosión (Schmincke, 1977).

## 2.2 Tipos de depósitos piroclásticos

Un depósito piroclástico es una acumulación en la superficie terrestre de materiales arrojados durante una erupción volcánica, como ceniza, lapilli, pómez y fragmentos de roca; el material piroclástico grande y denso generalmente se deposita en las cercanías del volcán mientras que el material fino puede alcanzar mayores distancias (Cas & Wright, 1988).

Los depósitos piroclásticos se dividen en dos tipos: depósitos de caída (Fig. 2A) y depósitos de corriente piroclástica densa (PDC por sus siglas en inglés), la cual se subclasifica en flujo piroclástico (Fig. 2B) y oleada piroclástica (Fig. 2C) (Cas & Wright, 1988).



**Fig. 2.** Esquema de 2 tipos de depósitos piroclásticos. 1. A) Depósitos de caída (capas periclinales) 2. PDCs. B) Flujo piroclástico (canalizados). C) Oleada piroclástica (canalizados y en ocasiones periclinales). Tomado de Cas y Wright (1988).

### 2.2.1 Depósito de caída

Un depósito de caída se forma por la deposición de material volcánico de manera periclinal (siguiendo la morfología de la superficie) a partir de una columna eruptiva. La columna eruptiva resulta de la emisión explosiva de material desde un volcán que consiste

en una nube flotante principalmente formada de ceniza, lapilli y gases (Fig. 3) que se eleva a gran altura en la atmósfera (Houghton & Carey, 2015).

Generalmente se presentan como una capa con gradación normal, pero puede observarse estratificaciones o laminaciones en el caso que ocurran diferentes pulsos y expulsión de material en varios intervalos de tiempo.



**Fig. 3.** Intercalación de capas de caída de ceniza y lapilli depositadas periclinalmente del volcán Tarawera, Nueva Zelanda. Imagen tomada del sitio Stephen Self volcanologist: <https://www.stephenself.com/projects-collaborations--selected-publications.html>

### **2.2.2 Depósitos de corrientes piroclásticas densas**

Los PDCs son flujos de partículas suspendidas en gas caliente que se mueven a velocidades extremadamente altas de hasta cientos de kilómetros por hora, los cuales se originan comúnmente por el colapso de una columna eruptiva y se componen de dos elementos principales: un flujo denso (flujo piroclástico) con altas concentraciones de partículas y un flujo diluido (oleada piroclástica) con concentraciones más bajas (Doyle et al., 2010).

### - Depósitos de flujos piroclásticos

Constituyen depósitos dejados por flujos superficiales de material piroclástico que se desplazan como una dispersión densa de partículas sólidas y gases, los cuales son producto del colapso de una columna eruptiva influenciada por la fuerza de gravedad (Dufek et al., 2015).

Los depósitos de flujos piroclásticos se los distingue debido a que se presentan como depósitos masivos, sin estratificación y generalmente con mal sorteo. En estos depósitos se puede observar gradación normal, inversa o ellos pueden presentarse sin gradación además de acumulaciones de clastos en el centro del depósito (Fig. 4).



**Fig. 4.** Depósito de flujo piroclástico formado en la erupción del 15 de abril de 1990 del volcán Redoubt caracterizado por la presencia de líticos, matriz soportado, mal sorteo y sin gradación, Alaska, Estados Unidos. Imagen tomada del sitio (*Global Volcanism Program | Image GVP-05255*, s. f.) <https://volcano.si.edu/gallery/ShowImage.cfm?photo=GVP-05255>

### - Depósito de oleada piroclástica o surge

Una oleada piroclástica se refiere a un flujo no concentrado o diluido que puede transportar piroclastos a lo largo de la superficie de manera turbulenta y su depósito se conoce como depósito de surge (Dufek et al., 2015).

Están formados principalmente por ceniza y lapilli y se pueden encontrar esporádicamente líticos de tamaño de lapilli (~64 mm) y bombas (>64 mm); exhiben un sorteo moderado, presentan estratificación y laminación horizontal, pero es común que se pueda observar estratificación cruzada por lo que en ocasiones forman dunas (Fig. 5) (Wohletz & Sheridan, 1979).





**Fig. 5.** Depósito tipo surge con estratificación cruzada que presenta un porcentaje bajo de líticos ubicado en las cercanías del Complejo Volcánico Potrillo, Nuevo México, Estados Unidos. Imagen tomada del sitio Earth and space science blogs: (Bentley, 2014)

<https://blogs.agu.org/mountainbeltway/2014/03/31/hunts-hole-climbing-ripples-in-volcanic-surge-deposits/>

### **2.3 Contexto geológico y geología del volcán Quilotoa**

La región ecuatoriana corresponde a un margen activo producto de la convergencia de la placa oceánica de Nazca bajo la placa Sudamericana (Gutscher et al., 1999; Michaud et al., 2009; Pardo-Casas & Molnar, 1987), formando una zona de subducción que se extiende desde Colombia hasta Chile. Esta interacción ha originado distintas zonas morfológicas en el territorio continental ecuatoriano: Cuenca Oriente, Zona Subandina, Cordillera Real, Valle Interandino, Cuencas Intermontañosas, Bloque Amotape Tahuín, Cuenca Alamor-Lancones, Cordillera Occidental y Llanura Costera (Egüez et al., 1994).

La geodinámica del Ecuador permitió el desarrollo del Arco Volcánico Ecuatoriano caracterizado por presentar una firma adakítica y por constituir cuatro agrupaciones lineales (volcanes de la Cordillera Occidental, volcanes del Valle Interandino, volcanes de la Cordillera Real y los volcanes de la zona Subandina) divididos por sus características morfológicas, estilo eruptivo, composición petrográfica y la variación geoquímica de sus magmas (calco-alcalinos, alcalinos y shoshoníticos) (Hall et al., 2008; Henderson, 1979). El arco volcánico ecuatoriano tiene una dirección NNE-SSW con una longitud aproximada de 350 km, un ancho de 120 km (Ancellin et al., 2017; Hall et al., 2008; Hall & Beate, 1991).

La Cordillera Occidental del Ecuador se caracteriza por la presencia de terrenos alóctonos, incluyendo fragmentos ofiolíticos - oceánicos (Feininger & Bristow, 1980), los cuales fueron acrecionados al margen Sudamericano durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno Temprano. Cada bloque está compuesto de un basamento máfico oceánico el cual está cubierto por rocas sedimentarias pre, syn y post acrecionarias cuya edad varía entre el Cretácico y el Paleógeno (Vallejo et al., 2009).

En la Cordillera Occidental, donde se ubica en volcán Quilotoa, se encuentra la primera fila de volcanes que aparecen desde la fosa de subducción. Según Hall et al. (2008) los centros eruptivos en toda esta fila de volcanes se encuentran separados de 30 a 35 km. Estos volcanes tienen su actividad principal durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno desarrollando morfologías de estratovolcanes en forma de conos, complejos de domos dacíticos y la formación de calderas o cráteres de explosión volcánica. Tienen una composición de rocas andesíticas silíceas y dacitas con fenocristales de plagioclasas, anfíboles y ortopiroxenos y en menor presencia biotita y cuarzo. La geoquímica de los magmas varía entre 60-66 wt% SiO<sub>2</sub> y 0.9 -1.5 wt% K<sub>2</sub>O (Ancellin et al., 2017; Hall et al., 2008; Hall & Beate, 1991).

### **2.3.1 Geología del volcán Quilotoa**

El volcán Quilotoa se encuentra en la provincia de Cotopaxi, aproximadamente a 30 km al oeste de la ciudad de Latacunga y a 81 km al suroeste de ciudad de Quito. El principal acceso se encuentra en la ciudad de Pujilí por la vía La Mana-Pujilí-Latacunga (E30) cerca del poblado de Zumbahua, otros poblados que se encuentran en los alrededores de este volcán son las comunidades de Chugchilan, Isinlivi y Sigchos.

El volcán Quilotoa, con una altura máxima de 3914 m.s.n.m. corresponde a una caldera volcánica con una forma circular de aproximadamente 3 km de diámetro la cual se encuentra rellena por un lago de 240 m de profundidad y un volumen de agua estimado en 0.65 km<sup>3</sup> (Hall & Mothes, 2008).

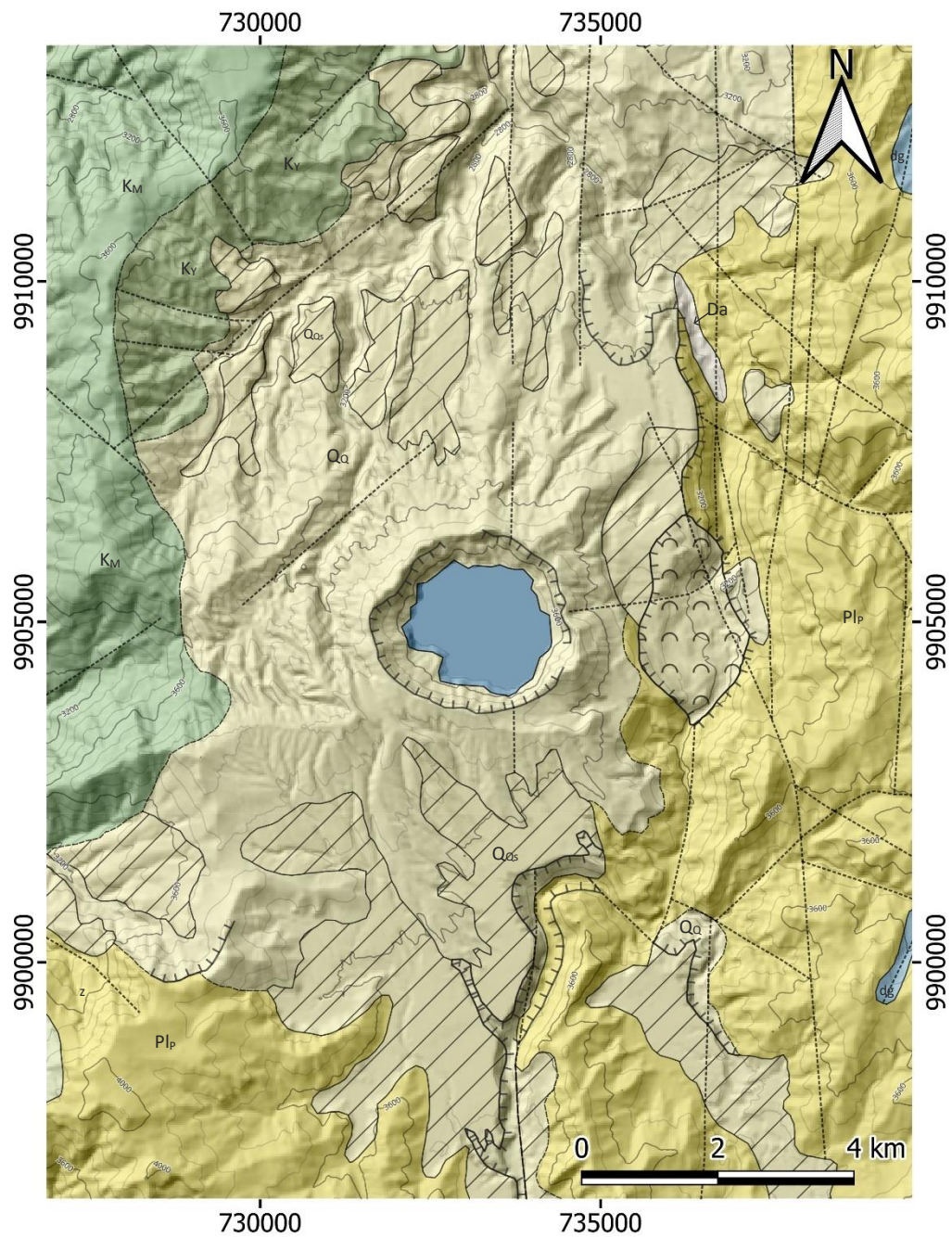
El volcán Quilotoa se encuentra sobre un basamento compuestos por las formaciones Macuchi (Cretácico Superior) y Yunguilla (Maastrichtiano-Paleoceno). La Formación Macuchi en esta zona está compuesta por andesitas de color verde a gris verdosas, andesitas basálticas y basaltos con texturas porfirítica y amigdaloides; las rocas volcanoclásticas de esta formación comprenden areniscas, limolitas y lutitas volcánicas silíceas de coloración negra a gris verdosa que se encuentran estratificadas y

frecuentemente gradadas, mientras que la Formación Yunguilla posiblemente en contacto interdigitado con la Formación Macuchi comprende una facie de flysch formada por una alternancia de lutitas, limolitas, grauvacas y sedimentos volcanoclásticos finos (Fig. 6) (Dirección General de Geología y Minas, 1980).

Al Este del volcán sobre este basamento se encuentra depositada de manera discordante la Formación Pisayambo (Plioceno) formada por material piroclástico, descritos principalmente como aglomerados andesíticos intercalados con lavas andesíticas, sobre los cuales se encuentran depósitos glaciares del Pleistoceno, mientras que en los alrededores del volcán se depositan sedimentos volcánicos cuaternarios del Quilotoa y sedimentos lacustres (Fig. 6) (Dirección General de Geología y Minas, 1980).

Este volcán ha experimentado por lo menos 8 ciclos eruptivos de gran tamaño, donde los últimos 5 se registran desde hace >40 000 años AP. Estas erupciones han generado depósitos de tefra (caída, flujos piroclásticos, surges y lahares) que han cubierto valles y quebradas en las cercanías del volcán (Hall & Mothes, 2008). La última erupción fue registrada hace 800 años AP. y se describe como una erupción pliniana cuyos depósitos inician con una capa de ceniza de origen freático que contiene principalmente cristales y fragmentos líticos a la que le sigue una capa de lapilli identificada por la presencia de pómez, cristales y rocas de domo en estado fresco y alterado y concluyendo con depósitos de flujos de ceniza (Mothes & Hall, 2008).

A lo largo del borde exterior y las parades internas de la caldera se encuentran una serie de domos y diques alimentadores de composición dacítica que presentan estructuras de colinas con diámetros de 250-500 m separados entre ellos cada 500-1000 m que están formados por dacitas porfírica de color gris claro a oscuro y otros con tonalidades rosadas que incluyen fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo, óxidos de Fe-Ti y apatito (Hall & Mothes, 2008).



**LEYENDA**

- Da Depósito aluvial
- dg Depósito glacial
- Qa Volcano-sedimentos del Quilotoa
- Qal Depositos lacustres
- Plp Formación Pisayambo
- Ky Formación Yunguilla
- z Caliza de Unacota
- KM Formación Macuchi

**SIMBOLOGÍA**

- Escarpamiento erosional
- Falla cubierta
- Falla inferida
- Contacto
- Contacto inferido
- Deslizamiento

**Fig. 6.** Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Dirección General de Geología y Minas (1980).

## **3 METODOLOGÍA**

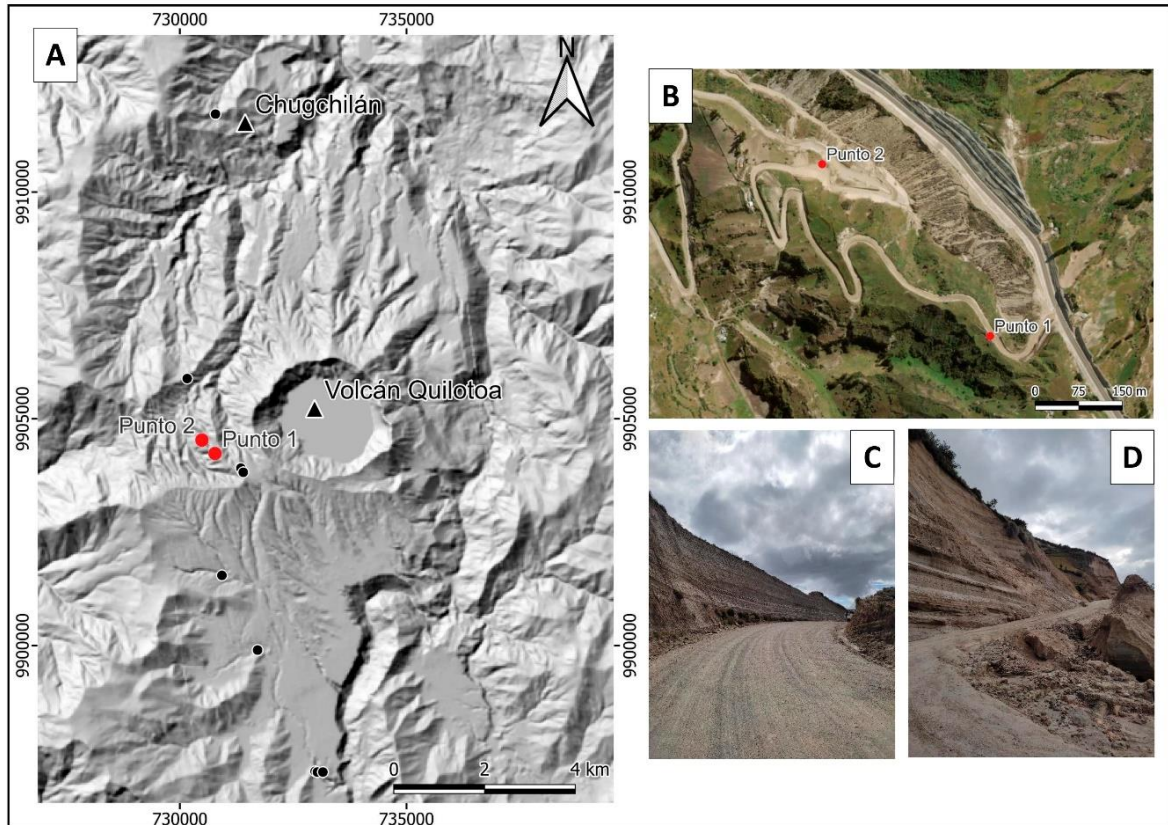
### **3.1 Trabajo en campo**

Nota: El sistema de coordenadas utilizado fue WGS84 UTM Zona 17S.

Con el fin de iniciar este proyecto, se realizó una salida de campo de 3 días en los alrededores del volcán Quilotoa. Se visitaron alrededor de 11 sitios en los cuales se observaron diferentes niveles estratigráficos correspondientes a depósitos piroclásticos de este volcán. En cada uno de ellos se trató de identificar alguna capa guía que permitiera relacionarlas con la secuencia estratigráfica propuesta por Hall y Mothes (2008).

Se eligió un corte principal o afloramiento tipo, que corresponde al corte estratigráfico con mayor número de estratos (Punto 1, UTM: 730791; 9904228) (Fig. 7A) en el cual se describió a detalle cada una de las capas. También, se describió a detalle un segundo afloramiento (punto 2, UTM: 730574; 9904492) (Fig. 7A) ubicado a unos 300 metros hacia el suroeste del punto 1. Para cada nivel se describieron los siguientes parámetros: espesor, color, componentes, tamaño de los componentes, estructuras internas (ej. estratificación, laminación), continuidad lateral y tipo de depósito. Al mismo tiempo se tomaron muestras en los estratos que presentaban material juvenil.

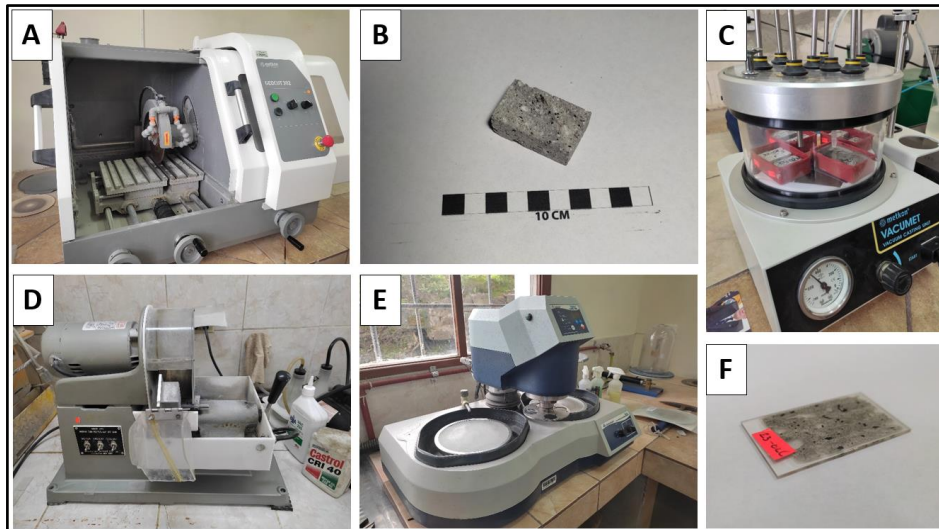




**Fig. 7.** A) Modelo digital de elevación (DEM) (European Space Agency, Sinergise, 2021), del área de estudio donde se muestra la ubicación del volcán Quilotoa y poblados cercanos; Los puntos en color negro muestran todos los afloramientos visitados y los puntos en color rojo muestran los dos afloramientos descritos (Punto 1, UTM: 730791; 9904228 y Punto 2, UTM: 730574; 9904492). B) Imagen de referencia donde se muestra la ubicación de los dos afloramientos principales en la vía alterna a Chugchilán. C y D) Fotografías de los dos afloramientos correspondientes a los puntos 1 y 2 respectivamente.

### 3.2 Elaboración de láminas delgadas y análisis geoquímico

Se elaboró un total de 12 láminas delgadas en el laboratorio de láminas delgadas del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional (Fig. 8). Para el estudio de las láminas delgadas se utilizó un microscopio petrográfico con luz transmitida donde se describió el porcentaje, forma, textura y propiedades ópticas de los componentes presentes.



**Fig. 8.** Equipo que se utilizó para la elaboración de las láminas delgadas en laboratorio de láminas delgadas del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional. A) Cierra para cortar muestras. B) Chip de roca. C) Bomba de vacío para impregnación de chips de roca. D) Cierra para seccionar los chips de roca. E) Pulidora. F) Lamina delgada.

El análisis geoquímico de roca total se lo realizó en material volcánico juvenil previamente seleccionado y molido de 17 muestras. La molienda consistió en transformar el material juvenil (bloques o lapilli) en material muy fino y homogéneo; para esto se utilizó un molino de ágata (Fig. 9). Los elementos mayores y trazas se obtuvieron mediante la técnica de espectrometría de emisión atómica con un plasma inducido acoplado (ICP-AES, por sus siglas en inglés) donde se utilizó un espectrómetro Horiba Jobin Yvon® Ultima 2, en la Universidad de Bretaña Occidental (Francia); para los elementos mayores, las desviaciones estándar son  $\leq 1\%$  para  $\text{SiO}_2$   $\leq 2\%$  para otros elementos mayores y  $\leq 5\%$  para elementos trazas (Cotten et al., 1995).



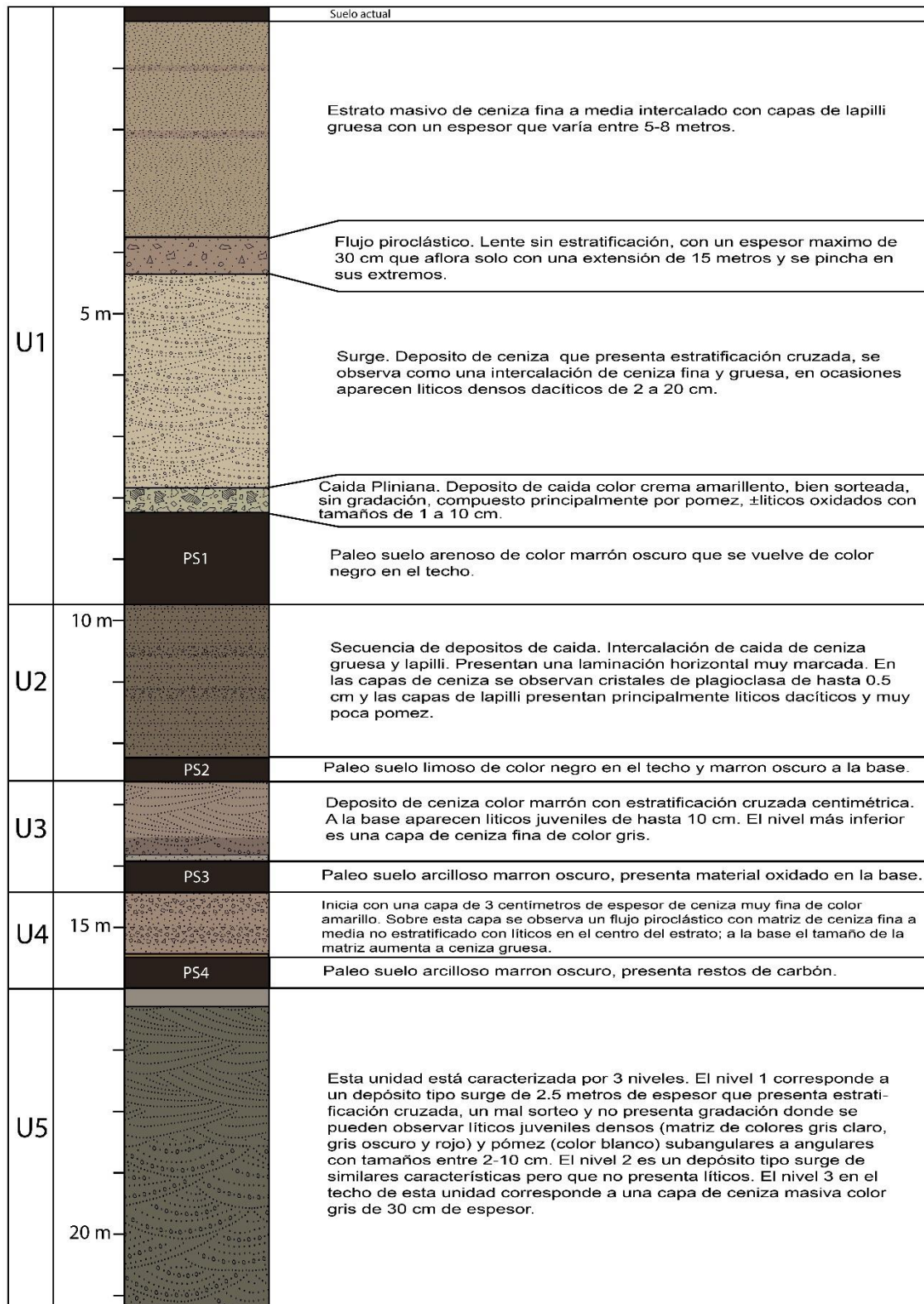
**Fig. 9.** Molino de ágata utilizado para molienda de las rocas. Se utiliza este tipo de molinos para evitar contaminación de la muestra.

## **4 RESULTADOS**

### **4.1 Estratigrafía**

En el corte principal se logró identificar 5 secuencias eruptivas diferentes (Fig. 10) separadas por 4 paleosuelos que actúan como marcadores estratigráficos y separan a cada una de ellas. Las secuencias eruptivas se denominaron como U5, U4, U3, U2 y U1 y los paleosuelos como PS4, PS3, PS2 y PS1 desde la más antigua a la más reciente en ambos casos (Fig. 10).

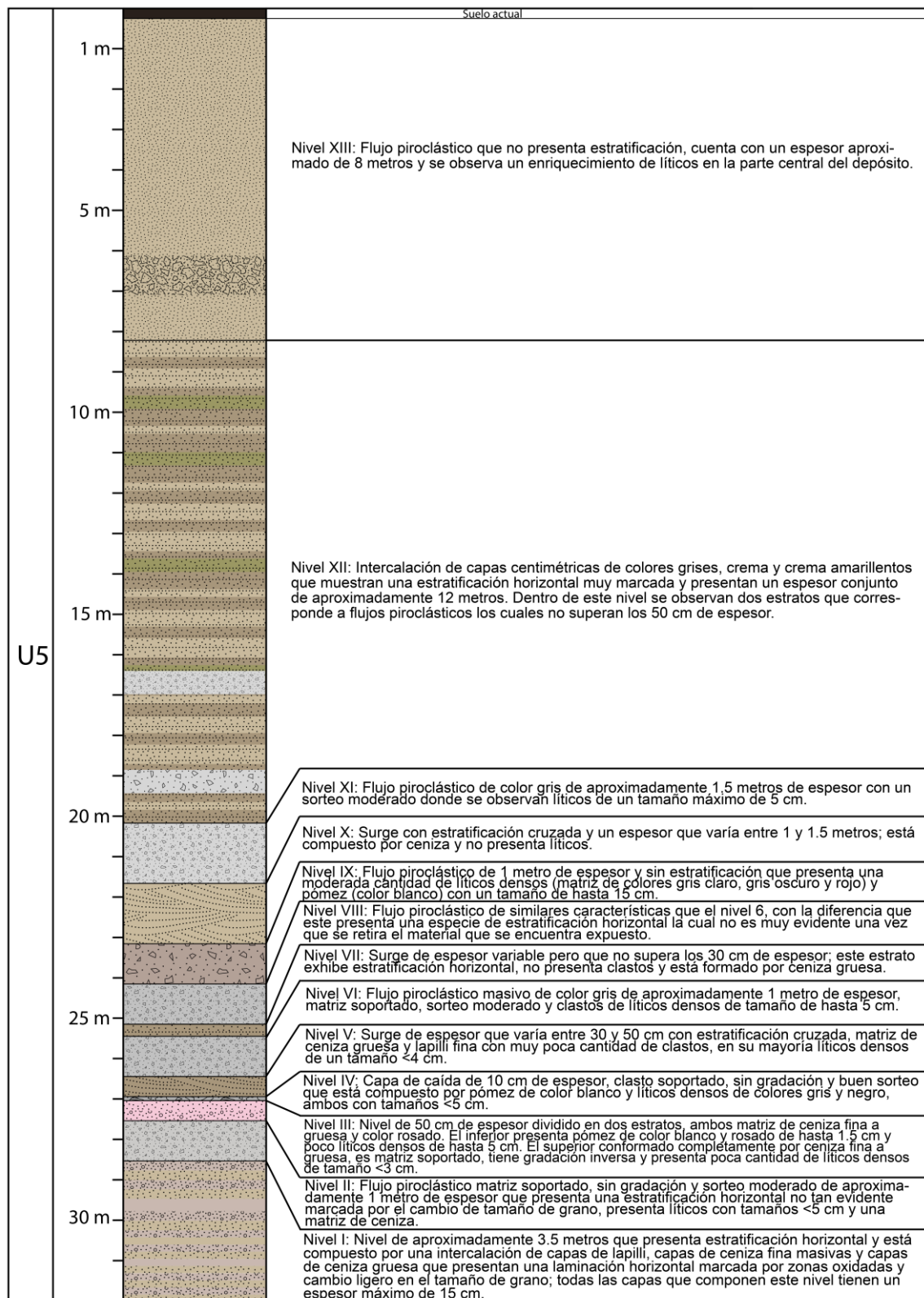




**LEYENDA**



**Fig. 10.** Columna estratigráfica del afloramiento principal (punto 1). Se definieron 5 unidades separadas por 4 paleosuelos. Dentro de estas secuencias se encontraron al menos 3 tipos de depósitos piroclásticos: caídas, surges y flujos piroclásticos.



**LEYENDA**

	Ceniza		Flujo piroclástico		Surge con presencia de líticos
	Lapilli		Surge		Caída Pliniana

**Fig. 11.** Columna estratigráfica descrita en el punto 2 en donde se describen 13 niveles correspondientes a la unidad U5. Es necesario notar la ausencia de suelos en este corte estratigráfico.

Luego de visitar varios cortes estratigráficos en los alrededores del volcán Quilotoa y describir a detalle la estratigrafía en los dos puntos seleccionados, se pudo constatar que las erupciones del volcán Quilotoa se caracterizan por generar principalmente 3 tipos de depósitos piroclásticos que son: caídas, flujos piroclásticos y surges. A continuación, se describen las propiedades que caracterizan estos 3 tipos de depósitos (para descripción detallada de todos los niveles observados revisar Fig. 10 y 11).

Los *depósitos de caída* de forma general se presentan como niveles depositados periclinalmente y están compuestos por ceniza y lapilli. Estos depósitos se los reconoce por presentar buen sorteo, ausencia de matriz y gradación normal. En ciertos casos este tipo de depósito se presenta como una secuencia de capas centimétricas compuestas por capas de lapilli, otras de ceniza fina masivas o ceniza gruesa que exhiben una laminación horizontal marcada por zonas rojizas y cambios ligeros en el tamaño de grano (ej. nivel I de la unidad U5, Fig. 12; unidad U2, Fig. 13 y 14). Estos niveles se diferencian de los surges porque no presentan estratificación cruzada y son niveles lateralmente continuos.

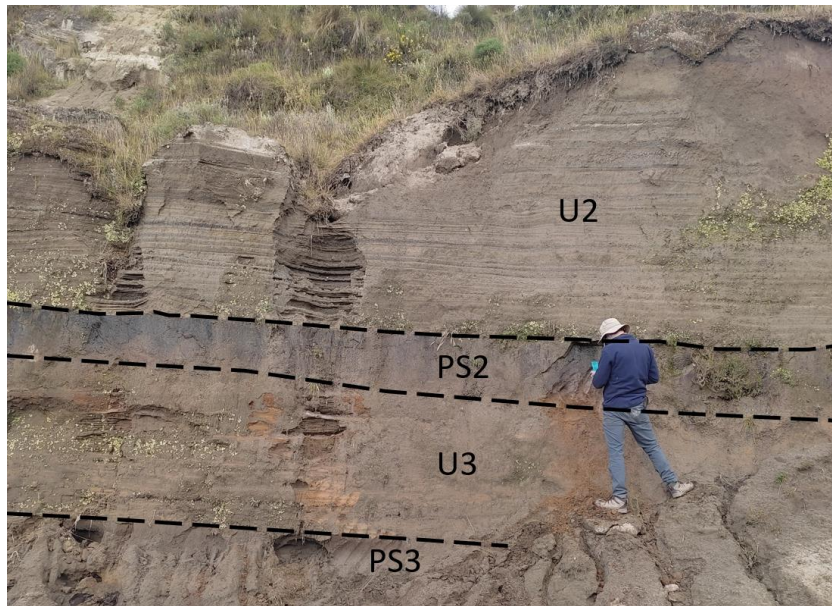
Los depósitos descritos como caídas en este trabajo se muestran también como capas masivas de ceniza fina que no presentan ningún tipo de estructura interna y van de 2 a 30 cm de espesor (ej. nivel III, Fig. 15).

De este tipo de depósito se pudo observar un nivel característico que corresponde a una caída de lapilli descrita como una caída pliniana perteneciente a la unidad U1 que se deposita sobre el paleosuelo PS1 (Fig. 16). Este depósito es clasto soportada, formado principalmente por pómez de tamaño >3cm y contiene a su vez líticos densos del mismo tamaño, pero en menor cantidad.



**Fig. 12.** Afloramiento punto 2 (UTM: 730574; 9904492) donde se observan varios niveles descritos de la unidad U5.





**Fig. 13.** Corte principal en el punto 1 donde se observan las unidades U3 (surge con estratificación cruzada) y U2 (intercalación de capas de caída de ceniza y lapilli).



**Fig. 14.** Depósitos de caída, intercalación de ceniza y lapilli de la unidad U2 en el punto 1 se forma una clara estratificación horizontal y se deposita periclinamente.





**Fig. 15.** Niveles I al III descritos para U5 en el punto 1. (Surge con estratificación cruzada que presenta líticos juveniles al que sobreyace un surge con estratificación cruzada, pero sin la presencia de líticos y al techo capa de aproximadamente 30 cm de una caída de ceniza masiva de color gris.



**Fig. 16.** Niveles I (caída pliniana) compuesta por pómez de color amarillo y poca cantidad de líticos densos y nivel II (surge) con estratificación cruzada de la unidad U1 en el punto 1.





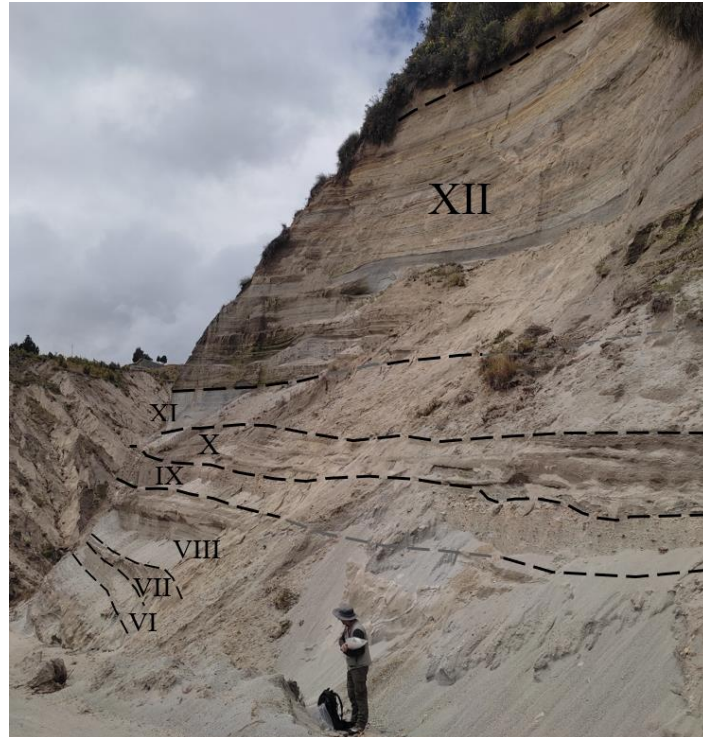
**Fig. 17.** Niveles III (color rosado) y IV (caída de lapilli) de la unidad U5 en el punto 2.

En este trabajo se describen como *flujos piroclásticos* a los depósitos masivos que se presentan sin estratificación ni gradación y que generalmente se describen como matriz soportados. El sorteo de los componentes en este depósito es moderado a malo y sus espesores varían entre 50 cm y 5 m. Los niveles descritos como flujos piroclásticos en este trabajo se diferencian entre sí por el tamaño de los líticos que contienen, por ejemplo: líticos con tamaños <5 cm como se observa en la figura 18 y otros líticos con tamaños >10 cm que se pueden observar en la figura 19 (nivel IX).

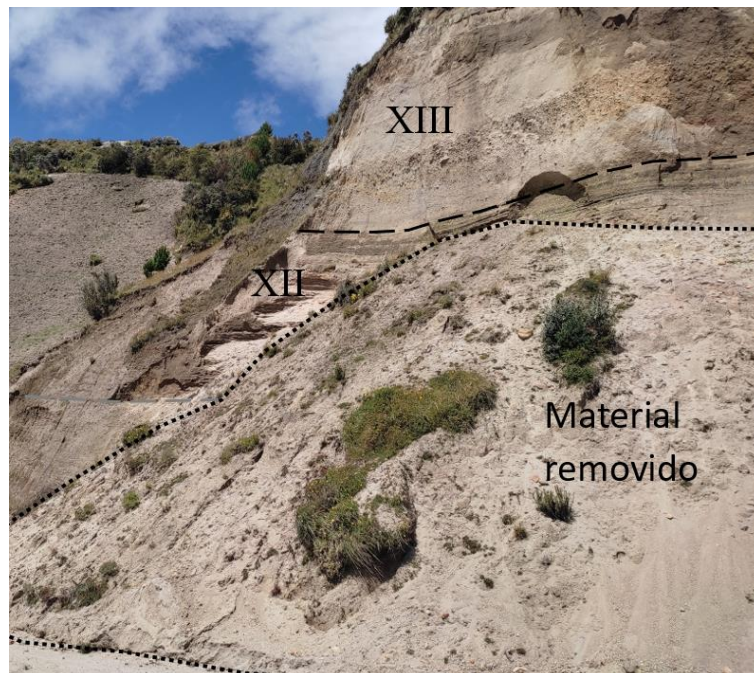
Algunos niveles descritos como flujos piroclásticos se muestran como niveles de ceniza masivos sin gradación interna, pero con una acumulación de líticos en el centro del depósito (nivel XIII, Fig. 20).



**Fig. 18.** Flujo piroclástico con presencia de líticos, matriz soportado, sorteo moderado y con gradación inversa en las cercanías del volcán Quilotoa.



**Fig. 19.** Niveles VI a XII descritos para U5 que corresponde a una intercalación de surges, flujos piroclásticos y caídas de ceniza y lapilli en el punto 2.



**Fig. 20.** Niveles XII y XIII descritos para U5 en el punto 2.

Finalmente, el último tipo de depósito son los *surges*, que para el caso del volcán Quilotoa presentan comúnmente espesores entre 30 cm y 4 m, dentro de los cuales es habitual observar estratificaciones cruzadas y una composición abundante de material de tamaños de ceniza y en menor cantidad lapilli. En este trabajo se distinguen dos grupos de



surges: los surges que no contienen líticos (ej. nivel II, Fig. 15) y los que contienen líticos con un tamaño >10 cm (ej. nivel II, Fig. 21).



**Fig. 21.** Niveles II, III y IV de la unidad U1 en el corte principal (punto 1). Secuencia que inicia con la depositación de una caída pliniana a la que le sigue un depósito de surge con pocos líticos y posteriormente un flujo masivo de ceniza.

## 4.2 Petrografía

### 4.2.1 Descripción macroscópica

El trabajo de campo y la descripción macroscópica de las muestras de roca permitió definir el tipo de material juvenil que se puede encontrar en las distintas secuencias eruptivas identificadas. El material juvenil encontrado se divide en líticos densos y pómez, los cuales presentan características similares en las 5 unidades identificadas; tales como tamaño, forma, composición mineral, textura y color.

En todas las unidades se describe material juvenil (pómez y líticos densos) cuyo tamaño es variable y su forma va de subangular a subredondeado. Se distinguió 3 tipos de pómez, pómez con bandeamiento gris y blanco “mingling” (Fig. 22A), pómez color gris (Fig. 22B) y pómez color blanco (Fig. 22C). Estos fragmentos tienen una textura vesicular y un porcentaje de matriz de 40%, vesículas de 30% y minerales de 30%.

Las pómez de color gris se componen de plagioclasa (60%) generalmente <5 mm, hornblenda (25%) de hasta 3 mm, biotita (15%) de máximo 2 mm y muy poca cantidad de cuarzo. Las pómez de color blanco se componen de plagioclasa (60%) de hasta 7 mm, hornblenda (15%) de hasta 3 mm, biotita (25%) generalmente <6 mm y cantidades poco



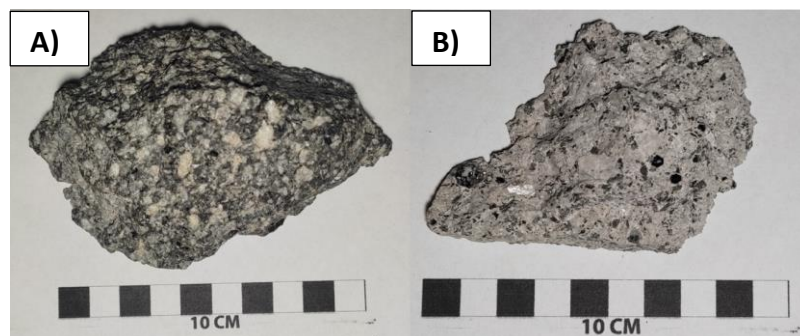
significativas de cuarzo. La muestra de pómez bandeada se recolectó en un flujo piroclástico correspondiente a la unidad U5 y presenta características similares al resto de pómez. El tamaño de los cristales en los 3 tipos de pómez es variable, las plagioclasas alcanzan hasta 7 mm mientras que la biotita y hornblenda se presentan como pequeños cristales de hasta 3mm



**Fig. 22.** A) Pómez con bandeamiento gris y blanco. B) Pómez de color gris con textura de corteza de pan. C) Pómez de color blanco. Todas las pómez presentan textura vesicular y una paragénesis mineral que consiste en plagioclasa, hornblenda, biotita y poca cantidad de cuarzo.

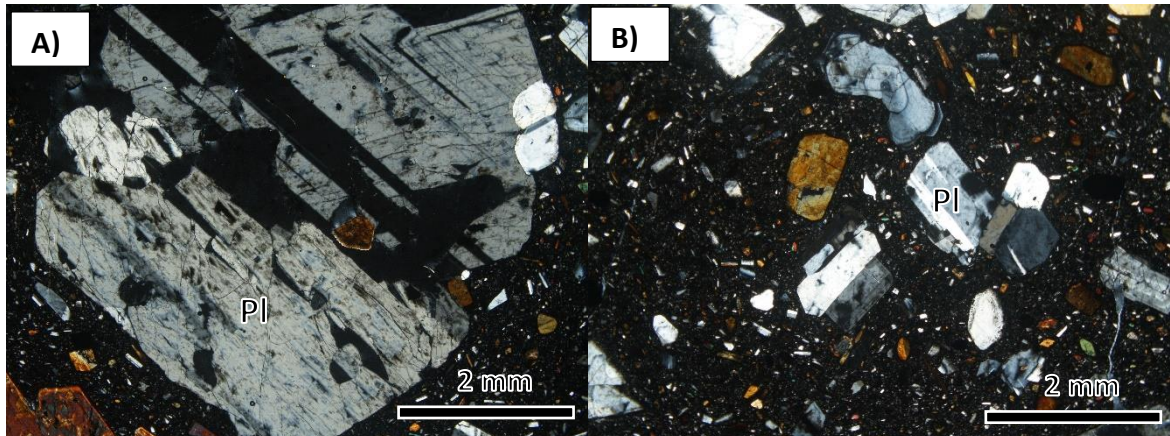
Asimismo, se identificó dos tipos de líticos densos que han sido divididos en dos grupos diferenciados por el color de su matriz: uno de color gris oscuro (Fig. 23A) y otro de color gris claro (Fig. 23B). Los dos grupos de líticos densos no presentan vesículas, tienen una estructura masiva y una textura porfírica con un porcentaje de matriz del 50% y de minerales de 50%.

Los líticos densos con matriz de color gris oscuro (Fig. 23A) se componen de plagioclasa (60%), hornblenda (25%), biotita (15%) y muy poca cantidad de cuarzo. El tamaño de los cristales es variable, las plagioclasas alcanzan hasta 1.5 cm mientras que la biotita y hornblenda se presentan como pequeños cristales de hasta 4mm. Los líticos densos con matriz de color gris claro (Fig. 23B) se componen de plagioclasa (60%), hornblenda (15%), biotita (25%) y cantidades poco significativas de cuarzo con tamaños similares de cristales a los del grupo anterior.

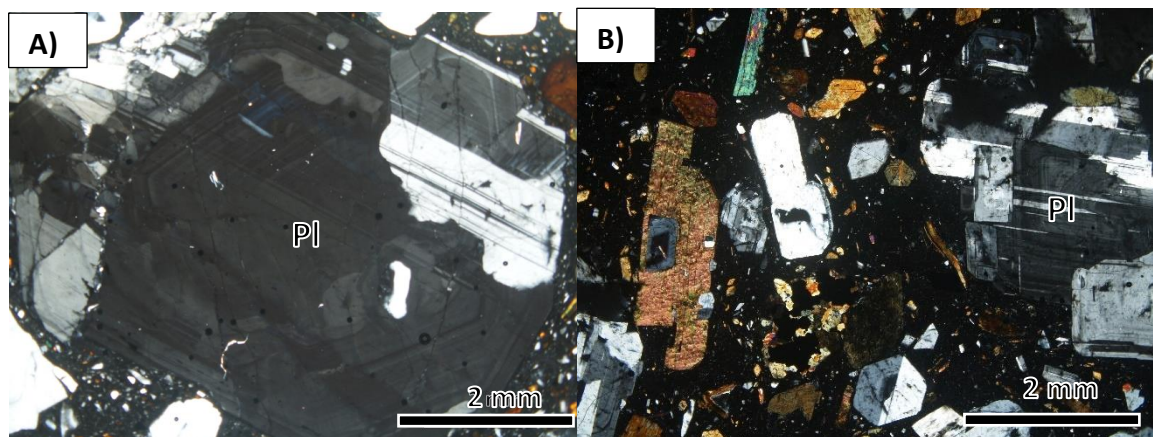


**Fig. 23.** A) Dacita con matriz color gris oscuro. B) Dacita matriz gris claro.

Una característica importante de las rocas de este volcán es que a pesar del gran porcentaje de plagioclasa que exhiben, solo una pequeña porción de ellos se presentan como cristales euhedrales con forma tabular que crecen dentro de la matriz, en su mayoría este mineral se presenta como una aglomeración de cristales que crecen en varias direcciones (Fig. 24). Esto se puede observar tanto en las láminas delgadas (Fig. 25) como en las muestras de mano.



**Fig. 24.** Láminas delgadas donde se puede observar una especie de aglomeración de cristales de plagioclasa que dan la apariencia de crecimiento en varias direcciones.



**Fig. 25.** Cristal de plagioclasa de la muestra Quil-22-02A. A) Luz polarizada plana. Se puede observar que las maclas y la zonación cambian de dirección en el mismo cristal, por lo que da la apariencia que crecen varios cristales en distintas direcciones. B) Cristal de plagioclasa con maclas en distintas direcciones.

#### 4.2.2 Descripción microscópica

Se realizó la descripción de 12 láminas delgadas elaboradas para este trabajo (tablas de descripción en los anexos). El principal objetivo de la descripción microscópica en este estudio fue buscar diferencias entre las muestras correspondientes a cada una de



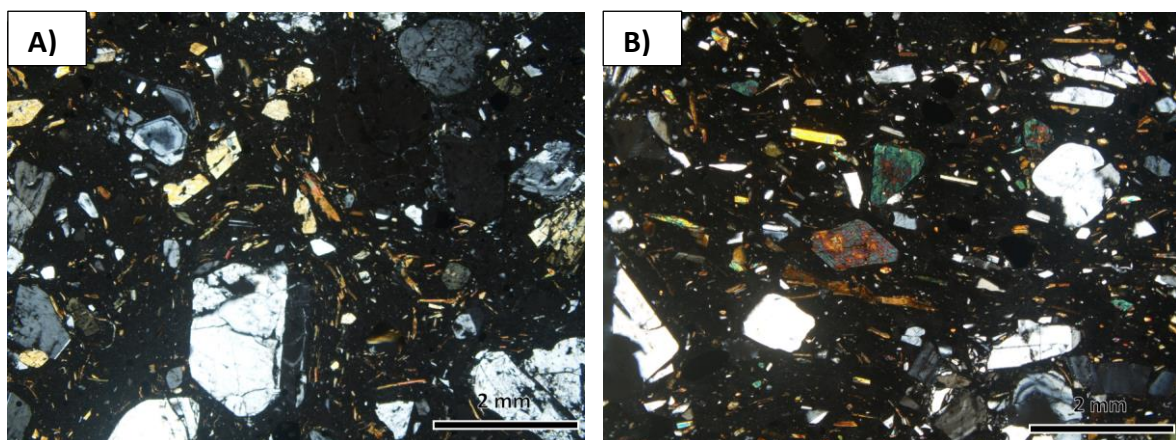
las 5 unidades descritas. Las características analizadas fueron: composición modal, tamaño, forma de los minerales y texturas tanto de los cristales como de la matriz.

Cabe aclarar que para esta descripción se analizaron solo los líticos densos ya que presentan una mayor cantidad de cristales, lo que facilita su descripción y la identificación de texturas. Adicionalmente, una descripción rápida de las pómez de las 5 unidades muestra una mineralogía similar.

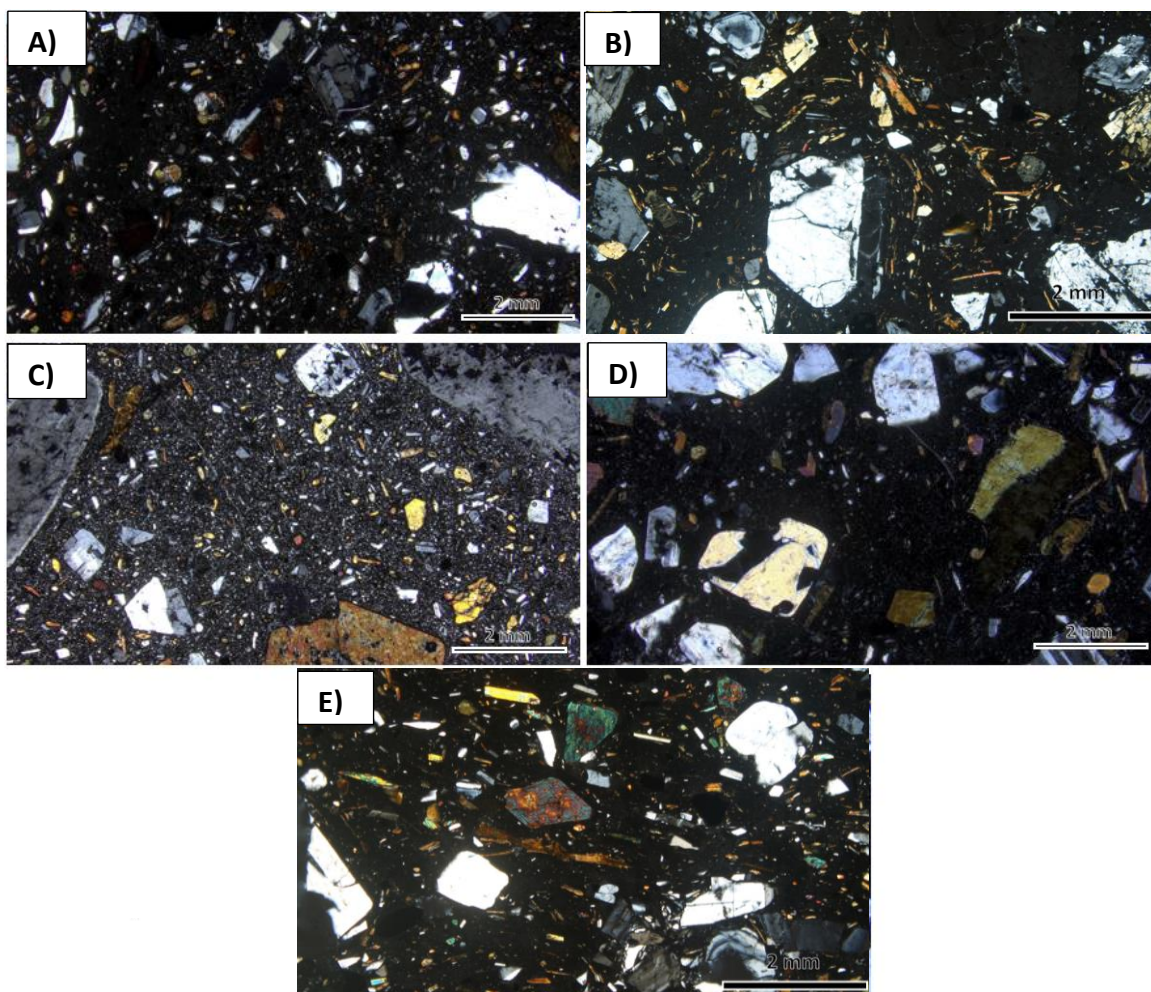
Las 12 láminas delgadas analizadas en este estudio presentan una asociación mineral conformada por plagioclasas, hornblenda, biotita y cuarzo.

En todas las muestras de manera general se puede observar una matriz sin vesículas y con textura hipocristalina. La matriz representa entre el 29-60 % del total de las muestras, mientras que los cristales constituyen el 40-71 % restante; además se identificó variaciones en grado de cristalización de la matriz, algunas aquí descritas como criptocristalinas y otras microcristalinas que se diferencian por el contenido de vidrio y cristales y el tamaño de estos; mostrando que unas de las principales diferencias entre las muestras es la textura de la matriz (Fig. 27).

Una propiedad característica que se logró observar en la matriz es una textura de flujo en la que se apreció una orientación preferencial de los cristales de hornblenda y biotita; esta propiedad solo se observa en las muestras de las unidades U2 y U5. En la muestra de la unidad U2 se identificó que los cristales de la matriz bordean a los fenocristales (Fig. 26A), mientras que en la muestra de la unidad U5 tanto la matriz como los fenocristales presentan una misma dirección (Fig. 26B).



**Fig. 26.** A) Imagen de lámina delgada de la muestra Quil-22-02D correspondiente a la unidad U2 donde se observa una textura fluidal donde los cristales alargados en la matriz rodean a los fenocristales. B) Imagen de lámina delgada de la muestra Quil-23-02A1 correspondiente a la unidad U5 donde se observa una textura direccional donde la matriz y los fenocristales tienen una orientación preferencial.



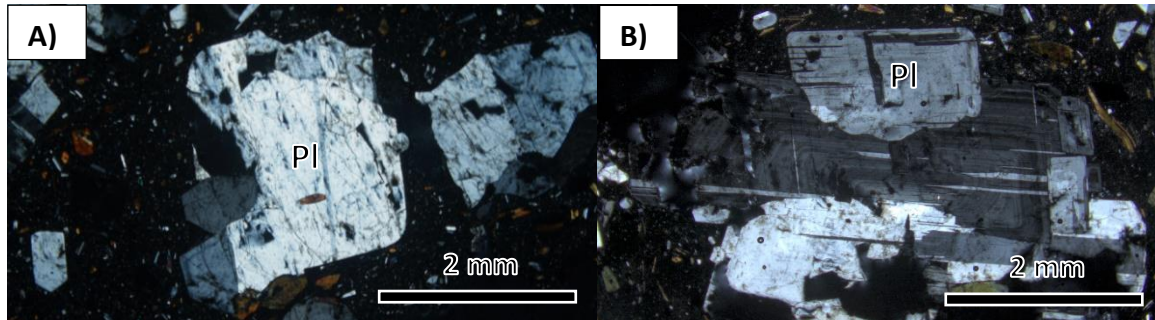
**Fig. 27.** Fotografías XLP correspondientes a cada una de las unidades descritas donde se puede observar la variación de la matriz entre las muestras de las 5 unidades. A) Muestra Quil-22-02A correspondiente a la unidad U1 donde se observa una matriz microcristalina y una variación gradual en el tamaño de los fenocristales (textura porfírica seriada). B) Muestra Quil-22-02D que corresponde a la unidad U2 donde se observa que la matriz de la roca es criptocristalina y es la muestra que presenta menos cristales fracturados de todas, se puede apreciar que los cristales pequeños de hornblenda y biotita bordean a los fenocristales más grandes. C) Muestra Quil-22-02G correspondiente a la unidad U3 donde se observa que la matriz contiene una gran cantidad de microcristales y un bajo porcentaje de vidrio. D) Muestra Quil-22-02K correspondiente a la unidad U4 en la cual se aprecia que la matriz criptocristalina en su mayoría está compuesta por vidrio y una cantidad mínima de cristales que no se aprecian a simple vista. E) Muestra Quil-23-02A1 correspondiente a la unidad U5 donde se puede apreciar una clara direccionalidad de los cristales de la matriz y así como de los fenocristales.

Entre los minerales presentes se puede observar plagioclasa, que constituye alrededor del 37-61% de los cristales. Estos cristales se presentan mayormente subhedrales, algunos cristales mostrando una forma euédrica y otro porcentaje de ellos encontrándose fracturados (Fig. 28B). El tamaño de los cristales varía desde 0.1 mm hasta 7 mm. Las plagioclasas se muestran con zonaciones concéntricas y maclas polisintéticas,



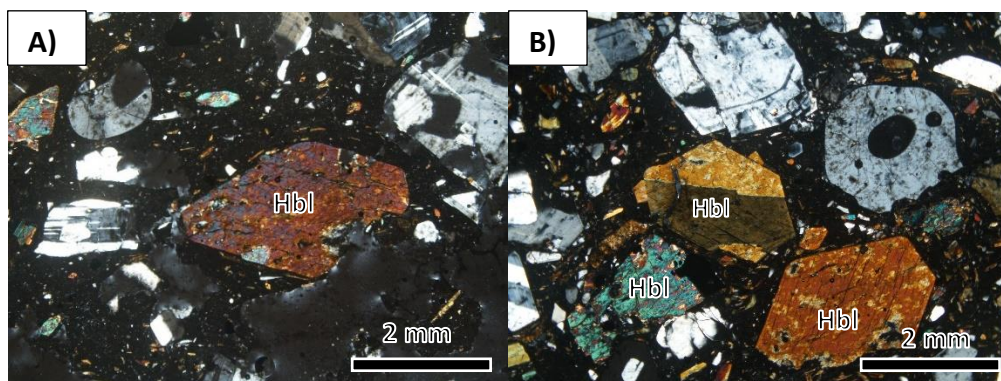
en ocasiones se puede observar estas dos características en un mismo cristal. En cuanto a las texturas, algunos cristales muestran inclusiones de hornblenda (Fig. 28A), presentando una textura poikilítica, asimismo estos cristales presentan texturas de reabsorción (Fig. 28A).

Las plagioclasas son similares en todas las muestras variando solamente el tamaño máximo de los cristales.



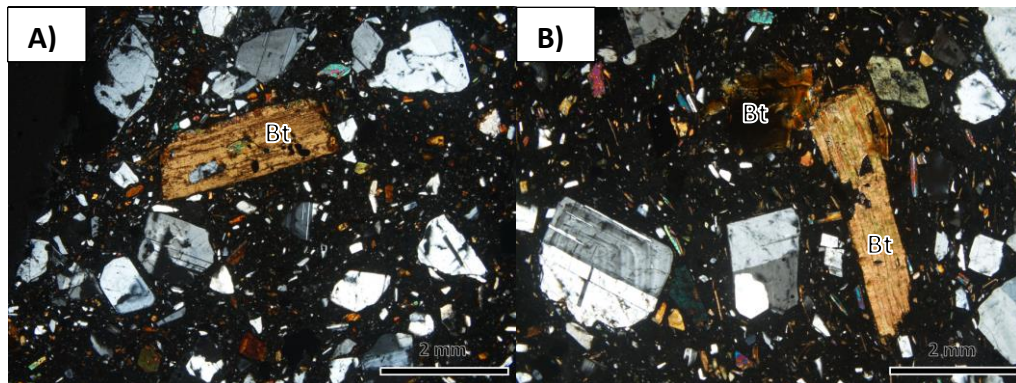
**Fig. 28.** Imágenes correspondientes a la muestra Quil-22-02G y Quil-22-02A en luz polarizada plana. A) Cristal de plagioclasa con textura de reabsorción y con inclusión de hornblenda. B) Cristales de plagioclasa fracturados y con textura de reabsorción.

La hornblenda corresponde al 26-32 % del total de minerales, se presenta como cristales con bordes de reacción con formas euhedrales, en menor cantidad subhedrales y en algunos casos se observan fracturados. Los tamaños varían desde 0.1 mm hasta 6 mm y se observa colores de interferencia de 2do orden (Fig. 29). Ciertos cristales tienen inclusiones de plagioclasa. En la matriz se observa una textura fluidal que forman los cristales de hornblenda de tamaños entre 0.5 a 2 mm (Fig. 26).



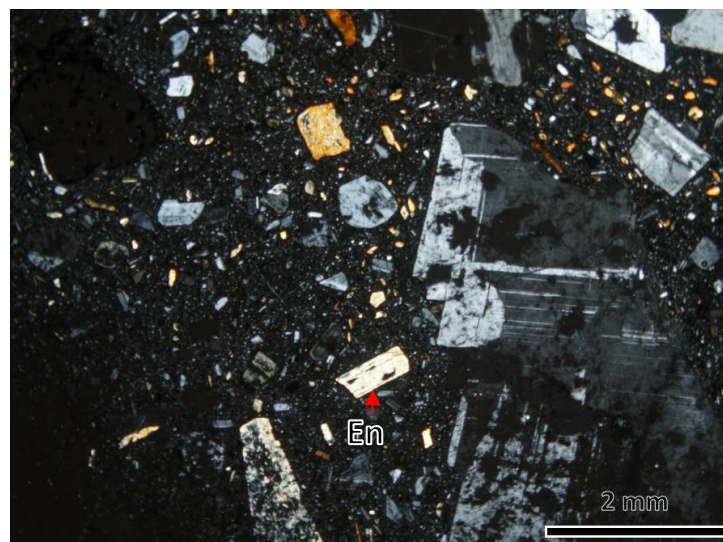
**Fig. 29.** Imágenes correspondientes a la muestra Quil-22-02K (U4) y Quil-22-02D (2) donde se puede observar los distintos colores de interferencia de segundo orden que presenta la hornblenda en esas rocas, desde amarillo y marrón, hasta azul y verde.

En cuanto a la biotita, su porcentaje modal varía entre 8 y 25 % y se puede distinguir dos grupos distintos. El primero consta de cristales subhedrales (tabulares y con aspecto deformado) con tamaños de 0.1 mm a 2.5 mm (Fig. 30A) y el segundo grupo consiste en cristales anhedrales en forma de escamas con un tamaño máximo de 1 mm (Fig. 30B). Se pudo identificar varios cristales que presentan textura poikilítica (inclusiones de plagioclasas). En la matriz de las muestras de las unidades U2 y U5 se observa una textura fluidal que forman los cristales de biotita con tamaños entre 0.5 y 1 mm.



**Fig. 30.** Imágenes correspondientes a la muestra Quil-22-02A (U1) y Quil-23-02A1 (U5) en luz polarizada plana. A) Cristal de biotita con inclusión de plagioclasa y hornblenda. B) Se observan los dos tipos de biotita que se describen para las muestras en este trabajo.

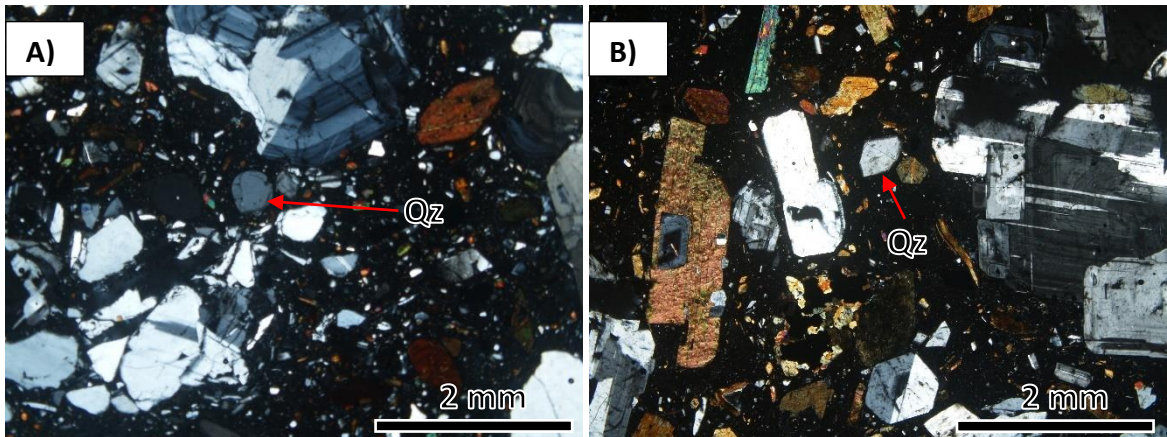
La enstatita está presente en algunas muestras con un porcentaje modal entre 0 y 7 %. Estos cristales tienen formas euhedrales y subhedrales y tamaños <0.7 mm (Fig. 31).



**Fig. 31.** Imagen correspondiente a la muestra Quil-22-02G (U3) en XLP, donde se observa varios cristales de plagioclasa y hornblenda y enstatita.

Finalmente, el cuarzo es escaso en algunas muestras (<5 %), se presenta como cristales anhedrales y en ocasiones redondeados (Fig. 32). Resultó difícil identificar a los cristales de cuarzo por su poca abundancia.



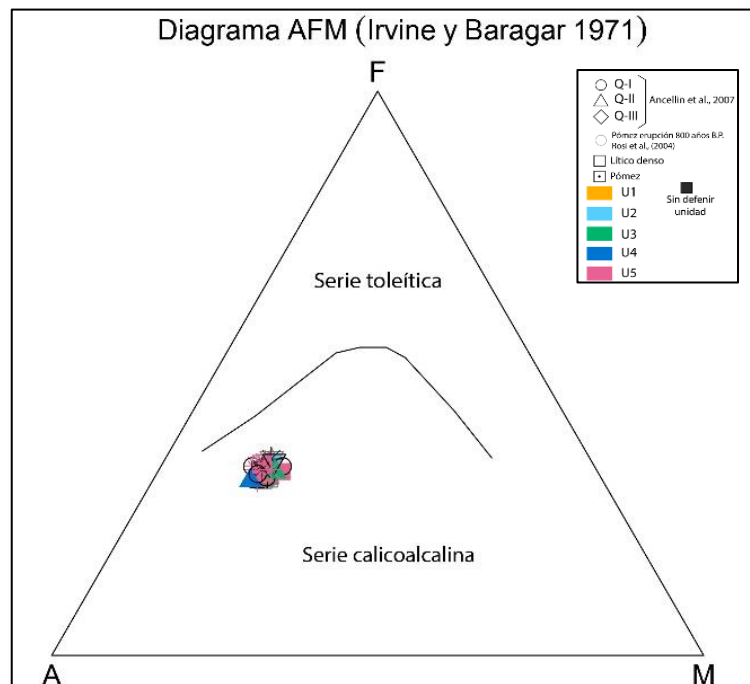


**Fig. 32.** Imágenes en XLP de las muestras A) Quil-22-02A (U1) donde se observa cristales de plagioclasa fracturados además de poca cantidad de cuarzo anhedral en este caso con una forma redonda. B) Quil-22-02K (U4) donde se observa cuarzo subhedral y un cristal de biotita con una inclusión de plagioclasa.

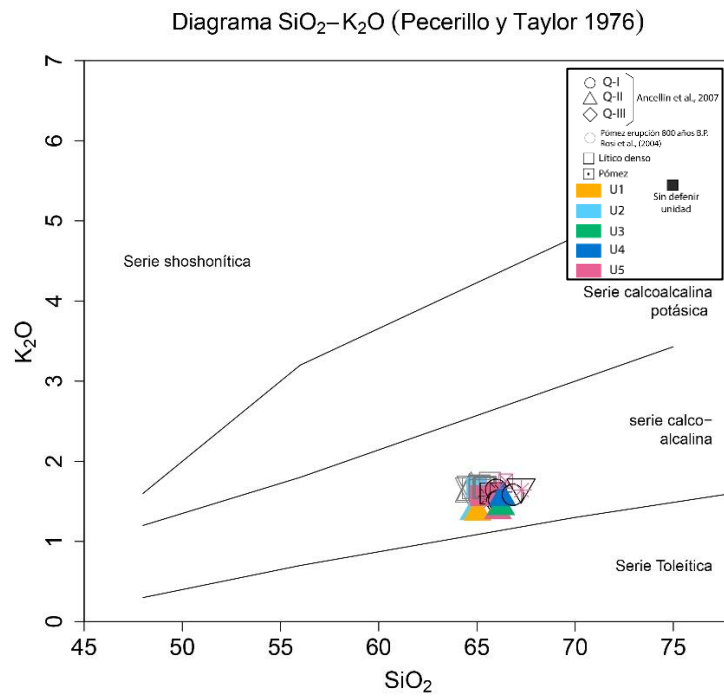
### 4.3 Geoquímica

#### 4.3.1 Geoquímica de roca total

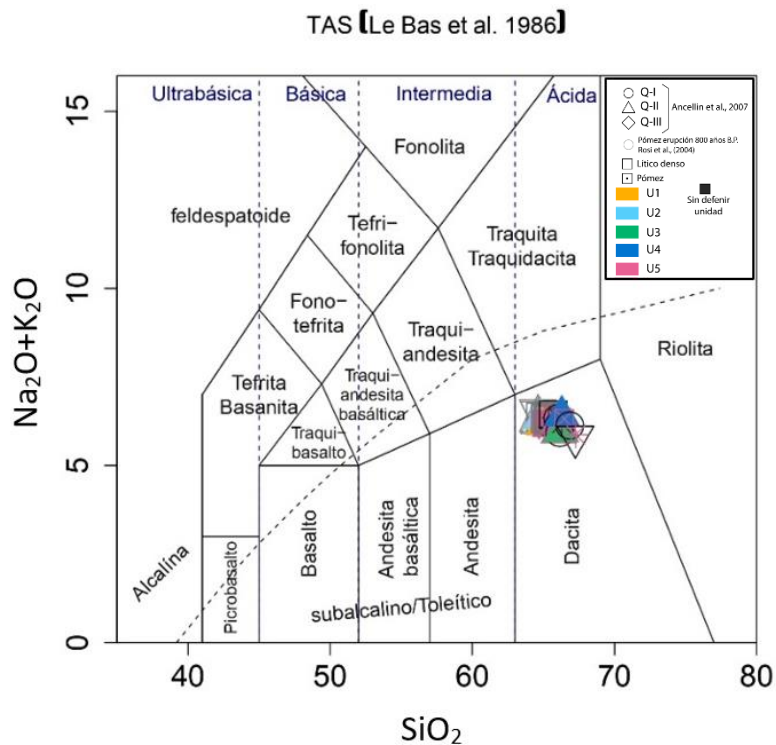
Geoquímicamente, todas las muestras analizadas exhiben una composición homogénea en elementos mayores. Estas rocas pertenecen a la serie calcoalcalina (Fig. 33 y 34) y se clasifican como dacitas por su contenido de sílice que varía entre 64.8 y 67.3 wt% de  $\text{SiO}_2$  (Fig. 35).



**Fig. 33.** Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) donde se muestra que todas las rocas pertenecer a la serie calcoalcalina.



**Fig. 34.** Diagrama SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O (Pesebrillo y Taylor, 1976), donde se muestra que las rocas pertenecen a la serie calcoalcalina.

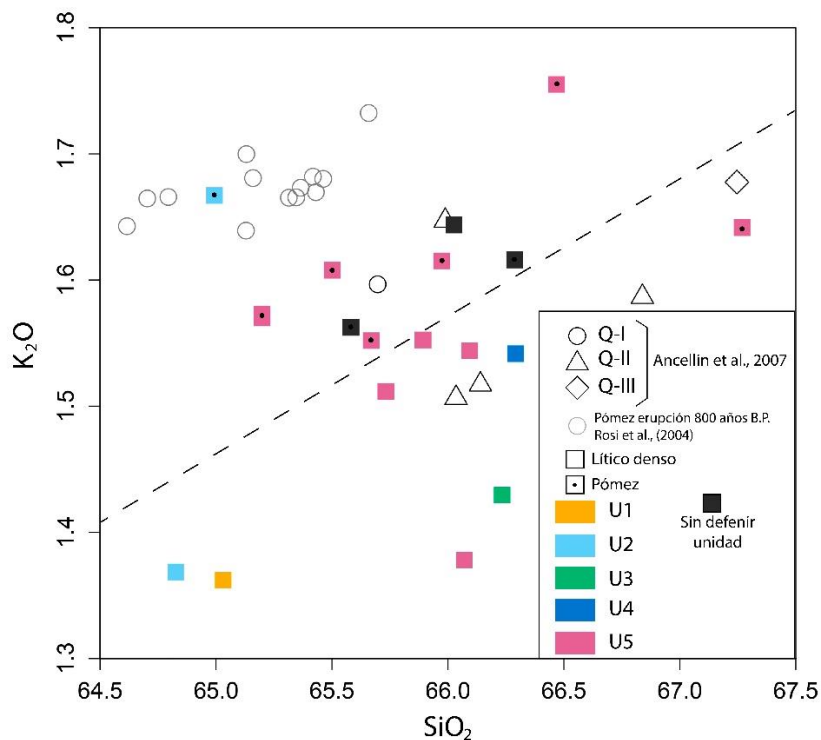


**Fig. 35.** Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) de clasificación de rocas ígneas extrusivas donde se puede observar que todas las muestras estudiadas son dacitas.

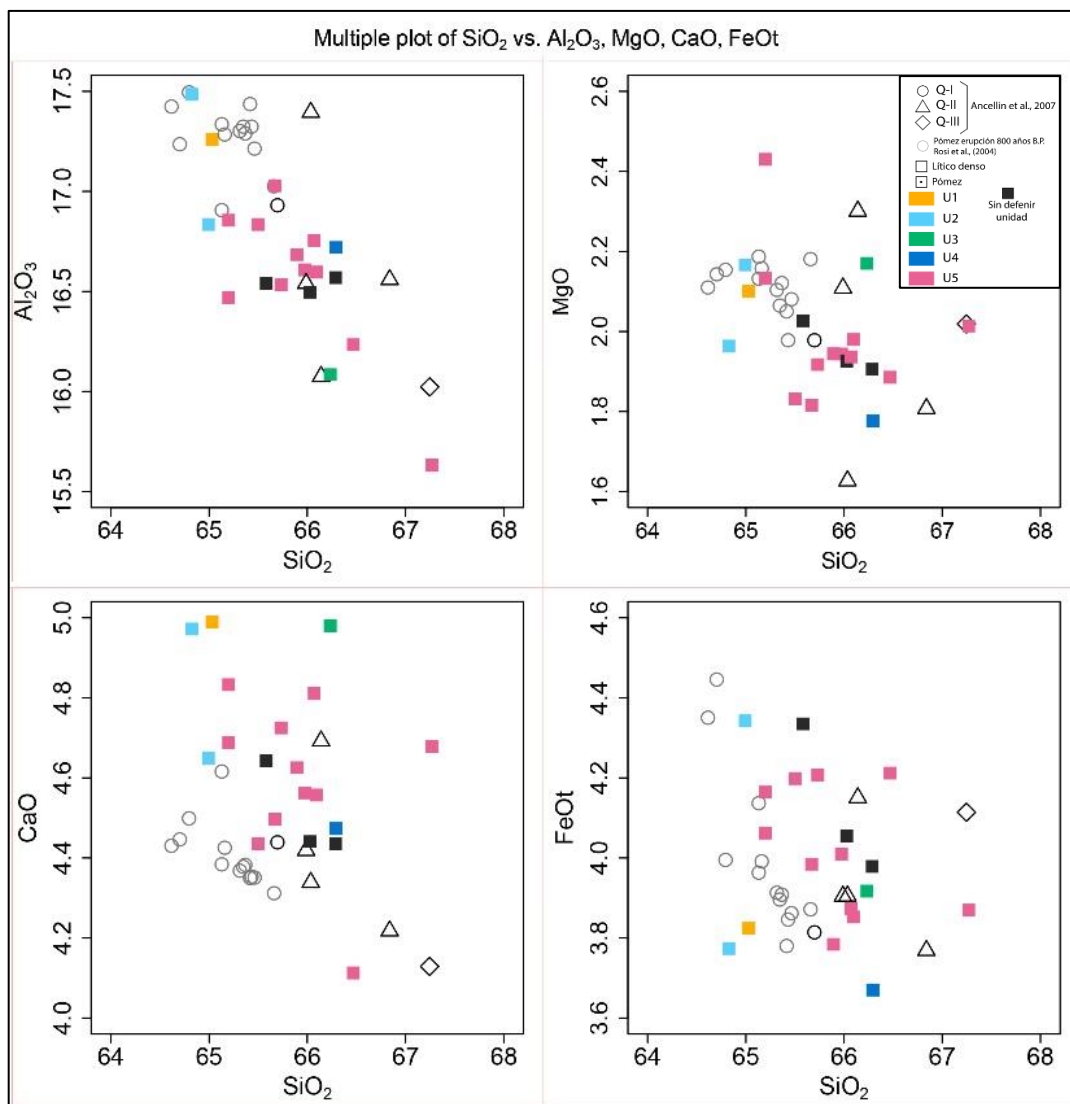


En cuanto al resto de elementos mayores la variación es muy pequeña y no presentan ninguna tendencia (Fig. 37), excepto por  $Al_2O_3$  y  $MgO$ , donde se observa una correlación negativa con respecto al sílice. La máxima diferencia entre valores corresponde a  $Al_2O_3$  que varía entre 15.63 al 17.49 wt% y la mínima diferencia corresponde a  $MnO$  (0.06 al 0.08 wt%). La variación de porcentaje en peso del resto de elementos se mantiene dentro de estos dos extremos, demostrando la homogeneidad de la composición en las rocas de este volcán.

$K_2O$  es uno de los elementos que muestra cierta característica especial a pesar de que su composición tiene una pequeña variación y no presenta una tendencia clara, este permite diferenciar pómez de líticos densos (Fig. 36), esto debido posiblemente a la diferenciación que presentan en general las pómez, ya que están formadas por una mayor cantidad de vidrio, descartando que esta variación sea resultado de alguna variación mineralógica, ya que en el análisis de láminas delgadas se observa que el contenido de biotita (mineral que contiene potasio en su estructura) es similar tanto en líticos como en pómez. Esta hipótesis se sustenta con la información presentada por Rosi et al. (2004) donde se puede observar que el análisis geoquímico de vidrio arroja valores de  $K_2O$  más altos que los que se observa en los resultados obtenidos en el análisis de roca total.



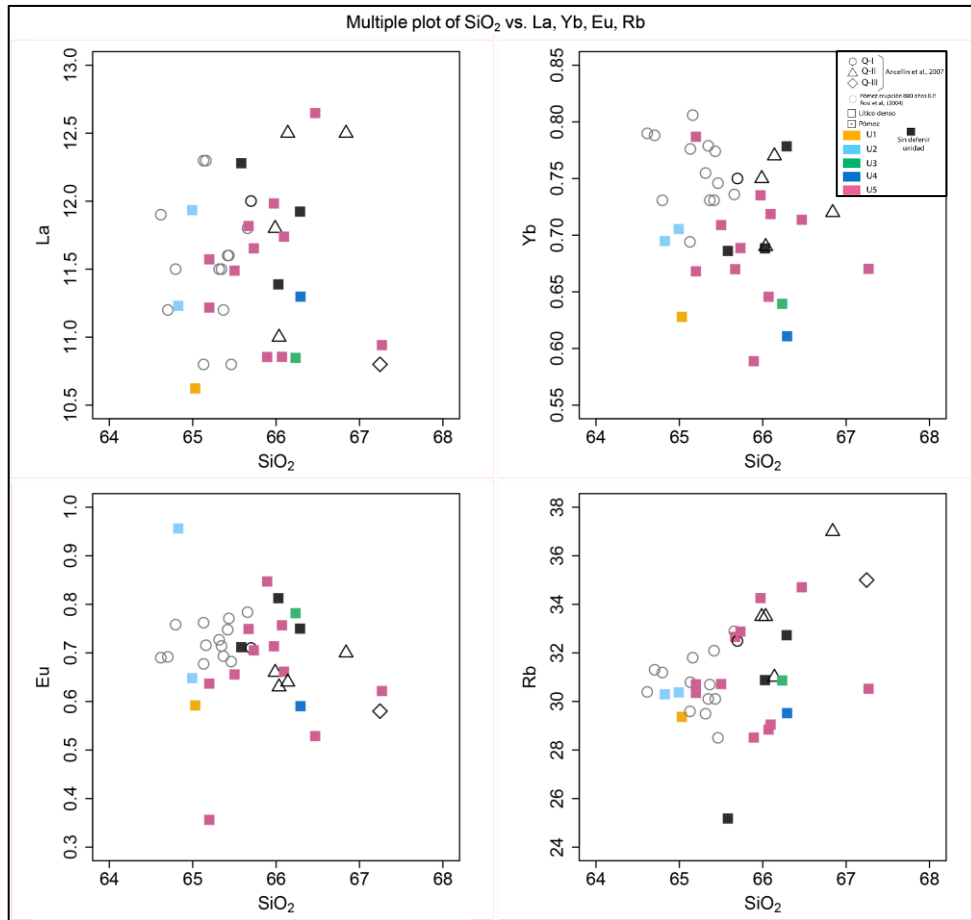
**Fig. 36.**  $SiO_2$  vs  $K_2O$ , donde se aprecia una ligera diferencia composicional entre líticos densos y pómez.



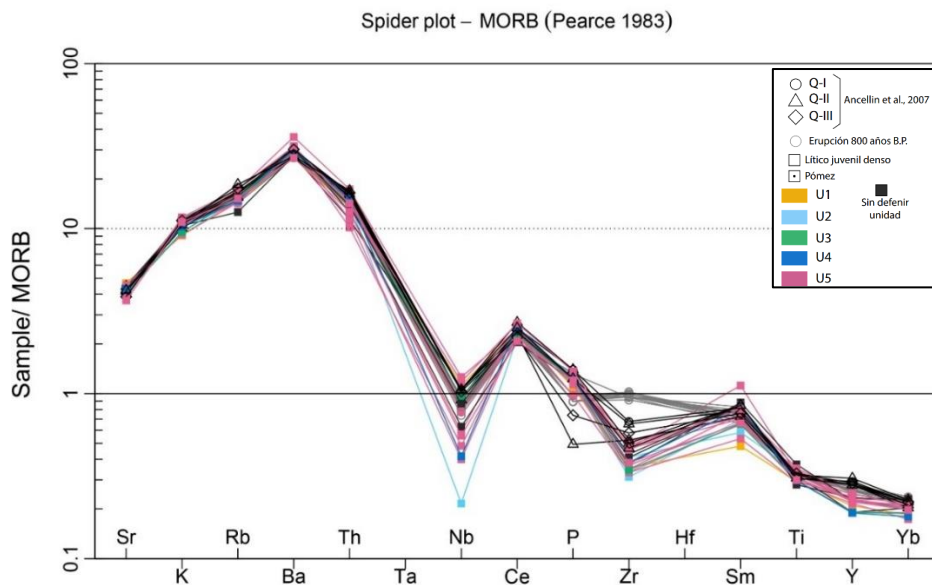
**Fig. 37.** Diagramas Harker donde se muestra la relación de algunos elementos mayores respecto al sílice. Los elementos mayores varían en un rango muy reducido y no se puede observar una tendencia clara de estos elementos con respecto al sílice excepto por  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$ , donde se logra apreciar una correlación negativa.

El rango de variación de los elementos trazas es mínimo y no se distinguen tendencias claras con respecto al sílice y tampoco se observan variaciones importantes en la composición entre las diferentes muestras analizadas.

Por otro lado, las rocas del volcán Quilotoa muestran el espectro típico de magmas de arco en un diagrama spider normalizado al MORB, donde se observa una clara anomalía negativa en Nb (Fig. 39). Estas rocas están enriquecidas en elementos litófilos (LILE), elementos de tierras raras livianas (LREE) y empobrecidas en elementos de tierras raras pesadas (HREE) comparado al MORB.



**Fig. 38.** Diagramas Harker de elementos trazas donde se observa una variación muy pequeña y la ausencia de tendencias con respecto a la cantidad de sílice.



**Fig. 39.** Diagrama spider normalizado al MORB (Pearce, 1996). Muestran el espectro típico de magmas de arco en un diagrama spider normalizado al MORB donde se observa una clara anomalía negativa en Nb.

## 5 DISCUSIÓN

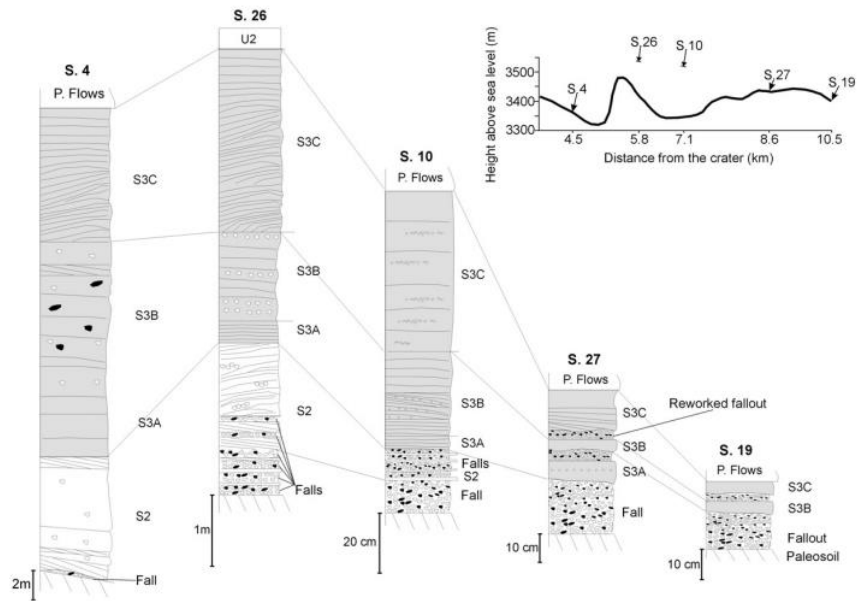
### 5.1 Caracterización estratigráfica de las unidades

Una vez analizada la estratigrafía del corte principal dividido en 2 columnas, se logró identificar 5 secuencias eruptivas, cada una de ellas separadas por paleosuelos de espesor considerable (PS1= 1.5 m, PS2= 0.4 m, PS3= 0.5 m, PS4= 0.5 m). Todas las unidades tienen características similares de sus componentes como se puede apreciar en la descripción de cada unidad en las columnas estratigráficas presentadas en este trabajo. Adicional a las 2 columnas descritas se visitaron 9 afloramientos, sin embargo, no se observaron paleosuelos y la correlación estratigráfica con las 2 columnas tipo fue complicada.

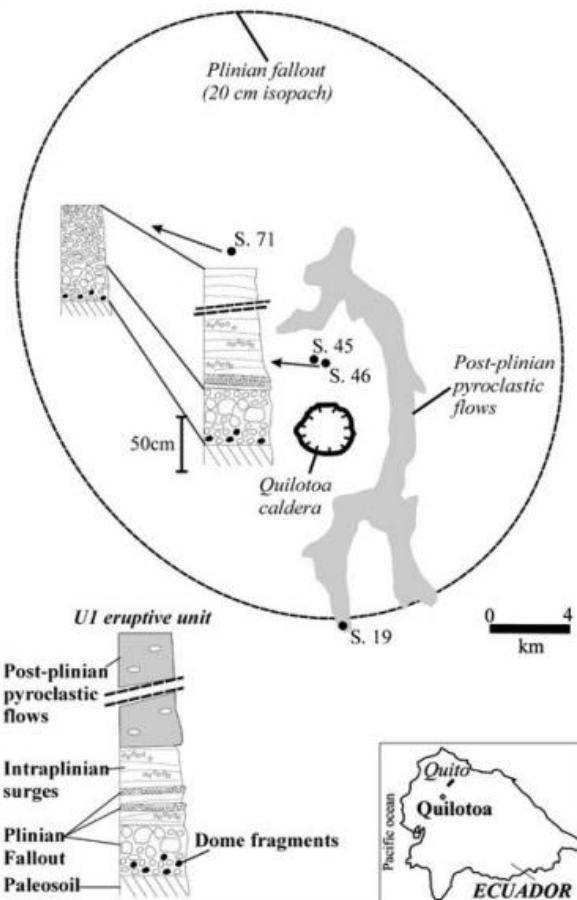
Hall y Mothes (2008) describen en su trabajo 8 secuencias eruptivas (Q-VIII a Q-I) que van desde >40 000 años hasta 800 años AP. Di Muro et al. (2008) y Rosi et al. (2004) describen solamente la secuencia más reciente datada en 800 años AP. En estos trabajos se han presentado secuencias estratigráficas que permiten compararlas con las secuencias aquí descritas. Una gran limitante de los trabajos publicados es que en ellos se obtiene descripciones generales de toda el área de influencia del volcán y en ningún caso son descripciones específicas de afloramientos puntuales como se presenta en este trabajo, por lo que se vuelve complicado correlacionar las columnas estratigráficas aquí descritas con las secuencias estratigráficas antes publicadas.

A pesar de esta limitante se pudieron determinar dos rasgos puntuales que permiten correlacionar las unidades U1 y U5 descritas en este trabajo con las secuencias detalladas en estudios previos.

La primera característica es la presencia de una capa de caída de lapilli compuesta principalmente por pómez y en menor cantidad por líticos densos, la cual presenta un espesor aproximado de 60 cm. Esta capa es descrita como una caída pliniana que se deposita directamente sobre un paleosuelo y a la cual se sobrepone localmente un depósito tipo surge de aproximadamente 5 m de espesor, seguido de un flujo piroclástico de mayor espesor. Esta descripción se refiere a la unidad U1 descrita en este estudio (U1, Fig. 11) y correspondería a la secuencia Q-I de Hall y Mothes (2008), al miembro A de Di Muro et al. (2008) (Fig. 40) y la Unidad 1 de Rosi et al. (2004) (Fig. 41).



**Fig. 40.** Columnas estratigráficas donde se muestra los depósitos de última erupción registrada del volcán Quilotoa. Estratigrafía propuesta por Di muro et al. (2008) de los depósitos intraplinianos. La correlación demuestra que la actividad de caída y oleadas piroclásticas (S1, S2, S3) ocurrieron antes de la deposición de flujos piroclásticos. Tomado de Di muro et al. (2008).



**Fig. 41.** Columna estratigráfica de la última erupción del volcán Quilotoa propuesta por Rosi et al. (2004) donde se observa una secuencia de depositación que inicia con una caída pliniana seguido de un depósito de surges y por último la depositación de flujos piroclásticos. Tomado de Rosi et al. (2004).

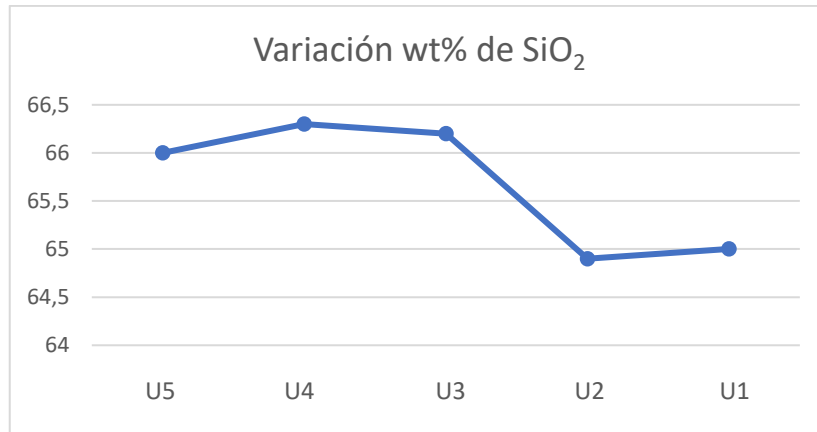
La segunda característica son dos niveles de color rosado, uno correspondiente a una capa de ceniza masiva y otro a una capa de lapilli compuesta por abundante pómez y menor cantidad de líticos densos rosados descritos en la unidad U5 de este trabajo. Una descripción similar es la que presenta Hall y Mothes (2008) en un nivel de tipo “block and ash flow” correspondiente al ciclo eruptivo Q-II donde se menciona la presencia de dacitas porfíricas rosadas a grises el cual sobreyace a un depósito de flujo de ceniza en el cual se dató madera carbonizada dando una edad de 14 770 años AP.

De esta manera, se concluye que las columnas estratigráficas descritas en campo para este trabajo en los puntos 1 y 2 corresponden a los depósitos descritos por Hall y Mothes (2008) como Q-I y Q-II. Así, la edad de estos depósitos deberían ser menores a 14 770 años AP. Es importante recordar que entre la unidad U1 y U5 que han sido correlacionadas con 800 y 14 770 años AP. se ha distinguido 3 unidades las cuales se encuentran separadas por 2 paleosuelos y no han podido ser correlacionadas con otras secuencias en estudios previos.

En los aproximadamente 170 m que se tiene entre la secuencia Q-VIII y Q-I descritas por Hall y Mothes (2008), solo se detallan 3 paleosuelos, uno que separa la secuencia Q-I de Q-II y 2 paleosuelos que subyacen a un depósito de caída, los cuales se describen como techo de la secuencia Q-II y de los que no se obtiene ninguna datación. Mientras que en este estudio se describen 4 paleosuelos en aproximadamente 20 m del corte principal (punto 1) y que potencialmente podrán ser datados más adelante. Es notorio que los paleosuelos se desarrollaron más comúnmente en las secuencias Q-II y Q-I mientras que son raros bajo ellas. Si se continúa con el levantamiento de columnas estratigráficas en este sector se debería buscar otros marcadores estratigráficos diferentes a los paleosuelos para describir las unidades bajo la unidad U5, tales como: lahares, discordancias o niveles de Cangahua (Hall & Mothes, 2008).

## **5.2 Caracterización geoquímica de las unidades**

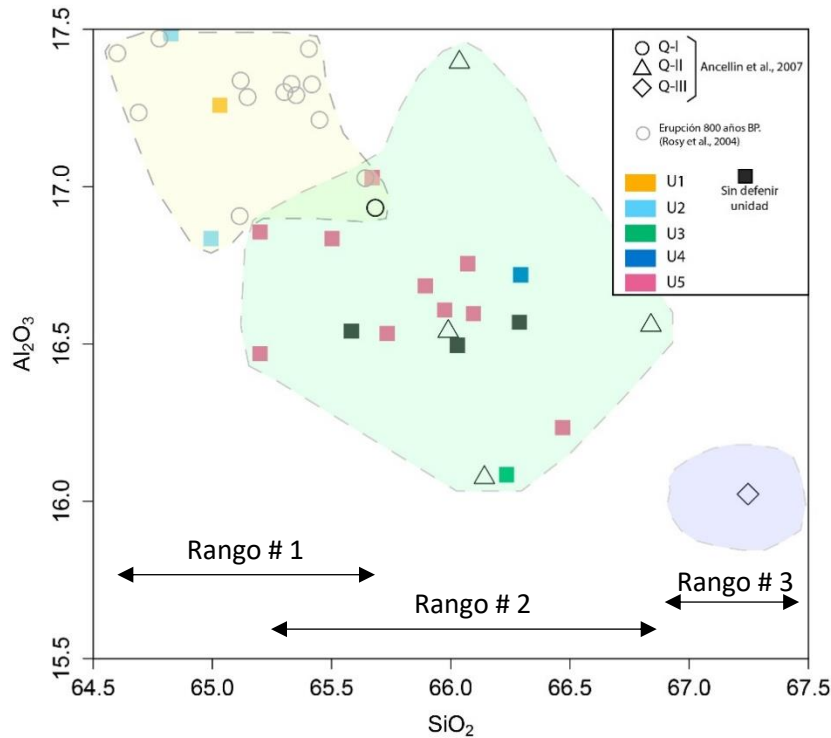
A pesar de que todas las muestras estudiadas presentan una homogeneidad química bastante marcada, se optó por analizar las pequeñas variaciones que estas presentan con el propósito de poder distinguir diferencias en cada secuencia eruptiva.



**Fig. 42.** Variación de SiO<sub>2</sub> wt% con respecto a la ubicación de las muestras en la columna estratigráfica. Las muestras de la izquierda corresponden a la unidad U5 y los de la derecha a la unidad U1, así se puede asumir que hacia la izquierda las rocas son más antiguas que a la derecha.

Luego de realizar la interpretación de estos datos, se pudo observar que las muestras de las unidades U1 y U2 se agrupan dentro de un rango de contenido de SiO<sub>2</sub> (entre 66 – 66.5 wt%) y las muestras de las unidades U3, U4 y U5 se agrupan en otro rango (64.9 – 65 wt%) (Fig. 42). Para poder corroborar esta información se tomó la decisión de analizar datos geoquímicos que se presentan en dos estudios previos. Estos datos proceden de los trabajos de Rosi et al. (2004), quienes investigaron las rocas de la última erupción registrada del volcán Quilotoa, y Ancellin et al. (2017), quienes utilizaron la geoquímica de muestras de las secuencias Q-I, Q-II y Q-III para un estudio del Arco Volcánico Ecuatoriano.

Una vez realizada la comparación de los datos se pudo observar que las muestras se dividen en 3 grupos, como se puede observar en la gráfica Si<sub>2</sub>O vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 43). Al mismo tiempo se logró agrupar las muestras en 2 rangos en base al contenido de SiO<sub>2</sub>. Las unidades U1 y U2 se agrupan con las muestras correspondientes a la secuencia Q-I y se encuentran dentro de los rangos de SiO<sub>2</sub> de 64.62 a 65.7 wt% y las unidades U3, U4 y U5 se agrupan con las muestras correspondientes a la secuencia Q-II, dentro de los rangos de SiO<sub>2</sub> (65.2 – 66.84 wt%), los valores superiores a estos rangos corresponderían a la secuencia Q-III (Fig. 43); concluyendo que, a pesar de ser mínima, existe una variación en la composición de los magmas, la cual se mantuvo constante en las 3 primeras unidades y cambió para las 2 posteriores (Fig. 43).



**Fig. 43.** Diagrama de variación de  $SiO_2$  vs  $Al_2O_3$  de las muestras analizadas en este trabajo (símbolos rellenos) y las muestras utilizadas en estudios previos (símbolos en blanco). Se observa como las muestras se dividen en 3 grupos y el contenido de  $Al_2O_3$  aumenta desde las unidades más antiguas a las más recientes.

### 5.3 Caracterización petrográfica de las unidades

Uno de los objetivos de este trabajo era determinar si existen cambios petrográficos entre las diferentes unidades del volcán Quilotoa. Del análisis petrográfico macroscópico se obtuvo que no es posible distinguir características únicas para cada unidad. De hecho, en este estudio se reportan componentes similares en cada una de las unidades que son: líticos densos y pómez. Los líticos densos son generalmente dacitas con matriz gris oscura y gris clara, mientras que las pómez son blancas y grises y excepcionalmente pómez bandeadas recolectadas en la unidad U5.

Estas muestras de pómez bandeadas son descritas por Rosi et al. (2004) en los depósitos de la erupción de 800 años AP. Dado que dicha pómez bandeada se encuentra en la Unidad U1 y Unidad U5 se puede asumir con mayor certeza que la actividad volcánica que genera esta pómez bandeada se ha mantenido constante al menos por últimos 14 770 años AP y que estas muestras no son únicas de una secuencia eruptiva en concreto.

El análisis de las láminas delgadas arrojó resultados similares al estudio macroscópico; todas las láminas delgadas muestran la misma paragénesis mineral y los



cristales presentan las mismas texturas (fracturas y texturas de reabsorción). Rosi et al. (2004) sugieren que las texturas que presentan los minerales se originan debido a variaciones físicas en la mezcla magmática durante la erupción; se plantea que estos cambios son resultado de un proceso en el cual un magma homogéneo experimenta cizallamiento mientras fluye a lo largo de las paredes del conducto. Este proceso implica un calentamiento generado por la disipación viscosa y la fragmentación cristalina en las paredes. Este cizallamiento genera incrementos locales de temperatura que producen una inestabilidad mecánica (trituración) y química (reabsorción) de los cristales.

A pesar de que el análisis de las láminas arrojó resultados similares, voy a mencionar variaciones mínimas del porcentaje modal que existe entre ellas (Tabla 1 y 2) y diferencias marcadas en la matriz, lo que ayudaría de cierta manera a caracterizar petrográficamente las 5 unidades.

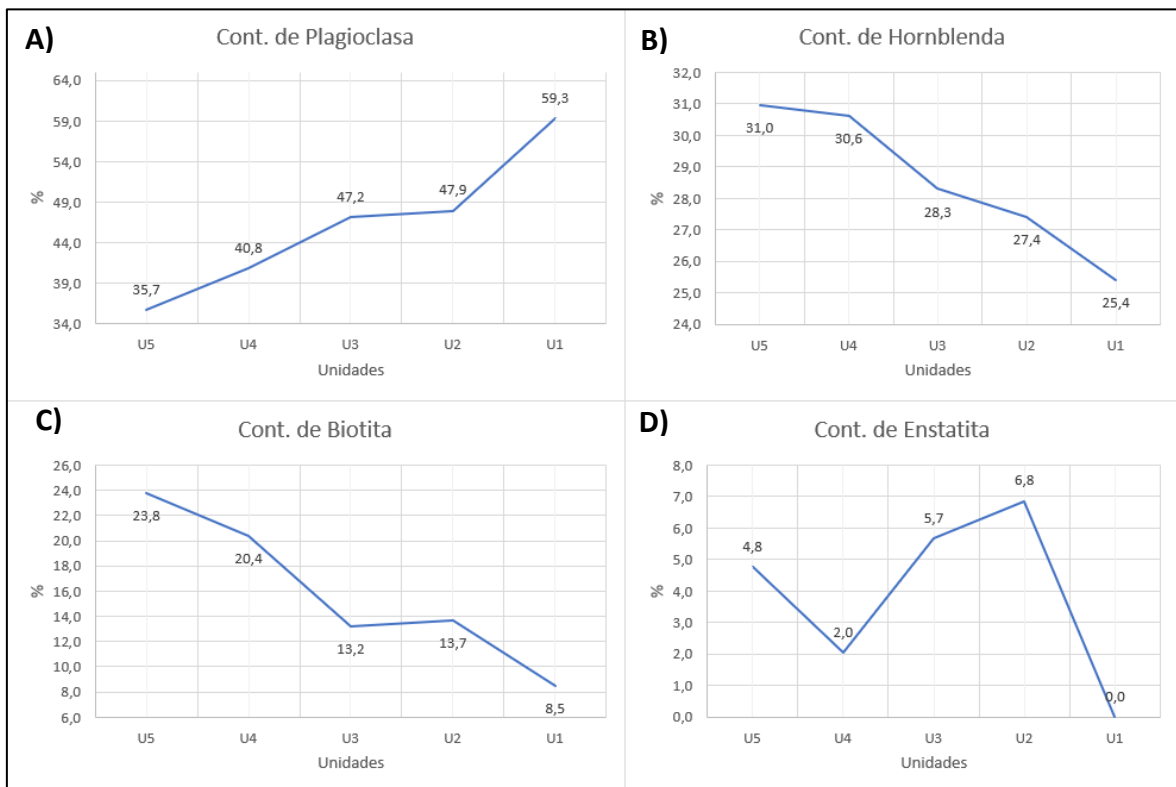
La hornblenda y biotita (Fig. 44B y C) inician con una concentración modal mayor en la unidad U5 que es la más antigua y disminuye su concentración hacia las secuencias más jóvenes. Por el contrario, las plagioclasas (Fig. 44A) exhiben un comportamiento inverso, inicia con bajos porcentajes modales en los niveles más antiguos y aumenta su proporción hacia los niveles más recientes, al igual que el cuarzo, que no pudo ser identificado en la unidad U5 (Tabla 2). En cuanto a la matriz, las diferencias que exhiben en las 5 unidades varían entre su textura, tamaño de los minerales y porcentaje de vidrio y cristales que presentan

**Tabla 1.** Composición modal mineralógica

Unidades	Muestra	Composición modal (%)							Cristales (%)	Matriz (%)
		Pl	Hbl	Bt	En	Qz	Opq			
U5	Quil-23-02A1	15	13	10	2	0	2	42	58	
U4	Quil-22-02K	20	15	10	1	1	2	49	51	
U3	Quil-22-02G	25	15	7	3	1	2	53	47	
U2	Quil-22-02D	35	20	10	5	1	2	73	27	
U1	Quil-22-02A	35	15	5	0	2	2	59	41	

**Tabla 2.** Composición modal mineralógica normalizada al 100%.

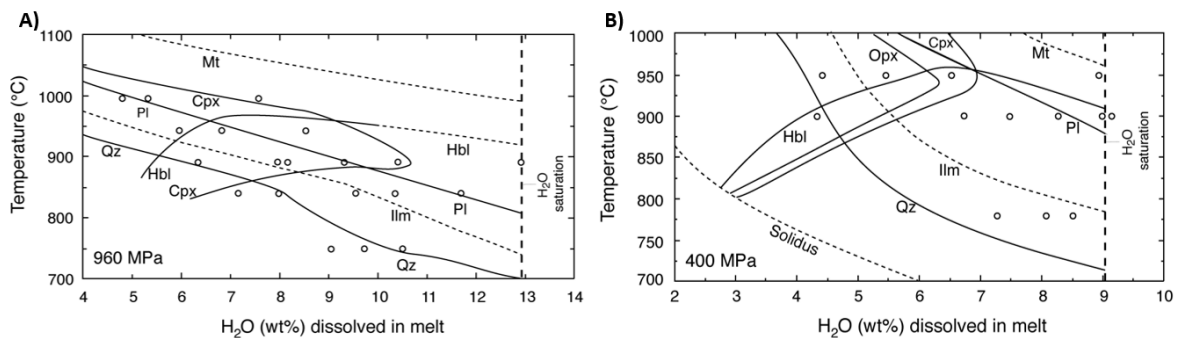
Unidades	Muestra	Composición modal normalizado al 100%						Suma
		Pl	Hbl	Bt	En	Qz	Opq	
U5	Quil-23-02A1	35,7	31,0	23,8	4,8	0,0	4,8	100,0
U4	Quil-22-02K	40,8	30,6	20,4	2,0	2,0	4,1	100,0
U3	Quil-22-02G	47,2	28,3	13,2	5,7	1,9	3,8	100,0
U2	Quil-22-02D	47,9	27,4	13,7	6,8	1,4	2,7	100,0
U1	Quil-22-02A	59,3	25,4	8,5	0,0	3,4	3,4	100,0



**Fig. 44.** Gráficos comparativos del contenido de minerales en las 5 unidades descritas. Se observa una clara tendencia que se forma de la unidad más antigua U5 a las más recientes (U1). La cantidad de hornblenda y biotita inician con una concentración modal mayor en la unidad U5 que es la más antigua y disminuye su concentración a hacia las secuencias más jóvenes. Por el contrario, la plagioclasa exhibe un comportamiento inverso, inicia con bajas concentraciones en los niveles más antiguos y aumenta su concentración hacia los niveles más recientes.

Si bien los cambios en el porcentaje modal no están relacionados con variaciones geoquímicas, dado que las muestras de todas las unidades descritas poseen una composición similar tanto en elementos mayores como en elementos trazas y no se logró identificar ninguna tendencia significativa en la mayoría de los elementos con respecto al contenido de SiO<sub>2</sub>, los factores que podrían explicar estos cambios son las condiciones de presión y temperatura en la cámara magmática, así como el porcentaje de H<sub>2</sub>O disuelto en

el fundido. Una erupción volcánica con productos eruptivos similares en composición al Quilotoa es la erupción de 1991 del volcán Pinatubo, Filipinas y la relación de fases minerales fue estudiada por Scaillet & Evans (1999) y Prouteau & Scaillet (2003). De estos trabajos se puede deducir que las fases que empiezan a cristalizar en un magma a ciertas condiciones de presión y temperatura, dependerán del contenido de H<sub>2</sub>O presente en el fundido, es decir, la cantidad y el tipo de minerales que cristalicen en la cámara magmática dependerán del contenido de agua, concluyendo que, se pueden presentar cambios mineralógicos, a pesar de contar con un magma que ha mantenido su composición química homogénea en término de elementos mayores a lo largo del tiempo. Por ejemplo, un magma con 4 wt% de H<sub>2</sub>O a 960 Mpa (Fig. 45A) cristalizará Cpx, Pl y Qz mientras uno que contenga 7 wt% de agua cristalizará Hbl antes de Pl y Qz. Resultados similares se observan en la figura 45B cuando el aumento de H<sub>2</sub>O en el fundido aumenta la temperatura de saturación de Hbl o dicho de otra manera promueve la cristalización de Hbl antes que la cristalización de Pl y Qz. Es este mecanismo el que podría explicar la variación mineralógica de los productos eruptivos del Quilotoa los cuales poseen una composición química muy parecida.



**Fig. 45.** Relaciones de fase isobáricas de la dacita del volcán Pinatubo. A) Relaciones de fases a 960 MPa. B) Relaciones de fases a 400 MPa. Tomado de Prouteau y Scaillet (2003).

## 6 CONCLUSIONES

Las dos columnas estratigráficas levantadas en la zona de influencia del volcán Quilotoa muestra la presencia de 5 unidades estratigráficas separadas por 4 paleosuelos. Cada unidad se encuentra formada por más de un depósito que corresponden principalmente a depósitos de caídas, flujos piroclásticos y surges.

La unidad U1 de este trabajo corresponde a la secuencia Q-I de Hall y Mothes (2008), al miembro A de Di Muro et al. (2008) (Fig. 40) y la Unidad 1 de Rosi et al. (2004) datadas en 800 años AP. (Fig. 41). Mientras que la unidad U5 de este trabajo corresponde a un flujo piroclástico de la secuencia Q-II de Hall y Mothes (2008). Tomando en cuenta las edades reportadas por Hall y Mothes (2008), la base de la unidad U5 correspondería a una edad de 14 700 años AP. y la unidad U1 a 800 años AP.

Las 5 unidades aquí descritas muestran componentes juveniles geoquímica y mineralógicamente muy parecidos. El estudio a detalle de 12 láminas delgadas permitió determinar ligeras diferencias descritas a continuación: el porcentaje de hornblenda y biotita es menor y el porcentaje de plagioclasas es mayor en las unidades más jóvenes (i.e., unidad U1) en comparación a las más antiguas (i.e., unidad U5). Texturalmente las muestras de cada unidad muestran variaciones en el porcentaje de cristalinidad de la matriz y la orientación de sus microlitos, por ejemplo, en la unidad U1 se observa una matriz criptocristalina y una textura porfirítica seriada, en la unidad U2 la matriz es criptocristalina que presenta una textura fluidal donde se observa que los cristales rodean a los fenocristales, la unidad U4 presenta una matriz criptocristalina que está compuesta por una mayor cantidad de vidrio en comparación a los cristales, en la unidad U5 se observa una matriz criptocristalina que presenta una textura direccional donde se observa que la matriz y los fenocristales tiene una orientación preferencial, mientras que en la unidad U3 se observa una matriz microcristalina donde se evidencia un bajo porcentaje de vidrio y destaca la cantidad y tamaño de sus microcristales.

En base a la caracterización realizada de las 5 unidades se determinó que la composición geoquímica del volcán Quilotoa varía muy poco, a pesar de esto se reconoce un ligero enriquecimiento de  $Al_2O_3$  en las unidades U1 y U2 con respecto al resto de unidades. El aumento de hornblenda en ciertas unidades se atribuye a cambios en el contenido de agua en el magma previo a las erupciones volcánicas, así un incremento del contenido de agua favorece la cristalización de hornblenda en lugar de plagioclasas y explica la presencia de mayor hornblenda en las unidades más antiguas.



## **7 RECOMENDACIONES**

- Realizar descripciones detalladas de afloramientos puntuales procurando que correspondan a unidades más antiguas que las descritas en este trabajo.
- Obtener y analizar datos geoquímicos de vidrio con el fin de caracterizar posibles variaciones geoquímicas más claras que las observadas en roca total.
- Determinar concentraciones de agua y volátiles mediante el análisis de inclusiones magmáticas y aplicar geotermobarómetros para determinar condiciones pre-eruptivas con el fin de explicar los cambios minerales observados.

## 8 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ancellin, M.-A., Samaniego, P., Vlastélic, I., Nauret, F., Gannoun, A., & Hidalgo, S. (2017). Across-arc versus along-arc Sr-Nd-Pb isotope variations in the Ecuadorian volcanic arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(3), 1163-1188. <https://doi.org/10.1002/2016GC006679>
- Benet, D., Costa, F., Widiwijayanti, C., Pallister, J., Pedreros, G., Allard, P., Humaida, H., Aoki, Y., & Maeno, F. (2024). VolcAshDB: A Volcanic Ash DataBase of classified particle images and features. *Bulletin of Volcanology*, 86(1), 9. <https://doi.org/10.1007/s00445-023-01695-4>
- Bentley, C. (2014, marzo 31). Hunt's Hole: Climbing ripples in volcanic surge deposits. *Mountain Beltway*. <https://blogs.agu.org/mountainbeltway/2014/03/31/hunts-hole-climbing-ripples-in-volcanic-surge-deposits/>
- Bernard, B., & Andrade, D. (2011). *Mapa de los Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental* [Map]. <https://www.igepn.edu.ec/mapas-historicos/volcanes-cuaternarios-del-ecuador/25021-volcanes-cuaternarios-del-ecuador-2011/file>
- Cas R. A. F. (Ray A. F. ), & Wright J. V. (1988). *Volcanic successions, modern and ancient: A geological approach to processes, products, and successions*. Chapman & Hall. <https://ci.nii.ac.jp/ncid/BA20620839>
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., & Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1), 115-138. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00102-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00102-E)
- Di Muro, A., Rosi, M., Aguilera, E., Barbieri, R., Massa, G., Mundula, F., & Pieri, F. (2008). Transport and sedimentation dynamics of transitional explosive eruption columns: The example of the 800 BP Quilotoa plinian eruption (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174(4), 307-324. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.002>
- Dirección General de Geología y Minas. (1980). *Hoja Geológica Latacunga, Hoja 67* [Map].
- Doyle, E. E., Hogg, A. J., & Mader, H. M. (2010). A two-layer approach to modelling the transformation of dilute pyroclastic currents into dense pyroclastic flows. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 467(2129), 1348-1371. <https://doi.org/10.1098/rspa.2010.0402>
- Dufek, J., Esposti Ongaro, T., & Roche, O. (2015). Chapter 35 - Pyroclastic Density Currents: Processes and Models. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 617-629). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00035-3>
- Egüez, A., Yepes, H., Bonilla, F., & Ruiz. (1994). *Seismotectonics in the ecuadorian Andes*. 28.
- European Space Agency, Sinergise. (2021). *Copernicus GLO-90 Digital Surface Model*. <https://doi.org/10.5069/G9028PQB>
- Feininger, T., & Bristow, C. R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69(3), 849-874. <https://doi.org/10.1007/BF02104650>

- Fisher, R. V., & Schmincke, H.-U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Springer.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6>
- Global Volcanism Program | Image GVP-05255*. (s. f.). Recuperado 12 de febrero de 2024, de  
<https://volcano.si.edu/gallery/ShowImage.cfm?photo=GVP-05255>
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3), 255-270. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6)
- Hall, M. L., & Beate, B. (1991). El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. *Estudios de Geografía*, 4, 5-17.
- Hall, M. L., & Mothes, P. A. (2008). Quilotoa volcano — Ecuador: An overview of young dacitic volcanism in a lake-filled caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 44-55. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.025>
- Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1-6. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.012>
- Henderson, W. G. (1979). Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society*, 136(3), 367-378.  
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.3.0367>
- Houghton, B., & Carey, R. J. (2015). Chapter 34—Pyroclastic Fall Deposits. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 599-616). Academic Press.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00034-1>
- Le Bas, M. J., & Streckeisen, A. L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(5), 825-833. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>
- Michaud, F., Witt, C., & Royer, J.-Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. En S. M. Kay, V. A. Ramos, & W. R. Dickinson (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* (Vol. 204, p. 0). Geological Society of America.  
[https://doi.org/10.1130/2009.1204\(10\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(10))
- Mothes, P. A., & Hall, M. L. (2008). The plinian fallout associated with Quilotoa's 800 yr BP eruption, Ecuadorian Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 56-69. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.05.018>
- Panchana, C. (2015). *Estudio de los domos del Volcán Quilotoa y su correlación con la estratigrafía del volcán* [bachelorThesis, Quito, 2015].  
<http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/12049>
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.  
<https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- Prouteau, G., & Scaillet, B. (2003). Experimental Constraints on the Origin of the 1991 Pinatubo Dacite. *Journal of Petrology*, 44(12), 2203-2241.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egg075>
- Rosi, M., Landi, P., Polacci, M., Di Muro, A., & Zandomenighi, D. (2004). Role of conduit shear on ascent of the crystal-rich magma feeding the 800-year-b.p. Plinian eruption of

Quilotoa Volcano (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 66(4), 307-321.  
<https://doi.org/10.1007/s00445-003-0312-z>

- Scaillet, B., & Evans, B. W. (1999). The 15 June 1991 Eruption of Mount Pinatubo. I. Phase Equilibria and Pre-eruption P–T–fO<sub>2</sub>–fH<sub>2</sub>O Conditions of the Dacite Magma. *Journal of Petrology*, 40(3), 381-411. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.3.381>
- Schmincke, H. (1977). Eifel-Vulkanismus Oestlich des Gebietes Rieden-Mayen. *Eifel-Vulkanismus Oestlich des Gebietes Rieden-Mayen*. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM7820103118>
- Self, S. (s. f.). *Projects, Collaborations & Selected Publications*. Stephen Self, Volcanologist. Recuperado 12 de febrero de 2024, de <https://stephenself.com/projects-collaborations-selected-publications.html>
- Stewart, A.-M., & Castro, J. M. (2016). P–T–X evolution of the 1280 AD Quilotoa dacite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 313, 29-43.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.024>
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. A., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. En S. M. Kay, V. A. Ramos, & W. R. Dickinson (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* (Vol. 204, p. 0). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(09\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(09))
- Wohletz, K. H., & Sheridan, M. F. (1979). A model of pyroclastic surge. En C. E. Chapin & W. E. Elston (Eds.), *Ash-Flow Tuffs* (Vol. 180, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE180-p177>

## **9 ANEXOS**

Fichas de descripción microscópica de las muestras recolectadas.