

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS**

**ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LAS ROCAS PROVENIENTES DEL  
VOLCÁN PUÑALICA**

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

**JOSÉ DANIEL NARANJO RHOR**

**jose.naranjo02@epn.edu.ec**

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

**diego.narvaez@epn.edu.ec**

**Quito, agosto 2023**

## **CERTIFICACIONES**

Yo, JOSÉ DANIEL NARANJO RHOR 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.

---

**JOSÉ DANIEL NARANJO RHOR**

Certifico que el presente trabajo de integración curricular fue desarrollado por JOSÉ DANIEL NARANJO RHOR, bajo mi supervisión.

---

**PhD. DIEGO FERNANDO NARVÁEZ  
RIVADENEIRA**

## **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.

JOSÉ DANIEL NARANJO RHOR

PhD. DIEGO FERNANDO NARVÁEZ RIVADENEIRA

## **DEDICATORIA**

Quiero dedicar este trabajo a cualquier persona enamorada de la ciencia. Todos somos parte de este universo, así como el universo también es parte de nosotros.

A la Geología, lo mejor de mí se lo debo a ella.

Ningún sueño es imposible, siempre y cuando se trabaje día a día para conseguirlo.

## AGRADECIMIENTO

Quiero agradecer a todas las personas que me han acompañado en este largo camino. A mis padres, quienes siempre han estado conmigo. A mi hermano, quien me ayudó a despejarme del mundo de cálculos y fórmulas. A mi Abue, quien me ofreció siempre un lugar seguro lleno de amor y cariño sincero. A mi Abuelito, quien me dio el mejor regalo de mi vida, enseñarme el mundo de la Geología.

Quiero agradecer a mis Malcriaditos, en especial a Marco Salazar, Marco Guerra, Franklin Arias, Priscila Bilbao, Emily Aguirre, Gabriela Ayala, Daniel Mucarsel, Sofía Jami, Paúl Espín y Nancy Jiménez, quienes me han demostrado que los amigos si te salvan una parte la vida y otra parte el semestre, así como también a Jorge Muñoz, Jorge Zambrano, Anahí Mullo, Andrés Genaro, Marcela Robles, Stalin Pilatásig, Diana Gordón e Ismael Ramos, con quienes tuve más que una familia. También agradezco a Jannis, quien me cuidó desde el primer día que entré a la carrera.

Quiero agradecer a la Escuela Politécnica Nacional, quien me entregó un segundo hogar y me abrió las puertas a un mundo donde todos eran iguales a mí. Así como también agradezco a todos mis profesores por transmitirme sus conocimientos y enseñarme que puedo dar más de mí mismo si me lo propongo. Igualmente, agradezco a mi director Diego Narváez por su apoyo durante la realización de este trabajo.

A mi novia Danny, por enseñarme que el amor vale más que cualquier calificación y que cuando es sincero nos ayuda a superar cualquier obstáculo que nos encontremos.

Por último, quiero agradecer a mi Papapapa, por enseñarme como es ser una excelente persona y que a pesar de todo uno debe ser siempre fuerte como un roble. Nunca dejaré de extrañarte, gracias por todo.

Nada de esto lo hubiera logrado sin ustedes.



## ÍNDICE DE CONTENIDO

CERTIFICACIONES.....	I
DECLARACIÓN DE AUTORÍA.....	II
DEDICATORIA.....	III
AGRADECIMIENTO.....	IV
ÍNDICE DE CONTENIDO.....	VI
RESUMEN .....	VII
ABSTRACT .....	VIII
1 DESCRIPCIÓN DEL COMPONENTE DESARROLLADO .....	1
1.1 Objetivo general .....	1
1.2 Objetivos específicos .....	2
1.3 Alcance .....	2
1.4 Marco teórico .....	3
2 METODOLOGÍA.....	21
2.1 DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS .....	21
2.2 CONTEO MODAL.....	22
2.3 ANÁLISIS GEOQUÍMICO .....	24
3 RESULTADOS .....	25
3.1 FAMILIAS TEXTURALES DE LÁMINAS DELGADAS: .....	25
3.2 FAMILIAS MINERALES: .....	27
3.3 CONTEO MODAL: .....	37
3.4 ANÁLISIS GEOQUÍMICO: .....	38
4 Discusión .....	44
4.1 Parámetros físicos que controlan el desarrollo de familias texturales .....	45
4.2 Las familias minerales y su relación con la historia magmática .....	47
5 Conclusiones y recomendaciones: .....	50
5.1 Conclusiones.....	50
5.2 Recomendaciones:.....	51
6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	52
7 ANEXOS.....	56
ANEXO I.....	57
ANEXO II.....	1
ANEXO III.....	1

## RESUMEN

Este trabajo presenta un análisis petrológico y geoquímico de las muestras del volcán Puñalica. El estudio se basó en la descripción de las familias minerales y texturales presentes en 20 rocas diferentes y en el análisis geoquímico de estas muestras. La descripción detallada de las láminas permitió definir 3 familias texturales, diferenciadas por el contenido y tamaño de los fenocristales y vesículas, así como también varias familias minerales en base a las características presentes en los cristales y cumulos encontrados. También se presenta un modelo de evolución del magma bajo el volcán Puñalica (dividido en 3 fases) que se lo relaciona a diferentes periodos de actividad eruptiva.

La primera fase estuvo marcada por la presencia de un magma residual dentro de una cámara de profundidad intermedia. En la segunda fase hubo un ingreso de un magma más básico y caliente desde una cámara más profunda que se mezcló parcialmente con el magma residual. La mezcla entre los dos magmas produjo uno nuevo, con diferente composición. Con respecto a las etapas eruptivas del volcán, se determinó que una parte del magma más básico logró salir a la superficie por una erupción fisural generando largos flujos de lava que alcanzaron las mayores distancias lejos del viento, formando las muestras de la familia textural 1. Luego de la mezcla de magmas de la segunda fase, se interpreta que la temperatura de la cámara descendió y se produjeron fases de actividad estromboliana y vulcaniana, donde se generaron las familias texturales 2 y 3. Una fase eruptiva final produce flujos de lavas que recorren menos distancia desde el viento y cuya roca posee una familia textural 1.

**PALABRAS CLAVE:** Petrología, geoquímica, familias texturales, evolución magmática, historia eruptiva.



## **ABSTRACT**

This work presents a petrological and geochemical analysis of samples from the Puñalica volcano. The study is based on the description of mineralogical and textural families present in 20 different rocks and the geochemical analysis of these samples. The detailed description of thin sections allowed the definition of three textural families, differentiated by the content and size of phenocrysts and vesicles, as well as several mineral families based on the characteristics present in the crystals and cumulates found.

Additionally, a model of magma evolution beneath the Puñalica volcano is presented, divided into three phases, which are related to different periods of eruptive activity. The first phase was marked by the presence of residual magma within a shallow-depth chamber. In the second phase, a more basic and hotter magma from a deeper chamber intruded and partially mixed with the residual magma, producing a new magma with a different composition.

Regarding the eruptive stages of the volcano, it was determined that a part of the more basic magma managed to reach the surface through fissure eruptions, generating long lava flows that traveled the farthest distances from the vent, resulting in samples from textural family 1. After the magma mixing during the second phase, it is interpreted that the temperature in the chamber decreased, leading to Strombolian and Vulcanian activity phases, which formed textural families 2 and 3. A final eruptive phase produces lava flows that cover shorter distances from the vent, and the rocks belong to textural family 1.

**KEYWORDS:** Petrology, geochemistry, textural families, magmatic evolution, eruptive history.

# **1 DESCRIPCIÓN DEL COMPONENTE DESARROLLADO**

El Ecuador está expuesto a varios tipos de riesgos geológicos, uno de los más conocidos es el de las erupciones volcánicas, las cuales son una amenaza natural que pone en riesgo constante a miles de personas de la región (Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos, 2019). Esta amenaza debe ser estudiada constantemente para reducir la vulnerabilidad de la población y trabajar en procesos de mitigación. Para conocer la amenaza volcánica, se necesita entender la historia geológica de los volcanes, su periodicidad eruptiva, estilos eruptivos, composición magmática, etc. De igual manera, es importante conocer la historia y evolución de los volcanes extintos, ya que ayuda a entender de mejor manera los procesos que ocurren actualmente en los volcanes activos ubicados en nuestro país. Bajo la misma idea, conocer la historia de los volcanes extintos puede ayudar a generar modelos de evolución para el resto de los edificios volcánicos que actualmente se encuentran en actividad.

El volcán Puñalica es un pequeño cono volcánico (300 m de altura) que se ubica en el cantón Mocha en la provincia del Chimborazo del cual se conoce poco. El departamento de Geología junto al Instituto Geofísico ha puesto en marcha un proyecto de investigación para conocer mejor este volcán. El proyecto "PII-IG-2022-01: Levantamiento geológico y estudio petrológico de los productos eruptivos del volcán Puñalica" tiene como objetivo determinar la historia geológica, evolución geoquímica y petrológica de este volcán. Este proyecto necesita de un estudio detallado de los productos eruptivos del volcán Puñalica el cual es presentado en este documento.

## **1.1 Objetivo general**

Describir petrográficamente 20 muestras de rocas provenientes del volcán Puñalica utilizando láminas delgadas.

## **1.2 Objetivos específicos**

1. Conocer la secuencia mineral de cristalización mediante una descripción detallada de láminas delgadas.
2. Definir familias texturales y minerales en cada una de las láminas con el fin de relacionarlas con el tipo de depósito volcánico.
3. Proponer un modelo de evolución magmática en base a los datos petrográficos obtenidos.

## **1.3 Alcance**

Para este proyecto se cuenta con láminas delgadas correspondientes a lavas, bombas y tefras del volcán Puñalica. Estas muestras fueron recolectadas por Pablo Samaniego, Jorge Ordoñez y Diego Narváez en varias salidas de campo realizadas desde hace más de una década a este volcán y al volcán Carihuairazo.

Para este trabajo se realizará un conteo modal de los minerales presentes en 15 muestras y una descripción detallada de las familias minerales y texturas observadas en todas las láminas (n=20). Estos datos serán utilizados para discutir la posible evolución magmática previo a las erupciones volcánicas. Estos datos en un futuro servirán como valores de entrada durante la generación de modelos geoquímicos y petrológicos que expliquen el origen y evolución de los magmas del volcán Puñalica. Los modelos geoquímicos y petrológicos no son parte de los objetivos de este trabajo.

La composición química de rocas obtenidas de trabajos publicados (*cf.*, Ancellin et al., 2017; Narváez et al., 2018; C. Robin et al., 2010) serán utilizados para discutir la variación composicional de las rocas del volcán Puñalica y compararlos con los resultados de análisis modal de minerales. Adicionalmente, se presentan composiciones minerales para completar la descripción detallada de las muestras.

## **1.4 Marco teórico**

En esta sección del trabajo se presentan los principales conceptos de vulcanología y petrología ígnea necesarios para el correcto entendimiento del proyecto. Todos los conceptos relacionados a geoquímica también son presentados.

### **1.4.1 VOLCANES Y SUS PRODUCTOS**

En primer lugar, el concepto más básico utilizado en este trabajo es la definición de volcán. En el libro titulado “Los volcanes” de Joan Martí Molist (2011), se define a un volcán como cualquier punto de la superficie terrestre por el cual es expulsado material rocoso fundido (magma), el cual es generado en el manto superior o dentro de la corteza terrestre. De igual manera, la acumulación de estos productos alrededor del centro emisor (o ventos) genera un relieve positivo con morfologías variadas. El concepto de volcán ha sido discutido por Borgia et al. (2010) y los define como un ambiente geológico que, a cualquier escala, es caracterizado por tres elementos: magma, erupción y edificio.

Una vez definido lo que es un volcán, es necesario definir los términos de “magma” y “lava”. Según Rittmann (1981), el magma se define como una masa total o parcialmente fundida formada por silicatos (o también fragmentos de cristales y rocas en suspensión) y gases disueltos. Los magmas se forman en el manto superior o en la base de la corteza y pueden salir a la superficie en forma de flujos continuos o como materiales piroclásticos (lapilli, bombas, pómez, etc.) durante una erupción violenta (explosiva) (Molist, 2011). Al momento en que los magmas salen a la superficie, se utiliza el término lava.

Los magmas que se forman en el manto superior se pueden generar principalmente por tres causas que funcionan de manera individual o conjunta. La primera es por descompresión, cuando la peridotita expuesta inicialmente a condiciones de alta presión y temperatura experimenta una considerable pérdida de presión (ej., bajo las dorsales). La segunda se genera cuando la peridotita

experimenta un considerable aumento de temperatura (ej., puntos calientes) y la tercera cuando se añaden fluidos a la peridotita disminuyendo su temperatura de fusión en zonas de subducción.

En este proyecto se trabajó con tres tipos de productos volcánicos: flujos de lava, bloques piroclásticos y tefra. En primer lugar, un flujo de lava es el producto más común de una erupción efusiva. Este tipo de producto se forma cuando la lava fluye sobre el terreno de manera continua y a una velocidad determinada. Su morfología depende de la viscosidad de la lava, el volumen emitido, la morfología del volcán y del tipo del medio por el cual se desplazan. Normalmente, las lavas máficas suelen ser muy fluidas y dan lugar a flujos de gran extensión tipo pahoehoe y a'a' (J. P. Lockwood & R. W. Hazlett, 2010). Cuando la composición del magma es más félsica (>52 wt.% SiO<sub>2</sub>) se forman flujos de tipo bloques los cuales forman auto brechas la base y el techo. El termino auto brecha describe una "costra" de lava generada por el enfriamiento del flujo y que se fracciona en forma de clastos espinosos a subredondeados, de tamaños centimétricos a métricos. Los bloques que forman las autobrechas tienen textura masiva a vesiculada.

Otro producto volcánico con el cual se trabajó en este proyecto son las bombas volcánicas. Estos depósitos se forman durante erupciones explosivas y están caracterizadas por ser piroclastos juveniles con un tamaño >64 mm, forma redondeada, textura vesiculada y se encuentran emplazados balísticamente cerca de la fuente emisora (Molist, 2011).

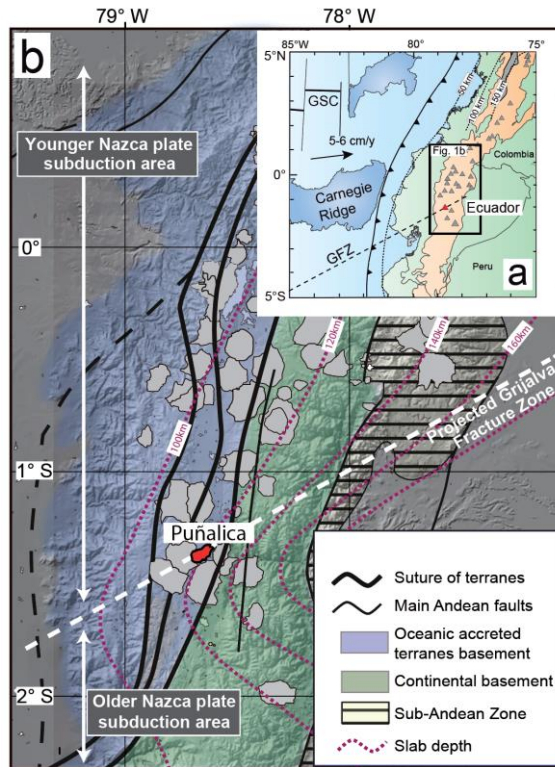
Por último, la tefra se define como cualquier acumulación primaria de piroclastos, sin tomar en cuenta su origen o tipo de emplazamiento (Molist, 2011), pero con tamaños de los clastos individuales <64mm.

#### **1.4.2 GEODINÁMICA DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DEL ECUADOR Y VOLCANISMO CUATERNARIO**

Ecuador se ubica en la Zona Volcánica de los Andes del Norte (NVZ). La NVZ se extiende desde ~6°N hasta los ~2°S, a lo largo de las cordilleras de Colombia y Ecuador. Esta región está situada en la zona de convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana. En Ecuador, la placa de

Nazca converge contra la placa Sudamericana con un azimut de N85°E, a una velocidad de 5-6 cm/a y subduce bajo el Ecuador continental con un ángulo de 25° (Guillier et al., 2001). Adicionalmente, la placa de Nazca posee dos estructuras geológicas importantes que influyen en la geometría y geodinámica del arco ecuatoriano. La primera es el ridge de Carnegie, una cadena montañosa de hasta 2 km de alto y 200-250 km de ancho, generada por la actividad volcánica del punto caliente Galápagos (Guillier et al., 2001). Según Sallarés & Charvis (2003) el ridge de Carnegie tiene aproximadamente  $20.0 \pm 0.5$  Ma y sobre esta se ha formado una capa de sedimentos relativamente fina (200-400 m) (Michaud et al., 2005; Proust et al., 2016). La segunda estructura importante es la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) que corresponde a un escarpe de 500 m de alto que separa dos secciones de la placa oceánica con diferentes edades (Lonsdale, 2005). Yepes et al., (2016) indica que el slab está contorsionado alrededor de la GFZ y el ángulo de subducción pasa de 20° a 25° en el norte de la zona de fractura a 30-35° en la parte sur.

El Ecuador posee más de 80 volcanes cuaternarios, de los cuales 8 se encuentran activos actualmente (Barberi et al, 1988; Hall and Beate, 1991; Hall et al, 2008; Bernard and Andrade, 2011). Adicionalmente, actualmente 3 edificios volcánicos (Cotopaxi, Reventador y Sangay) se encuentran en erupción.



*Fig. 1. a) Configuración geodinámica del arco volcánico ecuatoriano. b) Mapa esquemático de las principales zonas geológicas ecuatorianas. Modificado del trabajo de Narváez et al, 2018.*

El segmento ecuatoriano de la NVZ (Fig. 1) está caracterizado por la presencia de al menos 84 centros volcánicos con edades del Pleistoceno y Holoceno, y que están distribuidas a lo largo de cuatro alineamientos principales que se encuentran sobre varios terrenos con diferentes edades y litologías (Hall et al., 2008; Hidalgo et al., 2012). Se infiere que el grosor de la corteza terrestre debajo del arco volcánico es de >50 km (Koch et al., 2021). Para este estudio se eligió el volcán Puñalica, un cono volcánico de 300 m de relieve formado por flujos de lavas y depósitos piroclásticos de composición andesita basáltica con alto contenido de Mg.

### 1.4.3 VOLCÁN PUÑALICA

El volcán Puñalica (3988 m.s.n.m, Lat:01°24'S, Long: 78°41'W) es descrito como un cono volcánico de 300 m de relieve, sutilmente alargado en dirección norte-sur (Narváez, et al., 2023), ubicado en el flanco noreste del volcán

Carihuairazo (C. Robin et al., 2010). Por otro lado, Clapperton (1990) y Ordóñez (2012) mencionan una serie de flujos de lava que cubren una secuencia de depósitos de caída (tefra) provenientes del volcán Chimborazo (C. Robin et al., 2010). En base a la relación estratigráfica entre las lavas del volcán Puñalica y los depósitos de morrenas descritos en la zona de estudio, se considera una edad aproximada de 18-25 Ka (Clapperton, 1990). Bablón et al. (2019) dató una muestra de este volcán y obtuvo una edad de  $18 \pm 3$  Ka. Según el trabajo de Yepes et al. (2016), la profundidad del slab en esta ubicación es de aproximadamente 120 Km, con la proyección de la GFZ directamente bajo este edificio volcánico. La ubicación de la GFZ ha sido identificada mediante el estudio de elementos halógenos (i.e., CL, F) en inclusiones magmáticas contenidas en olivinos provenientes de este volcán (Narváez et al., 2018).

Es importante recalcar que este volcán no ha presentado ninguna actividad eruptiva conocida y tampoco se conoce si este volcán se formó en un solo episodio volcánico (*cf.*, monogenético) o es producto de varios eventos eruptivos (*cf.*, poligenético).

#### **1.4.4 VOLCANES MONOGENÉTICOS Y POLIGENÉTICOS**

Los volcanes se pueden clasificar según sus periodos eruptivos. Se define como volcanismo monogenético al tipo de actividad volcánica caracterizada por el ascenso de los magmas directamente desde la fuente, sin detenerse en reservorios intermedios, dando lugar a erupciones únicas y de corta duración. Por otro lado, un volcanismo poligenético es un tipo de actividad donde los magmas son emitidos desde cámaras magmáticas superficiales, dando origen a estratovolcanes con un periodo de actividad muy largo (miles de años), aunque esta no sea continua (Molist, 2011).

#### **1.4.5 ACTIVIDAD ERUPTIVA VULCANIANA Y ESTROMBOLIANA**

De manera general se pueden definir 3 tipos de erupciones volcánicas: erupciones efusivas, explosivas e hidromagmáticas. En este trabajo solo nos



basamos en las erupciones explosivas, las cuales están relacionadas a volcanes con magmas de composiciones intermedias a ácidas y a un alto contenido de volátiles. Este tipo de erupciones está caracterizado por la alta generación de piroclastos.

Entre las actividades eruptivas explosivas más comunes están: la actividad estromboliana y la actividad vulcaniana, y son los principales tipos de erupción reconocidos en el volcán Puñalica.

La actividad estromboliana es un tipo de erupción explosiva característica de los magmas básicos a intermedios donde se genera principalmente la emisión de material piroclástico de tipo lapilli y bombas (Molist, 2011).

Por otro lado, la actividad vulcaniana es un tipo de erupción explosiva de alta energía que genera varias explosiones separadas por periodos de baja energía. Dichas erupciones se generan en la parte relativamente superficial del conducto volcánico y generalmente son atribuidas a la liberación repentina de la presión, dentro de un conducto o domo formado por el enfriamiento y solidificación del magma en el vent de emisión. La obstrucción del conducto volcánico normalmente se genera por la solidificación de material magmático en erupciones anteriores (Molist, 2011).

#### **1.4.6 MECANISMOS DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS**

Los magmas pueden ser almacenados en cámaras magmáticas por largos periodos de tiempo (miles de años o más). Estos magmas pueden mantenerse en estados estables o cuasi estables por bastante tiempo antes de la erupción (Kent et al, 2020).

Normalmente, una erupción volcánica ocurre cuando la presión en un reservorio magmático es mayor que el ejercido por parte de la roca circundante. Este aumento de la presión puede ocurrir por: aumento de la presión de volátiles, recarga magmática o rejuvenecimiento del magma.

Los procesos que generan una erupción dejan algunas señales distintivas en las rocas, tales como: variable cristalinidad, texturas específicas, entre otras.

Solo un limitado número de mecanismos de erupción puede ser identificado, siendo la mayoría (>90%) (Kent et al, 2020) generados por la intrusión de un nuevo magma dentro de otro residente, justo antes de la erupción. De todas formas, se han logrado reconocer tres tipos de mecanismos disparadores, dos de ellos relacionados a la intrusión de un magma nuevo y una a la acumulación de fases volátiles.

- 1) *Recarga máfica*: Se ha logrado reconocer en al menos el 37% de las erupciones volcánicas (Kent et al, 2020) es generada cuando a la cámara magmática ingresa un nuevo magma con una composición más básica y menos evolucionada que el magma residente. Es un proceso muy común en volcanes de arco continental. En el registro petrográfico se puede reconocer por la presencia de cristales con zonación inversa y diferentes familias texturales y composicionales del mismo mineral.

Hay un desequilibrio en los ensamblajes minerales, así como también existe una gran cantidad de líquidos máficos o silíceos en vidrios o inclusiones del melt. A escala de campo se pueden observar magmas híbridos, pómez bandeada y otros fenómenos similares.

La intrusión de un material máfico lleva a un cambio en el rango de los volátiles, generando un fenómeno de saturación, se incrementa el volumen y/o la presión interna y hay un cambio convectivo. Los cristales muestran evidencias de largos contrastes de temperatura (>1000°C) asociados con el crecimiento de bordes con extensa disolución mineral o con bordes de reacción. De igual manera, la presencia de microlitos o microfenocristales con firmas básicas dentro de magmas más evolucionados, nos indican un proceso de mezcla inmediatamente antes de la erupción.

- 2) *Rejuvenecimiento*: Proceso similar a la recarga máfica, con la diferencia de que aquí hay una intrusión de un nuevo magma con una composición muy similar a la anterior. Este proceso ocurre en la mayoría de las erupciones (>55%) (Kent et al, 2020).

En contraste con las erupciones causadas por recarga máfica, este tipo de erupciones es más probable, al resultar del incremento en la sobrepresión

relacionada a la adición de un nuevo magma, junto con un incremento en las fuerzas de flotabilidad y/o decaimiento de la viscosidad por cambios en la temperatura y cristalinidad.

En lo que se refiere a la petrografía, este tipo de erupciones se caracteriza por presentar zonación mineral y muestran diferencias más sutiles que en el caso de la recarga máfica. La principal diferencia entre el magma residente y el magma intruído puede ser solo el grado de cristalinidad, con diferencias mínimas en la temperatura. De igual manera podemos encontrar contenido de aglomerados cristalinos, cristales deformados, entre otras evidencias de disgregación de acumulaciones ricas en cristales.

Otra característica importante, es que en este mecanismo se puede encontrar evidencias de zonación inversa sutil, a veces en fases con una estabilidad composicional más limitada como en el olivino, cuarzo o sanidina (Kent et al, 2020). Esto indica una reposición de magma menos evolucionado en términos de elementos incompatibles, pero que era ampliamente similar con respecto a la estabilidad de la fase. De igual manera, existen altos valores de Mg/Fe de los anillos de los cristales de olivino y ortopiroxeno para el caso de rejuvenecimiento máfico (Kent et al, 2020).

El rejuvenecimiento máfico se lo puede encontrar en grandes volcanes escudo, mientras que el rejuvenecimiento félsico se lo encuentra en muchas erupciones silíceas, así como en volcanes de arco (Kent et al, 2020).

- 3) *Saturación de vapor y exsolución*: Este mecanismo es el menos probable, tan solo se ha encontrado en el 7% de las erupciones estudiadas, todas ellas en volcanes de arco (Kent et al, 2020). Modelos petrográficos indican que la saturación de volátiles puede ser un importante mecanismo de erupción para volcanes con largos cuerpos magmáticos silíceos.

La saturación de vapor y el aumento de la presión pueden estar relacionados con la descompresión (*first boiling*), o más comúnmente por un proceso de cristalización (*second boiling*). El movimiento hacia arriba del vapor expulsado desde un cuerpo magmático profundo o la asimilación de una roca

caja alterada hidrotermalmente, también pueden producir un incremento en la presión y saturación de vapor.

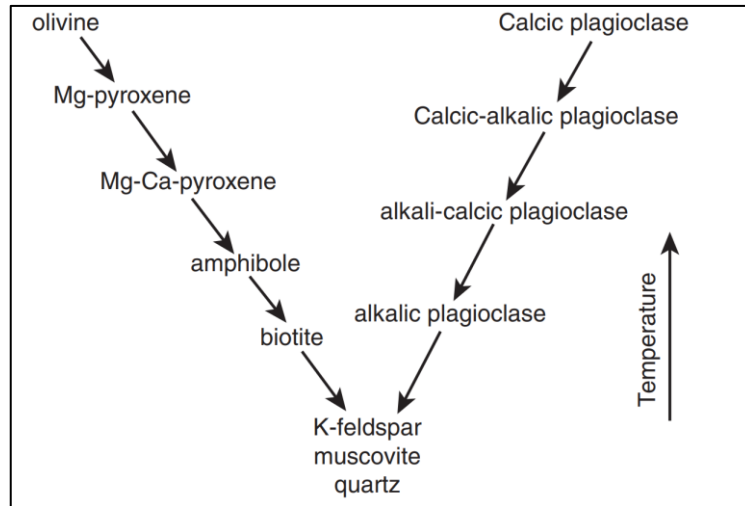
Petrologicamente, la saturación de vapor es más difícil de distinguir. La mayoría de las fases presentan zonación normal y otros cambios relacionados al decaimiento sutil de la temperatura y el aumento de cristalización. De todas formas, los minerales que contienen volátiles, inclusiones de fluidos o zonación mineral de elementos traza que se fraccionan en un vapor exsuelto, pueden registrar cambios progresivos en la saturación y composición del vapor.

#### **1.4.7 FUNDAMENTOS DE PETROLOGÍA ÍGNEA**

En esta sección vamos a definir todos los conceptos básicos de petrología ígnea utilizados en los capítulos siguientes.

Existen varios aspectos que controlan la capacidad de moverse de los magmas. La capacidad de que el magma pueda ascender y salir a la superficie depende principalmente de su composición, la cual afecta sus propiedades físicas. Las diferencias químicas entre cada tipo de magma se deben a cambios composicionales de la roca que funde en el manto y a procesos subsecuentes relacionados a su evolución, tales como el grado de cristalización, grado de asimilación, etc.

Otro proceso que controla la movilidad de los magmas es la cristalinidad. En primer lugar, no todos los minerales se forman a las mismas condiciones. Cada mineral tiene su propio rango de presión y temperatura a la cual es estable y puede cristalizar. La secuencia de cristalización lo podemos observar de manera muy general en la serie de cristalización propuesta por Bowen (1978) en la figura 2.



*Fig. 2. Serie de Bowen (Bowen, 1978). Tomado del libro "Principles of Igneous and Metamorphic Petrology" de J. D. Winter, 2014.*

Dicha serie de cristalización es la base para el proceso de diversificación magmática conocido como cristalización fraccional. Durante un proceso de cristalización fraccional los cristales formados a diferentes condiciones de presión y temperatura se separan gravitacionalmente generando un magma residual con una composición diferente al original (Molist, 2011).

En este trabajo clasificamos a las rocas según su composición en base a la cantidad de sílice ( $\text{SiO}_2$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  según el diagrama TAS (i.e., contenido total de álcalis y sílice, Fig. 3).

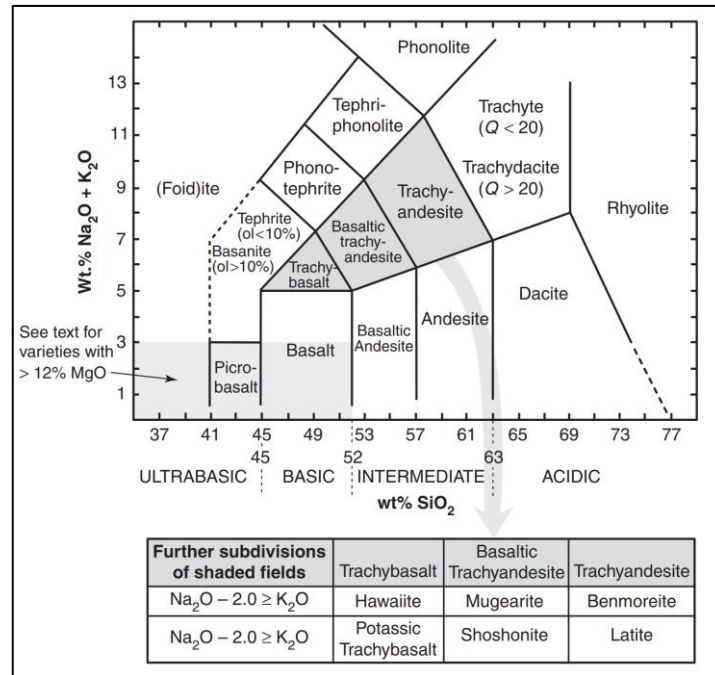


Fig. 3. Diagrama TAS (i.e., contenido total de álcalis y sílice) de Le Bas et al (1986) y Le Maitre et al (2002). Extraído del Libro “Principles of Igneous and Metamorphic Petrology” de J. D. Winter, 2014.

A través de esta clasificación podemos identificar cuatro principales tipos de magmas:

- Magmas félsicos o silíceos (>63 wt.%  $\text{SiO}_2$ )
- Magmas intermedios (52-63 wt.%  $\text{SiO}_2$ )
- Básicos o máficos (45-52 wt.%  $\text{SiO}_2$ )
- Ultrabásicos (<45 wt.%  $\text{SiO}_2$ )

#### 1.4.8 ELEMENTOS MAYORES, MENORES Y ELEMENTOS TRAZA

Se define como elementos mayores a cualquier elemento, expresado como óxido, que tiene una concentración mayor al 1% en magmas y rocas ígneas. Los elementos menores son aquellos que tienen una concentración entre 0.1 a 1 wt.% y pueden sustituir a algunos elementos en minerales principales (ej., Mn sustituye al Fe o al Mg) Por otro lado, un elemento traza se define como cualquier elemento cuya concentración en magmas y rocas ígneas es menor al 0.1 wt.% (Molist, 2011).

El estudio de los elementos traza, elementos mayores y menores, nos puede ayudar a entender de mejor manera los procesos que ocurren dentro de las cámaras magmáticas, así como del origen de los diferentes magmas que encontramos en la superficie. También nos ayudan a clasificar los magmas en diferentes series. Se define como serie magmática a un grupo de rocas ígneas que comparten características químicas (y posiblemente mineralógicas), que además muestran un patrón de variación consistente sugiriendo una relación genética (Winter, 2014).

En el libro de Winter (2014), “Principles of Igneous and Metamorphic Petrology”, se definen dos series magmáticas a través de su contenido de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ):

- a) *Serie alcalina*: enriquecidos en  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
- b) *Serie subalcalina*: empobrecidos en  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

De igual manera, se puede subdividir a las rocas subalcalinas en dos series diferentes:

- a) *Serie toleítica*: enriquecida en Fe
- b) *Serie calco-alcalina*: empobrecida en Fe

Esto lo podemos observar en el gráfico AFM de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 4).

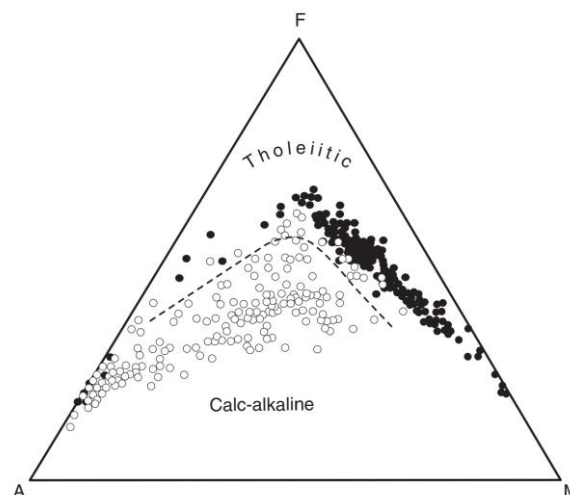


Fig. 4. Diagrama AFM que muestra la distinción entre rocas toleíticas de Islandia, Ridge Medio Atlántico, los basaltos de Columbia River y Hawaii, con las rocas calco-alcalinas de Cascade. (Irvine y Baragar, 1971)

Por otro lado, a través del contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vamos a obtener 3 series magmáticas diferentes:

- a) *Peralumínica*:  $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$
- b) *Metalumínica*:  $\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (Ca en exceso)
- c) *Peralkalina*:  $\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (muy poco Ca)

Cada serie magmática está asociada a un ambiente geodinámico, siendo la serie calco-alcalina una de las más destacables ya que solo se encuentra en un ambiente de subducción (Molist, 2011).

#### 1.4.9 TEXTURAS EN LAS ROCAS ÍGNEAS:

La petrografía es una rama de la petrología que se basa en la descripción y clasificación de las rocas. Existe una gran variedad composicional, estructural y textural de las rocas ígneas, las cuales nos demuestran la gran variedad de condiciones a las cuales los magmas se enfrían y cristalizan. La nucleación y crecimiento de los minerales, así como la eficiencia con que ellos se equilibran con el fundido que se enfría, dependen de las propiedades fisicoquímicas de cada sistema y la velocidad de enfriamiento del cuerpo intrusivo y la roca caja. Las relaciones entre los minerales y/o vidrio nos brindan importante información acerca de la génesis e historia de las rocas (Winter, 2014).

Se conoce como textura al aspecto general de una roca basada en el tamaño, forma y ordenamiento de los cristales. Normalmente este término se utiliza para observaciones a escalas pequeñas, mientras que el término fábrica se utiliza para observaciones mesoscópicas e incluye tanto a la textura, como a la estructura de una roca.

Las fábricas en rocas ígneas son el resultado de diversos procesos y pueden ser agrupadas en dos clasificaciones principales:

- a) *Primarias*: se forman durante el enfriamiento y cristalización del magma, y son resultado de interacciones entre los minerales y el fundido.



- b) *Secundarias*: son alteraciones que sufre la roca después de haber alcanzado el estado sólido.

Según el libro de “Atlas de las Rocas Ígneas y sus Texturas” de W. S. Mackenzie et al., (1996), las texturas en las rocas ígneas podemos clasificarlas según el grado de cristalinidad, el tamaño de grano o dependiendo de la interacción que muestran los minerales con el vidrio u otros minerales.

En primer lugar, según el grado de cristalinidad podemos definir tres texturas diferentes:

- a) *Holocristalina*: todos sus componentes son cristales.
- b) *Hipocristalina*: coexisten cristales y vidrio.
- c) *Holohialina*: la roca se compone únicamente por vidrio.

Por otro lado, según el tamaño de grano podemos encontrar las texturas:

- a) *Porfirítica*: fenocristales o cristales de un gran tamaño relativo, en una matriz formada por cristales más pequeños o vidrio.
- b) *Porfirítica seriada*: cuando en la textura porfirítica hay una transición gradual del tamaño entre la matriz y los fenocristales, de forma que también las granulometrías intermedias están representadas.
- c) *Glomeroporfídica*: los cristales están adheridos en grupos formando “grumos” o aglomeraciones.
- d) *Fanerítica*: en rocas holocristalinas, cuyos cristales son bien visibles.
- e) *Afanítica*: los constituyentes de la roca son tan pequeños que no son visibles a simple vista.
- f) *Microcristalina*: contienen cristales finos que solo son observables con ayuda del microscopio.
- g) *Criptocristalina*: los cristales son tan pequeños que ni siquiera son visibles con ayuda del microscopio.

Por último, también podemos definir varias texturas dependiendo de otros parámetros como la interacción de los minerales con el vidrio u otros minerales.

- 1) *Acumulada*: existe una acumulación de cristales por densidad o crecimiento cristalino, formando capas o niveles diferenciados en un complejo estratiforme; solo presente en rocas máficas y/o ultramáficas.
- 2) *Afieltrada*: matriz holocristalina compuesto por microlitos (generalmente de feldespatos) apretados y entrecruzados de forma irregular.
- 3) *Amigdaloides*: textura propia de las rocas volcánicas cuyas vesículas están rellenas por minerales secundarios.
- 4) *Bandeada*: se observan bandas paralelas, alternantes, que se pueden diferenciar por su color, textura, etc.
- 5) *Corona*: formación de una zona concéntrica (sobre un mineral primario), de otros minerales debido a una reacción mineral. Esta textura es típica de las rocas metamórficas, pero también la podemos encontrar en rocas ígneas.
- 6) *Fluidal*: término general utilizado para texturas de flujo caracterizadas por una disposición subparalela de los microlitos y otros cristales tabulares.
- 7) *Ofítica*: cristales tabulares (idiomorfos) de plagioclasa (pl), entrecruzados e incluidos en una masa cristalina de piroxenos (px) de mayor tamaño.
- 8) *Subofítica*: caso particular de la textura ofítica, donde hay abundantes cristales de pl, cuya longitud excede a la longitud de los cristales de px.
- 9) *Hialofítica*: caso particular de la textura subofítica con vidrio en lugar de px.
- 10) *Intergranular*: Formada por microlitos de pl, cuyos espacios intersticiales están ocupados por grados de minerales ferromagnesianos (olivino (ol), px, minerales opacos), sin orientación.
- 11) *Intersertal*: similar a la intergranular, pero con los espacios intersticios ocupados por vidrio, material criptocristalino o minerales no granulares.
- 12) *Masiva*: homogénea sin orientación, bandeamiento u otros rasgos diferenciales.
- 13) *Orientada*: compuesta con cristales que presentan una dirección preferente.

- 14) *Pilotáxica*: textura fluidal de las rocas volcánicas básicas o intermedias, caracterizada por la disposición subparalela de los microlitos de pl. En los espacios intersticios precipita material microcristalino o vidrio.
- 15) *Poikilítica*: también llamada en criba, la cual se caracteriza por la existencia de pequeñas y frecuentes inclusiones minerales en un cristal relativamente grande.
- 16) *Vesicular*: con vesículas o cavidades redondeadas que se forman en rocas volcánicas generadas por la exsolución de volátiles del magma por enfriamiento o descompresión.
- 17) *Textura en tamiz*: el líquido comienza a corroer el cristal e indica un desequilibrio mineral dentro del magma.
- 18) *Reabsorción*: cristales amorfos con grandes inclusiones de vidrio en su interior la cual también indica un desequilibrio mineral dentro del magma.

Algo que también es importante definir es la zonación composicional que se define como el cambio en la composición del mineral desde el centro hasta los bordes y se forma durante su crecimiento (i.e., durante el enfriamiento). La zonación composicional también se puede generar por cambios en las condiciones de la cámara magmática.

La zonación es producida cuando el equilibrio entre el mineral y el fundido no se mantiene y se forman nuevas capas minerales con diferente composición sobre las antiguas. En las plagioclasas, el equilibrio requiere un intercambio de Al-Si, lo cual es difícil por la fuerza de las uniones de Si-O y Al-O. Como la difusión del Al es baja, el zonamiento en la pl es común. Existen dos tipos de zonación en las plagioclasas:

- a) *Zonación normal*: núcleo rico en anortita y borde más albitico
- b) *Zonación inversa*: interior más sódico y exterior más cálcico

La zonación puede ocurrir por la inyección de nuevos pulsos magmáticos más básicos y calientes que el magma residente en una cámara magmática y también se puede generar por pérdida de agua o ingreso de agua al sistema. Los

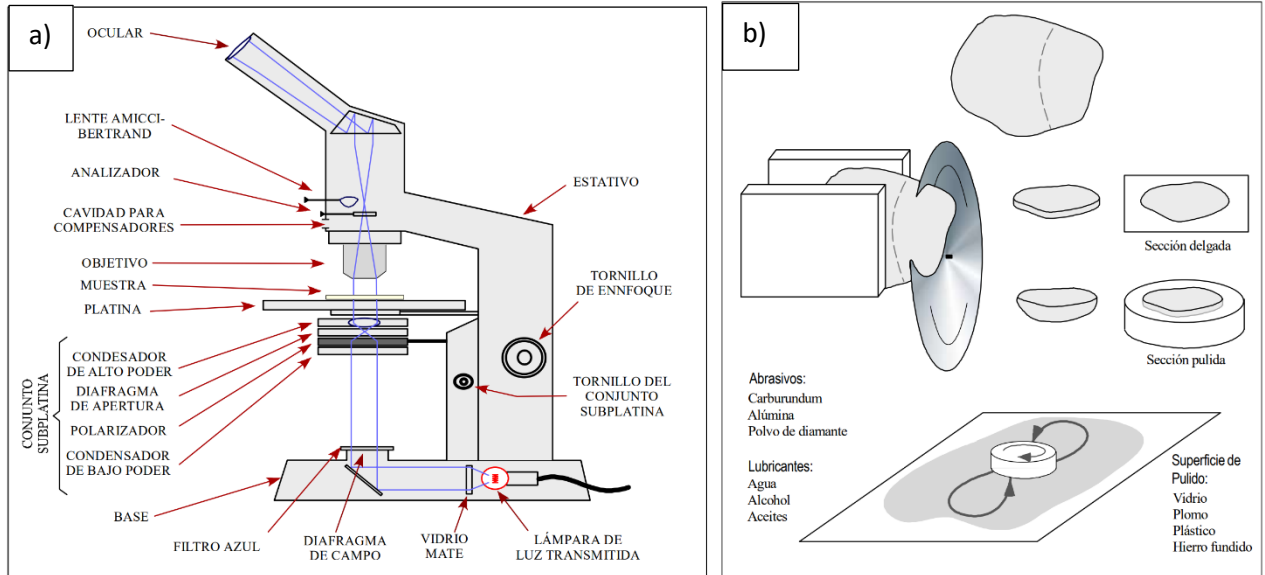
minerales también suelen presentar corrosión en los anillos, lo cual indica cambios composicionales abruptos (zonación oscilatoria).

#### **1.4.10 LÁMINAS DELGADAS Y MICROSCOPIO PETROGRÁFICO**

El microscopio petrográfico (Fig. 5 a) es una de las herramientas más utilizadas en los estudios geológicos y sirve para la identificación de minerales y descripción de texturas. El microscopio petrográfico consiste en un equipo que convierte la luz natural en luz polarizada (i.e., produce luz en una sola dirección) con la ayuda de un polarizador. La presencia de dicho polarizador es la principal característica que lo diferencia de otros microscopios. Al usar un solo polarizador a la salida de la fuente de luz, se obtiene un sistema de luz polarizada plana (LPP), mientras que al usar dos láminas polaroides, una adicional ubicada después de que la luz interacciona con la muestra, obtenemos un sistema de luz polarizada cruzada (XLP) o también conocida como nicols cruzados. El uso de LPP y XLP nos ayuda a identificar diferentes propiedades de los minerales, tales como: color, birrefringencia, pleocroísmo, relieves, maclas, etc. El microscopio petrográfico contiene tres sistemas principales:

- 1) *Sistema mecánico*: compuesto por el armazón del equipo, el cual le da soporte y estabilidad.
- 2) *Sistema óptico*: consiste en el conjunto de oculares, lentes y objetivos del microscopio.
- 3) *Sistema de iluminación*: utilizado en microscopía por transparencia y cambia dependiendo de las propiedades ópticas que se desea analizar.

De manera general, podemos decir que el microscopio petrográfico se utiliza cuando los minerales no son observables a simple vista, ni tampoco con la ayuda de una lupa. De manera general, el límite inferior para que los cristales sean visibles en el microscopio es de alrededor de 10  $\mu\text{m}$  y una vez sobrepasado este límite es necesario utilizar otras herramientas como el microscopio electrónico.



*Fig. 5. a) Partes del microscopio petrográfico de luz transmitida. b) Preparación de láminas delgadas y secciones pulidas. (L. H. Chirif, 2010)*

El microscopio petrográfico requiere de una preparación especial de las muestras a analizar (Fig. 5 b). En primer lugar, es necesario una rigurosa selección de la parte de la roca que se quiera estudiar como, por ejemplo: una vetilla, una capa fundamental de la roca, un mineral en específico, etc. Para el estudio de minerales opacos se realiza una sección pulida, mientras que para el análisis de minerales transparentes se realiza una lámina delgada (Chirif, 2010).

Es importante mencionar que, si la muestra es muy deleznable o delicada, es necesario impregnarla con una resina al vacío, para que la muestra tenga mayor cohesión. El siguiente paso es realizar el corte de la porción seleccionada de la muestra. En el caso de una lámina delgada, es necesario hacer dos cortes paralelos, con una separación de aproximadamente 1 mm para después pulir una cara y pegarla sobre un portaobjeto. Una vez que la pega se ha secado, es necesario pulir la cara expuesta de la muestra con abrasivos cada vez más finos,

hasta que desaparezcan las irregularidades hasta obtener un grosor de 30  $\mu\text{m}$  (Chirif, 2010). Finalmente, la lámina debe ser cubierta con un cubreobjeto.

## **2 METODOLOGÍA**

En el presente capítulo se describe el procedimiento utilizado para describir las láminas delgadas, los pasos que se siguieron para realizar el conteo modal, así como también se describe el programa utilizado para el análisis geoquímico de las muestras.

Este trabajo tiene un enfoque cuali-cuantitativo de tipo descriptivo-explicativo, debido a que se realizará una descripción a detalle de las láminas delgadas obtenidas de las muestras de los productos volcánicos del volcán Puñalica.

### **2.1 DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS**

Las láminas delgadas descritas en los siguientes capítulos corresponden a varios tipos de productos volcánicos (i.e., tefras, bombas y lavas) emitidos por el volcán Puñalica. La descripción de las láminas delgadas es un procedimiento relativamente sencillo y rápido. En primer lugar, se eligieron las láminas más importantes que corresponden a aquellas de las cuales se tenían datos geoquímicos. Una vez seleccionadas las láminas más importantes, se procedió a observarlas bajo el microscopio petrográfico marca Zeuss y se las clasificó en diferentes grupos según sus texturas basándonos en el porcentaje y tamaño de las vesículas, la forma y tamaño de los cristales, así como también la presencia o no de texturas fluidales. Nos basamos en estos aspectos ya que estas propiedades son las más fáciles de distinguir a simple vista. El siguiente paso fue realizar una descripción detallada de estas láminas. Se observó bajo el microscopio petrográfico cada una de las láminas de todos los grupos definidos anteriormente y se procedió a describir cada una de las muestras. Para la identificación y descripción de las texturas nos basamos en libro “Atlas de las Rocas Ígneas y sus Texturas” escrito por Mackenzie et al. (1996).

Aparte de la descripción de las texturas, en este trabajo se definieron familias minerales. Esto consistió en definir grupos de cristales de un mismo mineral con características similares, los cuales nos pueden otorgar información importante sobre las condiciones en las cuales se formaron.

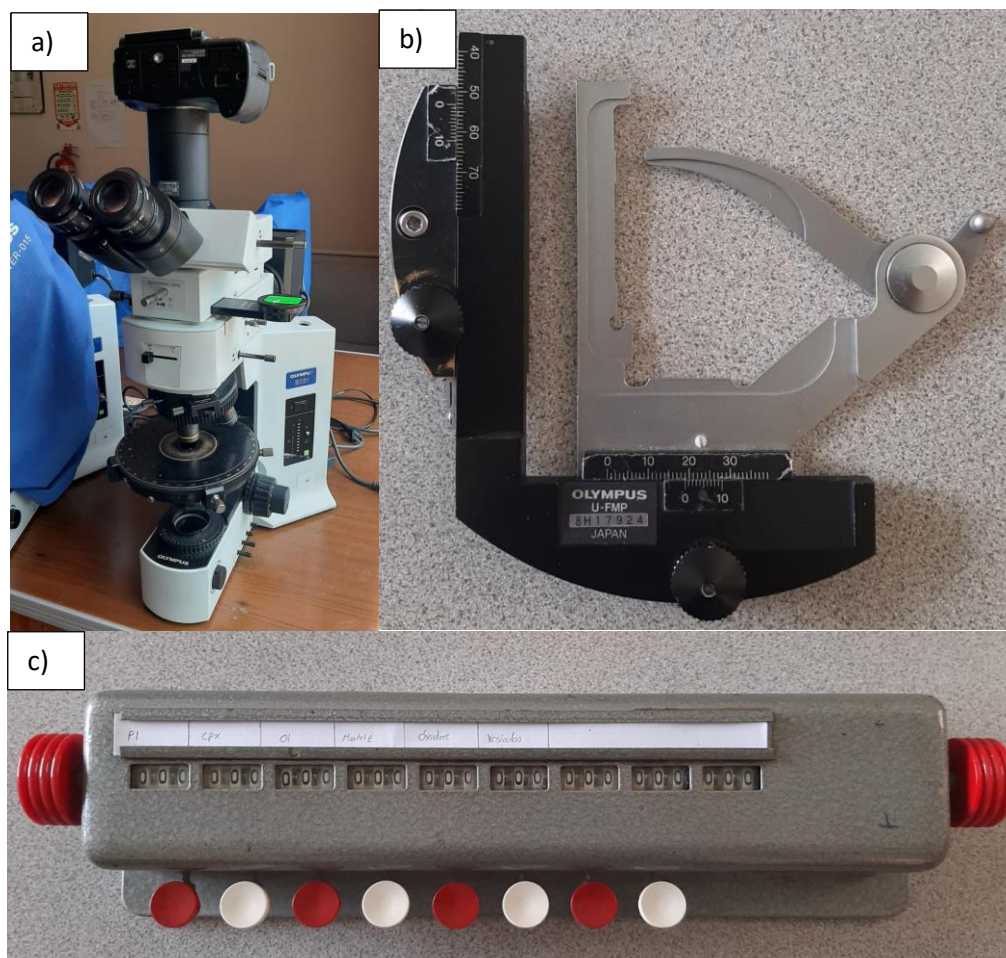
Por ejemplo, para la plagioclasa se clasificaron las familias según el tamaño del mineral, luego basados en la forma de los cristales (euhedrales, anhedrales o subhedrales) y finalmente según la presencia, inclusiones o zonaciones, entre otras características.

Este mismo procedimiento lo realizamos para otros minerales como ol, clinopiroxeno (cpx) y pl.

## **2.2 CONTEO MODAL**

Una vez definidas todas las familias minerales presentes en nuestras muestras, procedimos con el conteo modal. Este es un procedimiento manual realizado para encontrar el porcentaje exacto de cada mineral en nuestras láminas delgadas. En nuestra investigación se realizó el conteo modal de 15 láminas, con al menos 3 muestras de cada uno de los grupos definidos mediante sus texturas.

El conteo modal se realizó usando un microscopio de marca Olympus, y se determinó el porcentaje de minerales, vesículas, óxidos o matriz. Todas las herramientas utilizadas las podemos encontrar en la figura 6.



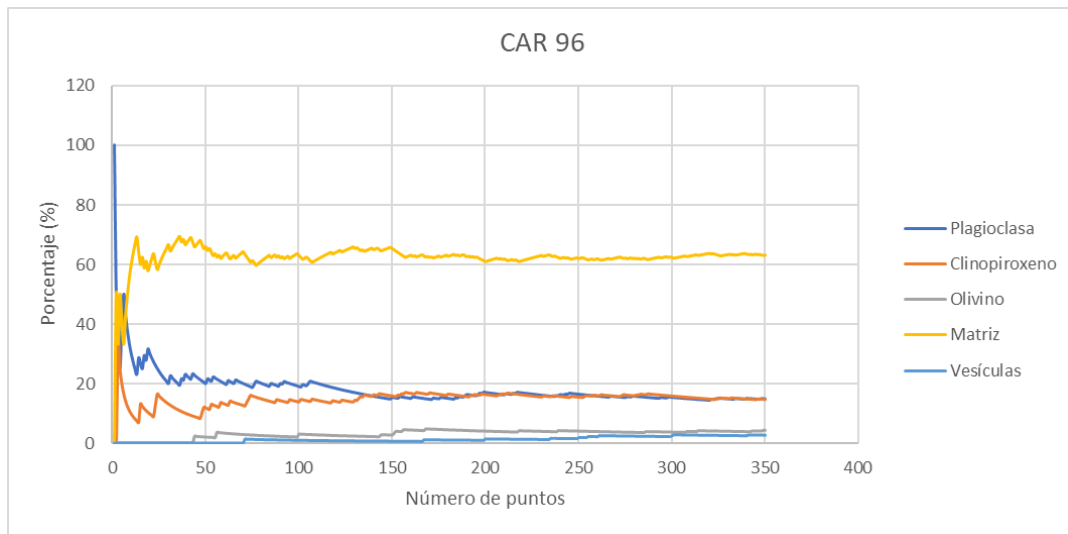
*Fig. 6. a) Microscopio marca Olympus. b) Regleta marca Olympus utilizada para conteo modal. c) Contador manual con las etiquetas de los nombres de cada componente que podemos encontrar en las muestras analizadas.*

Para realizar el conteo modal se contaron más de 350 puntos separados 1mm en cada lámina.

En cada punto se observó el componente que estaba centrado en el microscopio y se marcaba en el contador metálico para no perder la cuenta. Una vez registrado el componente de dicho punto, procedemos a mover la lámina un milímetro de forma horizontal y se repite el último paso hasta llegar al borde derecho de la lámina. Una vez recorrido todo el ancho de la muestra movemos la lámina un milímetro hacia abajo y procedemos a repetir el procedimiento anterior. Se demuestra que la malla de 350 puntos es suficiente para estabilizar los porcentajes



de cada uno de los componentes y así tener valores muy precisos, tal como podemos observar en la figura 7.



*Fig. 7. Variación de los porcentajes de cada componente con el número de puntos analizados en una muestra. Se observa que el porcentaje de cada componente se estabiliza luego de contar 150 puntos.*

## 2.3 ANÁLISIS GEOQUÍMICO

Para el análisis de elementos mayores, el procedimiento analítico estándar es detallado en el trabajo de Le Voyer et al. (2008). Por otro lado, el análisis de roca total se realizó mediante la técnica XRF y LA-ICP-MS detallada de mejor manera en el trabajo de Narváez et al. (2023).

Los datos se analizaron mediante el programa “*GCDkit*”, el cual es una extensión del programa R utilizada específicamente para el análisis geoquímico de rocas y minerales.

### 3 RESULTADOS

#### 3.1 FAMILIAS TEXTURALES DE LÁMINAS DELGADAS:

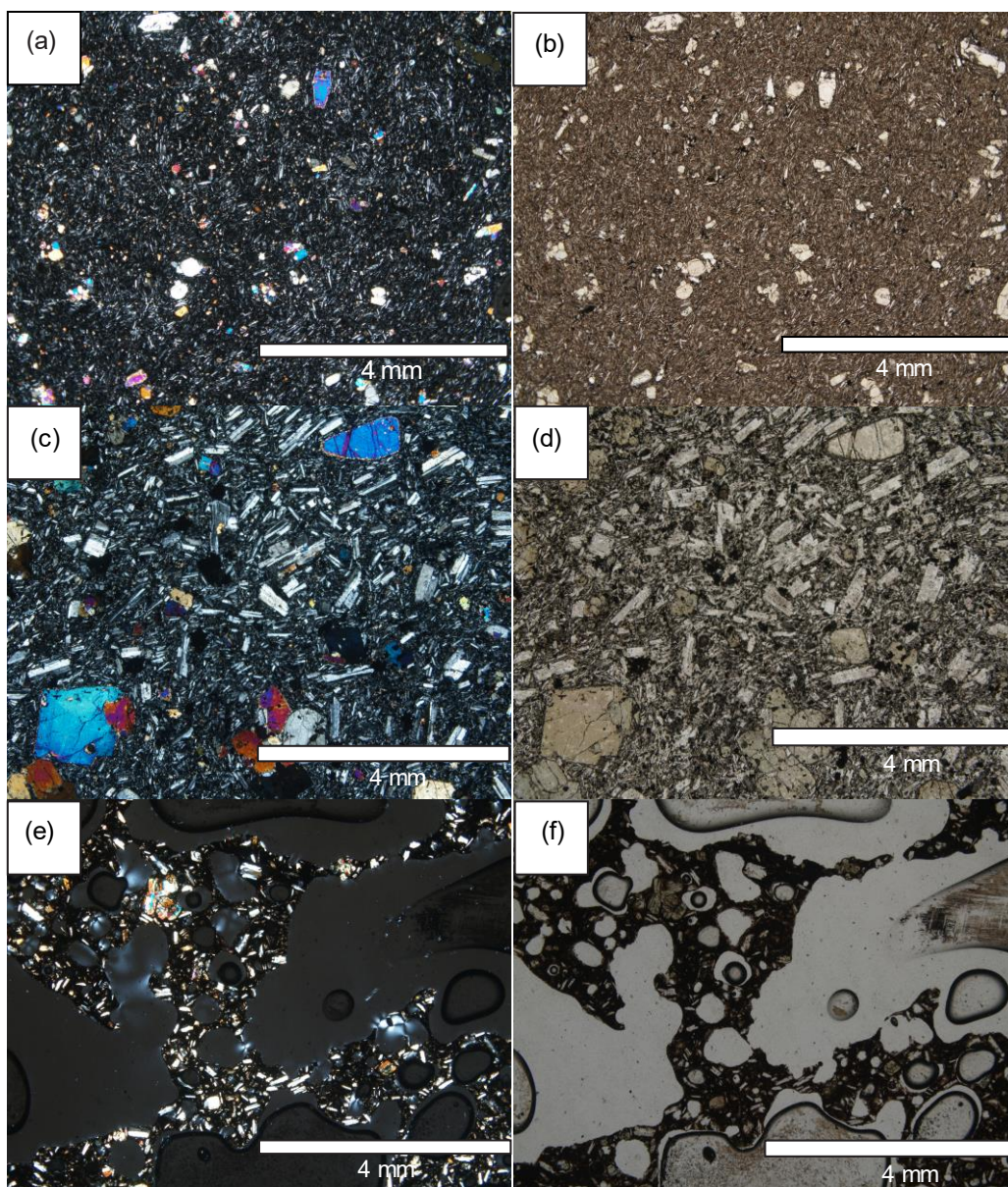
El objetivo principal de este proyecto es el estudio de láminas delgadas. Para facilitar la descripción de las muestras se definieron familias de láminas en función de su textura y también familias de minerales en función de su apariencia. En cuanto a la textura de las láminas delgadas se definieron 3 diferentes grupos.

- 1) *Familia textural 1*: láminas con una matriz microcristalina formada por microlitos de pl y vidrio. Los microlitos son generalmente pequeños (<1 mm) y representan un 10% del área de la lámina. La matriz presenta una clara estructura fluidal (pilotáxica) y representa un 93% de la lámina (Fig. 8a, b). El cpx en esta familia no es muy común y se presenta formando aglomeraciones (cpx, 1-3 mm) o microlitos (<1 mm) en la matriz que en su mayoría son subhedrales y euhedrales. El ol puede estar presente con forma anhedral y tamaños que varían de 1 a 4 mm. Generalmente el olivino no forma aglomeraciones con otros minerales. Se encontraron pequeños cristales de pl (1-2mm) en las muestras de esta familia, los cuales tienen maclas polisintéticas y simples, así como en algunos casos también se encontraron pl con maclas en cruz. De todas formas, la mayoría de los cristales de pl en estas muestras aparecen como microlitos.
- 2) *Familia textural 2*: láminas delgadas que muestran mayor cristalinidad que la familia 1. La matriz es microcristalina (<1mm) formada por pl, cpx y vidrio (Fig. 8c, d) y representa un porcentaje <73%. Los fenocristales son también de pl y cpx los cuales alcanzan varios milímetros de largo (hasta 4 mm) y generalmente forman aglomeraciones. El olivino al igual que en la familia 1 puede estar presente, sin embargo, al igual que el resto de los minerales los tamaños son mayores (hasta 4 mm). La principal diferencia con la familia 1 son la gran cantidad de fenocristales o menor porcentaje de matriz.
- 3) *Familia textural 3*: láminas que contienen cristales de pl, cpx (hasta 5 mm) y vesículas de gran tamaño (Fig. 8e, f). Los minerales son generalmente subhedrales y euhedrales y algunos se encuentran fragmentados.

Una clasificación de las láminas por familias de texturas se muestra en la tabla 1.

<b>Familia</b>	<b>Láminas</b>	<b>Unidad</b>
<b>1</b>	RIO 1B	Lava
	RIO 2B	Lava
	RIO 19	Lava
<b>2</b>	RIO 21	Lava
	CAR-21-07	Bomba
	RIO 20A	Lava
	CAR-100	Lava
	RIO 17A	Lava
	CAR-107	Lava
	CAR-96	Bomba
	RIO 18	Lava
<b>3</b>	CAR-21-08-B	Bomba
	CAR-114A	Lava
	CAR-21-08A	Bomba
	CAR-71	Lava
	RIO 17B	Lava
	CAR-97	Lava
	CAR-102	Lava
	CAR-113B	Bomba
	CAR-98	Lava
	CAR-83A	Escoria
	CAR-21-06B	Bomba

*Tabla 1. Clasificación de láminas en función de las familias texturales en la que también se muestra el tipo de depósito.*



*Fig. 8. (a) y (b) corresponde a la muestra RIO 1B observada bajo LPP y XLP, respectivamente, y que corresponde a la familia textural 1. (c) y (d) corresponden a la muestra RIO 18 observada bajo LPP y XLP, respectivamente, y corresponde a la familia textural 2. (e) y (f) muestran a la lámina CAR-21-06A en LPP y XLP, respectivamente, y es representativa de la familia textural 3.*

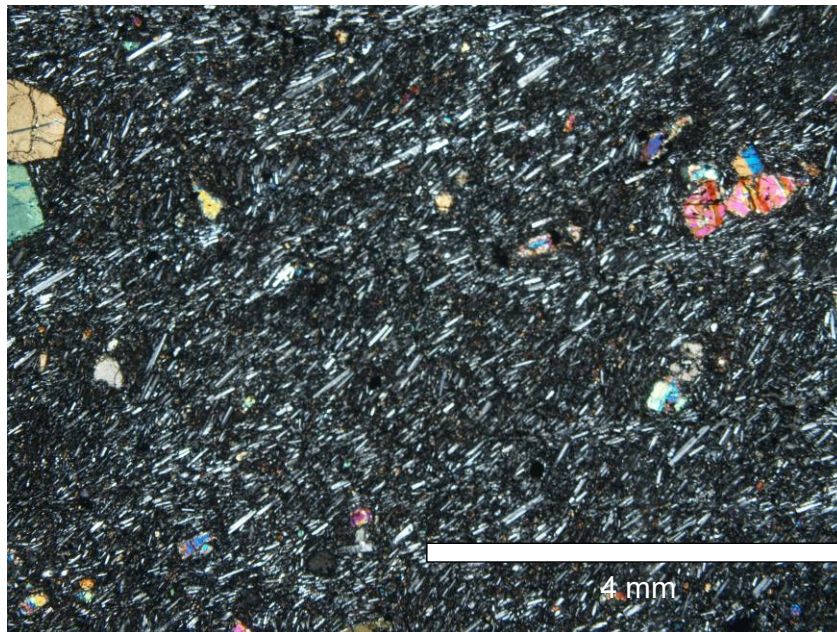
### **3.2 FAMILIAS MINERALES:**

Con el fin de obtener una descripción completa de las láminas delgadas del volcán Puñalica se separaron los minerales en familias de la siguiente manera.

### 3.2.1 PLAGIOCLASAS:

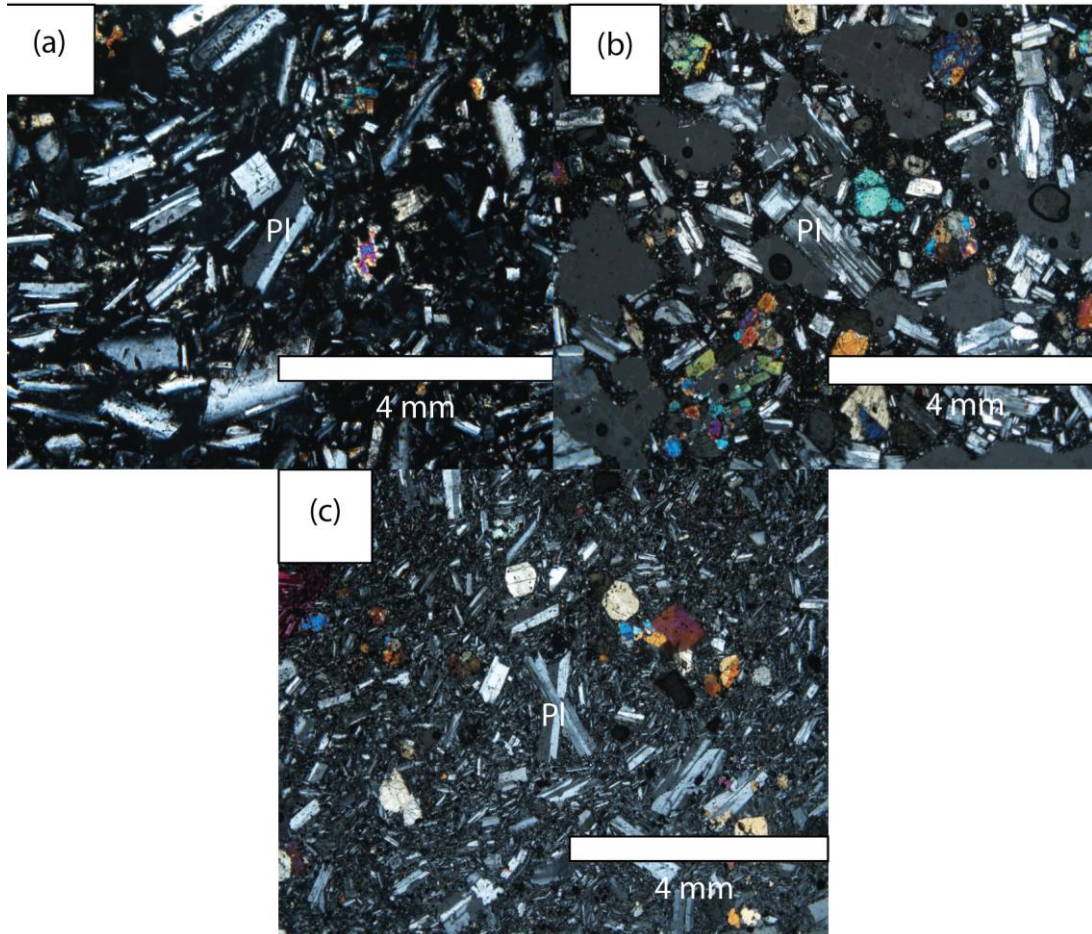
En este trabajo se encontró un total de 4 familias de plagioclasas:

- 1) *Microlitos de plagioclasa*: poseen un tamaño  $<1$  mm. Los cristales tienen una forma euhedral-subhedral y en algunos casos se puede observar cristales con macla simple o minerales fragmentados. Los microlitos están dispuestos de manera subparalela mostrando una clara textura fluidal (pilotáxica, Fig. 9). Esta familia de pl se puede observar en la familia textural 1.



*Fig. 9. Microlitos de pl mostrando una textura pilotáxica (RIO 2B).*

- 2) *Plagioclasas macladas no zonadas*: en general, todas las pl se muestran euhedrales a subhedral y con tamaños entre 1-3mm y no muestran zonación aparente. Este grupo de pl han sido subdivididos en 3 subgrupos según su tipo de macla (Fig. 10a, b, c):
  - 2.a Macla simple
  - 2.b Macla polisintética
  - 2.c Macla en cruz



*Fig.10. Fotografías de pl presentes en las láminas mostrando diferente macla. (a) Pl con macla simple en la lámina RIO 17-A. (b) Pl con macla polisintética en la lámina CAR-71. (c) Pl con macla en cruz en la lámina RIO 18.*

3) *Plagioclasas zonadas*: la mayoría tienen formas subhedrales, aunque también podemos encontrar cristales euhedrales con tamaños entre 2-3 mm. Este grupo de pl ha sido dividido en dos subgrupos (Fig. 11a, b):

- a) *Zonadas y macladas*: pueden tener macla simple o polisintética
- b) *Zonadas sin maclas*: solo poseen zonación

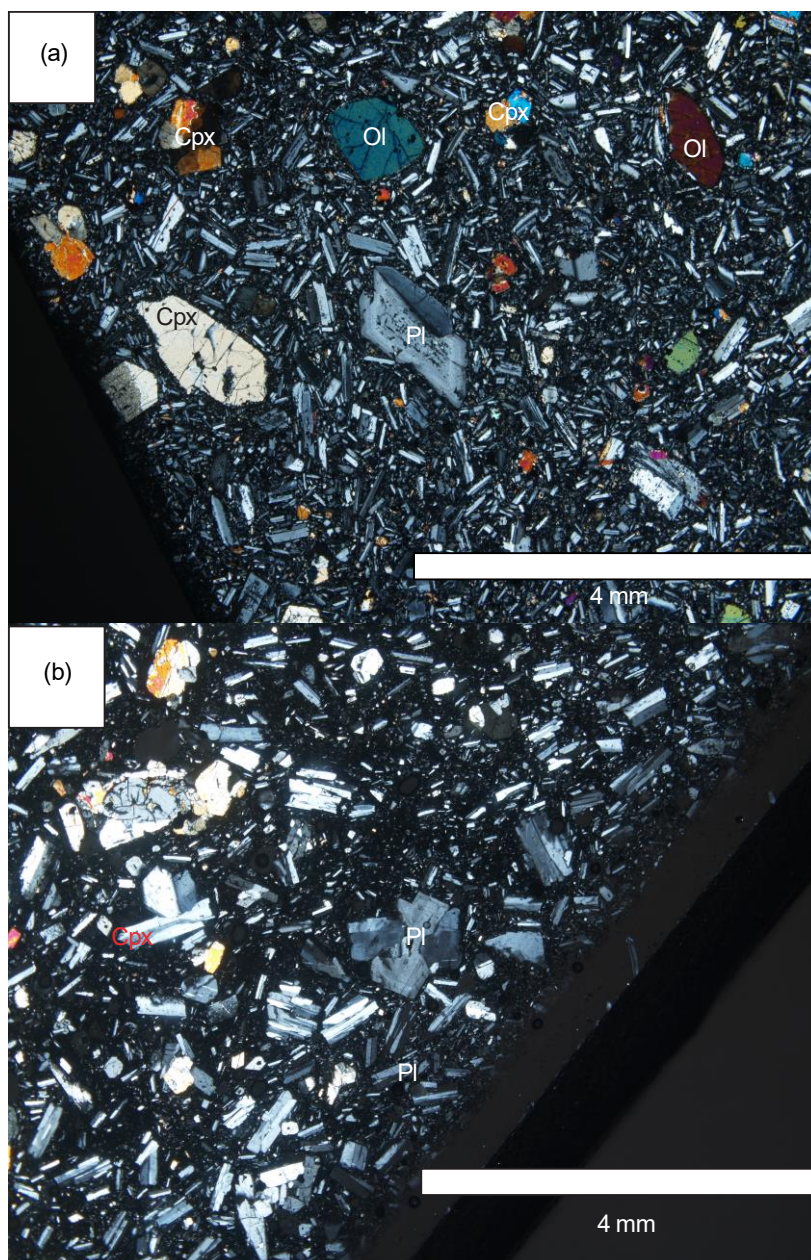


Fig. 11. Tipos de pl zonadas. (a) Pl zonada sin maclas en la lámina RIO 20A. (b) Pl zonada y maclada (macla en cruz), lámina CAR-21-07.

4) *Plagioclasas con inclusiones*: la mayoría de los cristales de plagioclasa, excepto en los microlitos, poseen inclusiones. A través del tipo de inclusión se pueden definir 2 subgrupos (Fig. 12a, b):

a) *Pl con inclusiones magmáticas*: se ven como burbujas de diversos tamaños y son completamente isótropos.

b) *Pl con inclusiones minerales*: normalmente, este tipo de inclusiones tienen formas más regulares. Las inclusiones poseen colores de interferencia blancos y grises de primer orden y normalmente aparece solo una inclusión dentro del cristal de pl.

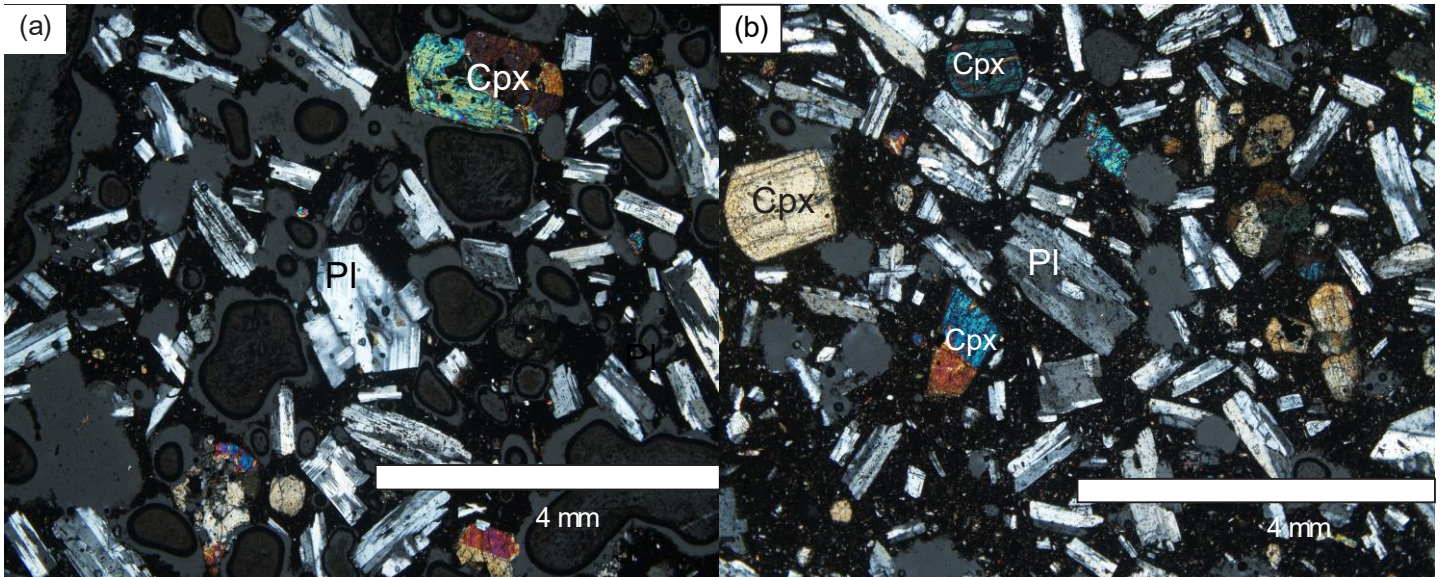


Fig. 12. (a) *Pl con inclusiones magmáticas en la lámina CAR-21-08B.* (b) *Pl con inclusión mineral en la lámina CAR-112.*

5) *Pl con textura esquelética*: Normalmente están compuestos por un cristal de plagioclasa saturado de inclusiones magmáticas, rodeado por un nuevo cristal de plagioclasa zonado y a veces maclado (Fig. 13). La parte externa del cristal posee mucho menos inclusiones que los centros. De igual manera la parte tiende a ser euhedral y crece alrededor de un núcleo que muestra reabsorción o bordes anhedrales. Vale recalcar que el cristal interior siempre está delineado por un anillo de inclusiones magmáticas. Normalmente estos cristales aparecen con un tamaño de 1 a 6 mm. Este tipo de textura se conoce también como “epitáctica” la cual está caracterizada por el sobrecrecimiento de un cristal sobre otro del mismo mineral.

Para esta familia existen 3 casos:

- a) Tanto el cristal del centro como el exterior se encuentran maclados
- c) Solo el cristal externo presenta maclas



d) Ninguno de los dos cristales presenta maclas

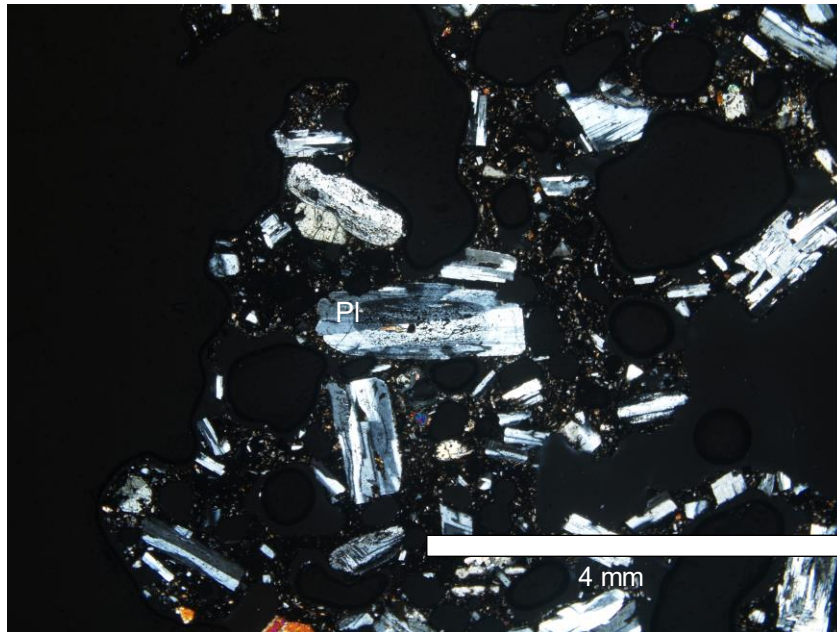


Fig. 13. Cristal esquelético de Pl en la lámina CAR-21-08A. Tanto el cristal externo como interno están maclados (macla polisintética).

### 3.2.2 CLINOPIROXENOS:

Los cristales de cpx son fácilmente reconocibles por su color verde pálido en LPP y colores de interferencia de 2do orden (amarillos y tomates) en XLP. Algunos cpx muestran colores de interferencia de 3er orden (rosados, tomates, verdes y azules) similares a los olivinos, pero los olivinos son incoloros en LPP. En unos pocos casos, los cpx también aparecen con colores de interferencia de 1er orden (grises). De manera general, los cristales de clinopiroxeno aparecen con un tamaño que va desde <1 hasta 2 mm y en algunos casos poseen inclusiones magmáticas.

Los cpx también fueron divididos en familias según la forma de los cristales y el tipo de cumulatos que se encontraron en las láminas.

1. *Clinopiroxenos euhedrales*: normalmente zonados sin formar cumulatos. Estos cristales normalmente tienen formas euhedrales. La zonación se distingue por los cambios de colores de interferencia en el centro del cristal con respecto a la parte externa (Fig. 14). Se muestran con colores de

interferencia de 2do a 3er orden y en algunos casos, tanto el cristal del centro como el que lo rodea, presentan macla simple. En algunos casos también se encuentran recrecimientos epitáxicos en estos cristales.

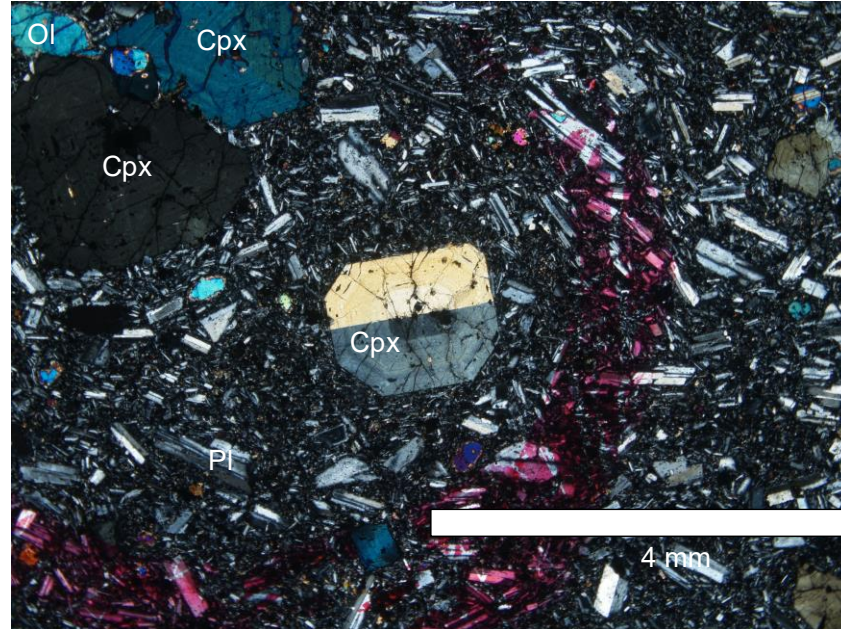


Fig. 14. Cristal de cpx euhedral zonado (lámina RIO 18) y maclado.

2. *Clinopiroxeno formando cumulatos*: En la mayoría de las láminas podemos observar que los cpx forman cumulatos. Los diferentes tipos de cumulatos son clasificados según los componentes que los conforman (Fig. 15 a, b, c):

a) *Cumulatos de cpx-cpx*: los cumulatos están formados por 2 o más cristales de cpx de tamaños que van desde 2 hasta 4mm. Los cpx poseen formas anhedrales y subhedrales. De manera general los cumulatos de 2 cristales tienen clinopiroxenos con formas más euhedrales, mientras que los que están formados por más de 2 cristales tienen formas subhedrales (hasta anhedrales en algunos casos). Los cristales euhedrales en cumulatos son más raros que los anhedrales y subhedrales.

b) *Cumulatos formados por ol-cpx*: comúnmente formados por 2 cristales, uno de cpx y otro de ol, aunque también se han encontrado algunos casos donde hay un mayor número de cpx. Estos cpx pueden tener tamaños de hasta 2mm. De manera

general, el ol se muestra anhedral mientras que el cpx aparece con forma subhedral-anhedral. Es el tipo de cumulato menos común encontrado en las láminas delgadas de este volcán.

- c) *Cumulatos de cpx-pl-ol*: son los cumulatos de mayor tamaño (hasta 6mm). En estos cumulatos se pueden observar cristales anhedrales de ol junto con cristales anhedrales y subhedral de cpx. Entre los cristales de cpx podemos encontrar cristales de pl subhedral. Debido a que entre los espacios de la pl están creciendo los cristales de cpx, se puede decir que estos cumulatos presentan una textura intergranular.

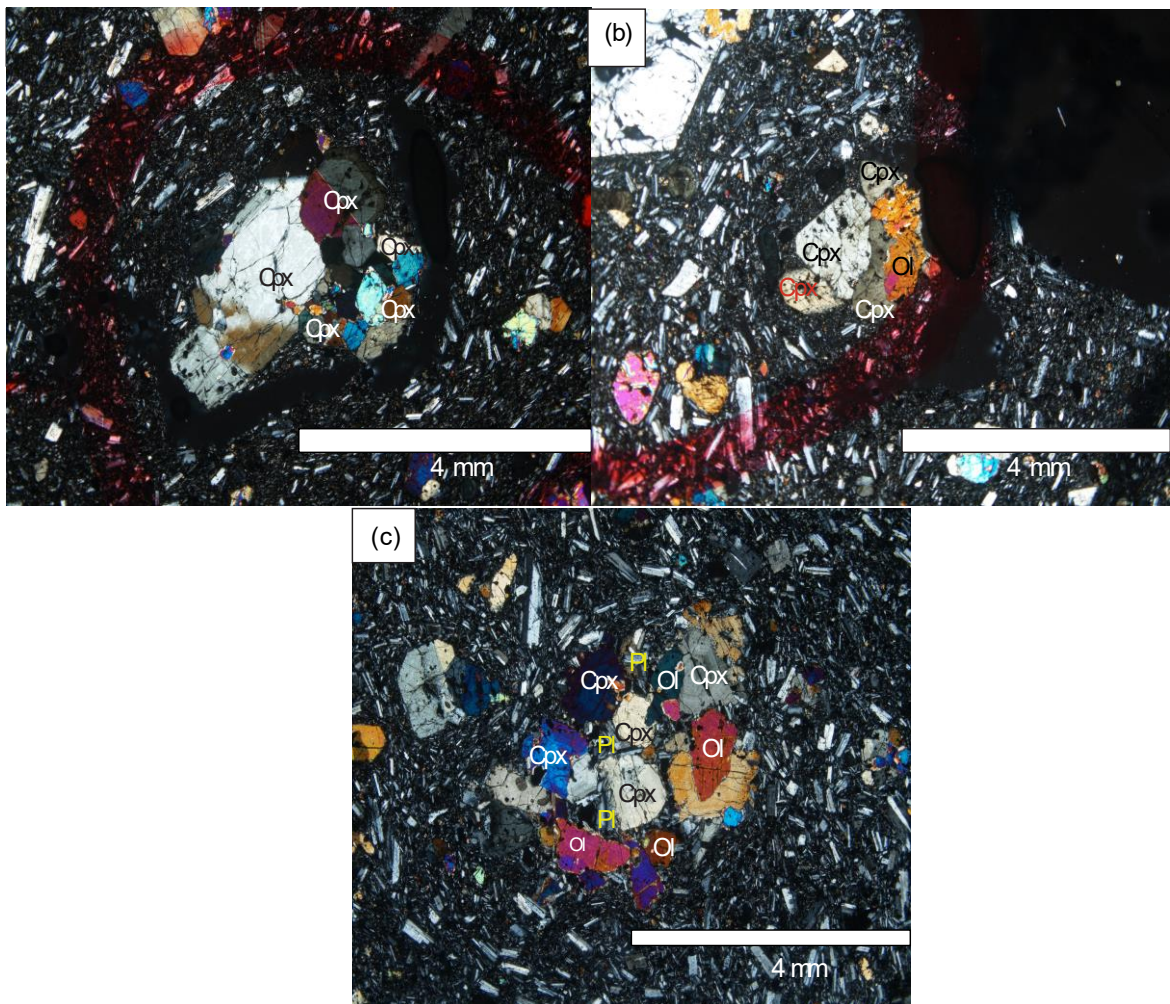
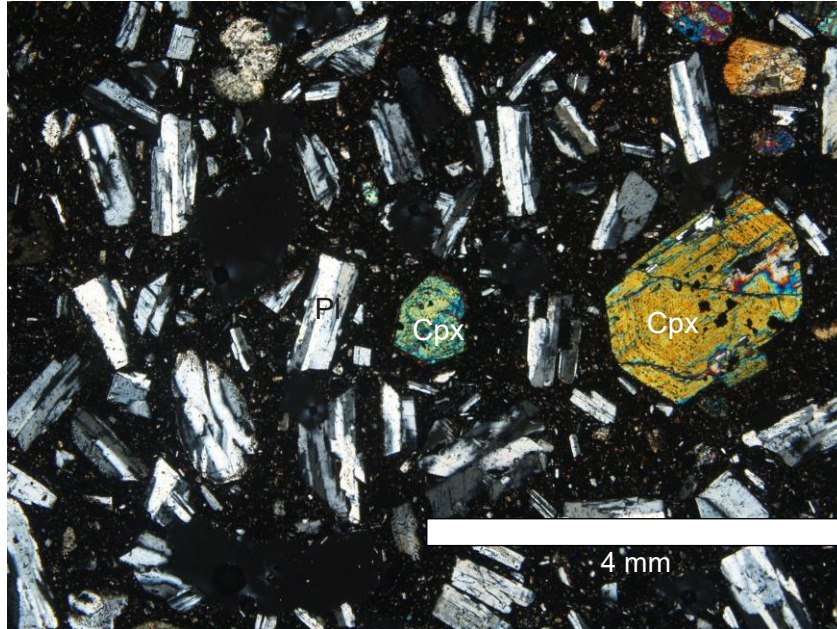


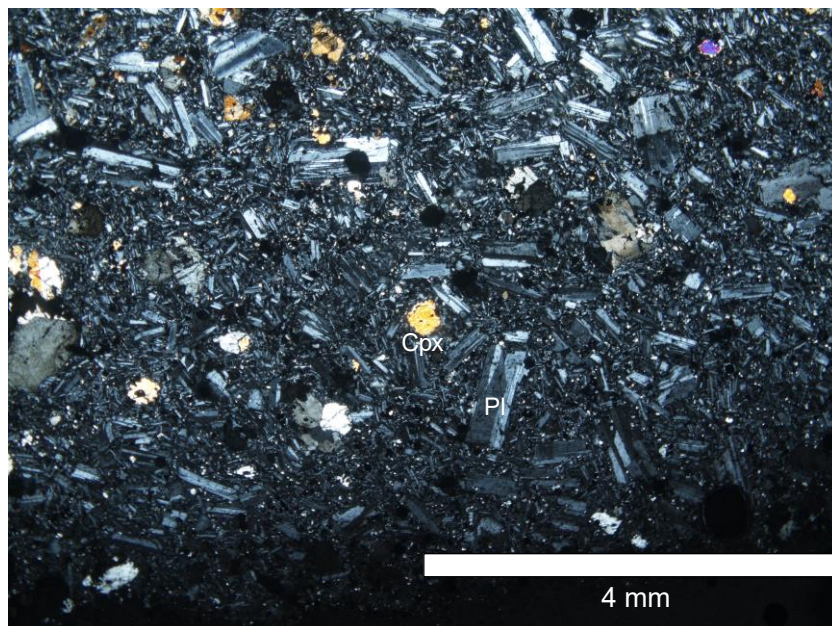
Fig. 15. Diferentes tipos cpx en cumulatos. (a) Cumulato de cpx-cpx (lámina GAR-96). (b) Cumulato de ol-cpx (lámina RIO 18). (c) Cumulato de cpx-pl-ol (lámina RIO 18).

3. *Cpx anhedrales aislados*: En varias láminas se han observado cristales de cpx con forma anhedral y que no aparecen junto a ningún otro mineral (Fig. 16). Estos cristales poseen tamaños entre 1-2 mm aproximadamente.



*Fig. 16. Cristal de cpx anhedral aislado en la matriz (lámina CAR-112).*

4. *Microlitos*: Cristales de cpx con un tamaño <1 mm que aparecen entre los cristales de pl formando una textura intergranular (Fig. 17). Se observan de mejor manera en las láminas de las familias texturales 1 y 2.



*Fig. 17. Microlitos de cpx en la lámina RIO 18.*

### 3.2.3 OLIVINOS:

Fácilmente reconocibles en XLP ya que tienen colores de interferencia de 3er orden (azules y rosados). A diferencia de los cpx, los olivinos son incoloros en LPP. Para este mineral se definieron 2 familias (Fig. 19 a, b):

1. *Olivinos aislados*: olivinos que no forman cumulatos. Normalmente tienen formas subhedrales o anhedrales y contienen varias intrusiones magmáticas. Los tamaños varían de 1-4mm.
2. *Olivinos en forma de xenocristales*: Cristales de ol con forma anhedral que engloban a un cristal anhedral de cpx.

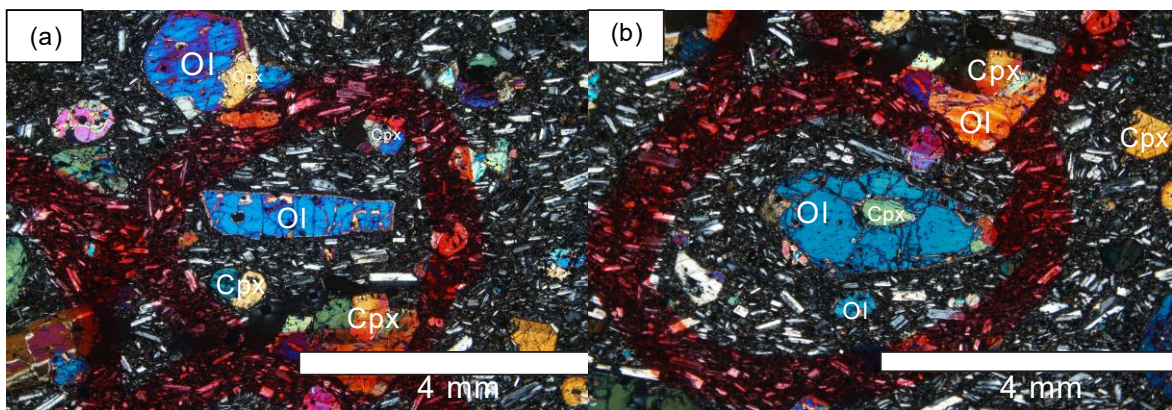


Fig. 19. Tipos de olivinos. (a) Ol aislado (lámina CAR-96). (b) Xenocristal de ol con un cristal de cpx en su interior (lámina CAR-96), también se observan olivinos aislados anhedrales.

### 3.2.4 ORTOPIROXENOS:

Ópticamente tienen las mismas características que los cpx, con colores de interferencia grises de 1er orden y que se reconocieron en pocas láminas mediante análisis químicos.

### 3.2.5 TEXTURAS EXÓTICAS:

En la lámina RIO 1B se encontraron 2 texturas totalmente diferentes a las que se encuentran en las demás muestras (Fig. 20 a, b). En ambos casos los cristales aparecen con colores de interferencia grises de 1er orden y pertenecen a cristales de cpx y pl respectivamente.

- a) *Textura exótica 1*: cristales individuales que forman un cristal más grande muy fracturado. El espacio entre los cristales está relleno por vidrio. Los cristales pequeños tienen varias inclusiones magmáticas de gran tamaño.
- b) *Textura exótica 2*: Cristales de pl con colores de interferencia grises de 1er orden y una textura acicular. El espacio entre los cristales está relleno por vidrio.

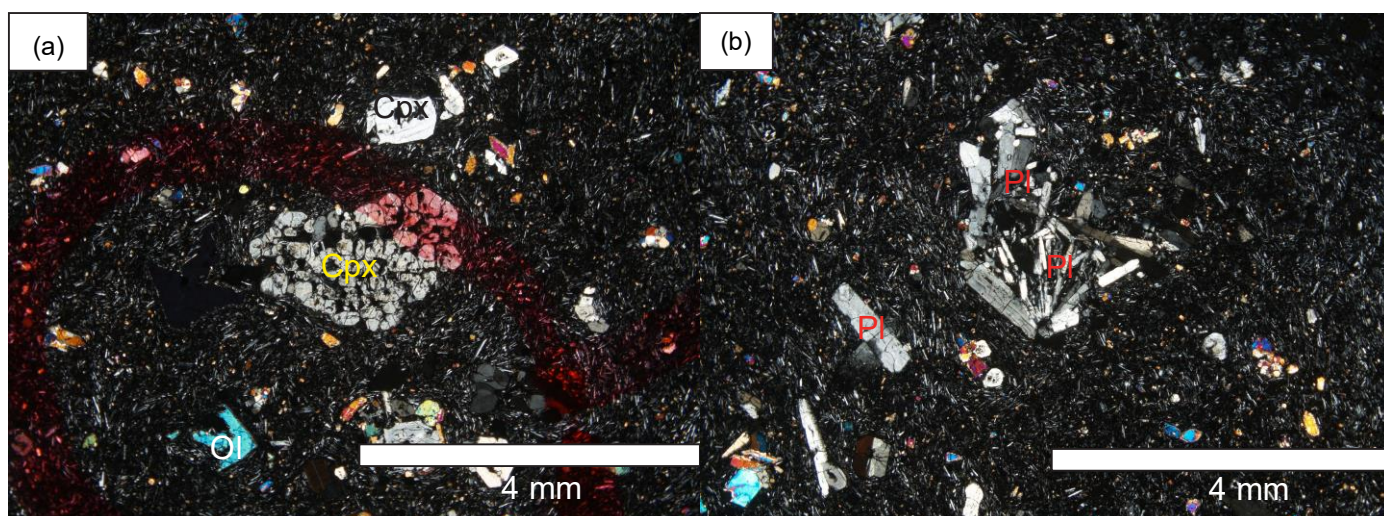


Fig. 20. Texturas exóticas en cpx en la lámina RIO 1B. (a) *Textura exótica 1*. (b) *Textura exótica 2*.

### 3.3 CONTEO MODAL:

Se realizó el conteo modal de 15 láminas de un total de 20. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 2.

Código	Pl (%)	Cpx (%)	OI (%)	Matriz (%)	Óxidos (%)	Vesículas (%)	Total (%)
Río 18	13,14	9,71	1,71	72,29	0,00	3,14	100
CAR 112	30,86	12,86	0,00	44,57	1,14	10,57	100
CAR 96	14,86	14,86	4,29	63,14	0,00	2,86	100
CAR 71	31,71	11,71	0,00	36,29	0,00	20,29	100
Río 2b	0,57	5,71	0,57	93,14	0,00	0,00	100
CAR 100	18,00	16,29	0,00	48,57	0,00	17,14	100
17A	15,14	12,29	2,57	68,00	0,57	1,43	100
Río 20A	17,43	11,14	2,00	69,14	0,29	0,00	100
CAR 102/6	33,14	12,00	0,29	44,00	0,00	10,57	100
CAR 113b	15,43	14,86	3,71	51,71	0,00	14,29	100
CAR 21-08A	15,71	7,43	0,29	26,86	0,29	49,43	100
CAR 21-07	24,57	8,29	1,14	60,00	0,00	6,00	100
Río 21	22,00	8	2,29	56,00	0,29	11,43	100
CAR 83A	4,57	6,57	1,14	68,29	0,00	19,43	100
CAR 21-06B	9,14	2,29	0,29	36,00	0,29	52,00	100

Tabla 2. Porcentajes minerales para cada una de las láminas de las cual se hizo el conteo modal.

### 3.4 ANÁLISIS GEOQUÍMICO:

#### 3.4.1 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Las rocas del volcán Puñalica se clasifican como andesitas basálticas y andesitas de medio potasio (Fig. 20a, b) y caen dentro de la serie calco-alcalina (Fig. 21).

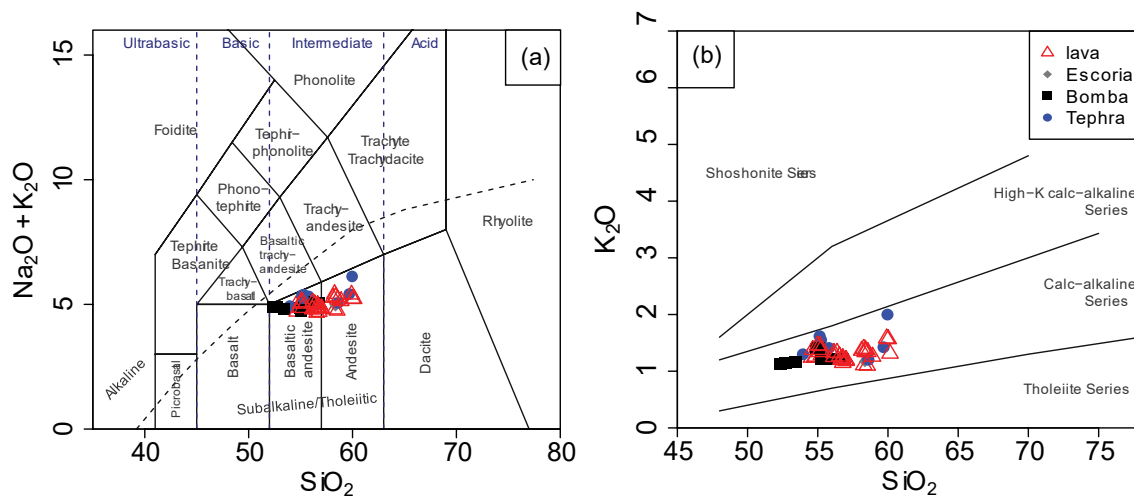


Fig. 20. (a) Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) (b) Diagrama de  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  (Peccerillo & Taylor, 1976) para las muestras del volcán Puñalica.

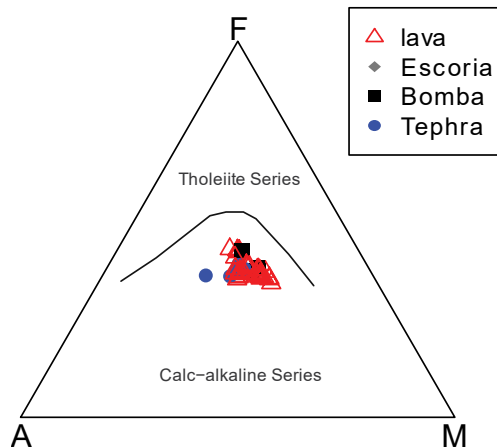


Fig. 21. Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). Se puede observar que todas las muestras caen en la serie calco-alkalina

### 3.4.2 ELEMENTOS MAYORES Y MENORES:

Para el análisis de los elementos mayores nos basamos en diagramas harker.

Las rocas varían en contenido de sílice entre 52 y 60 wt.%  $\text{SiO}_2$ . El  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  forman una tendencia negativa con la sílice (Fig. 22) mientras que el  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  forman una tendencia positiva (Fig. 23).



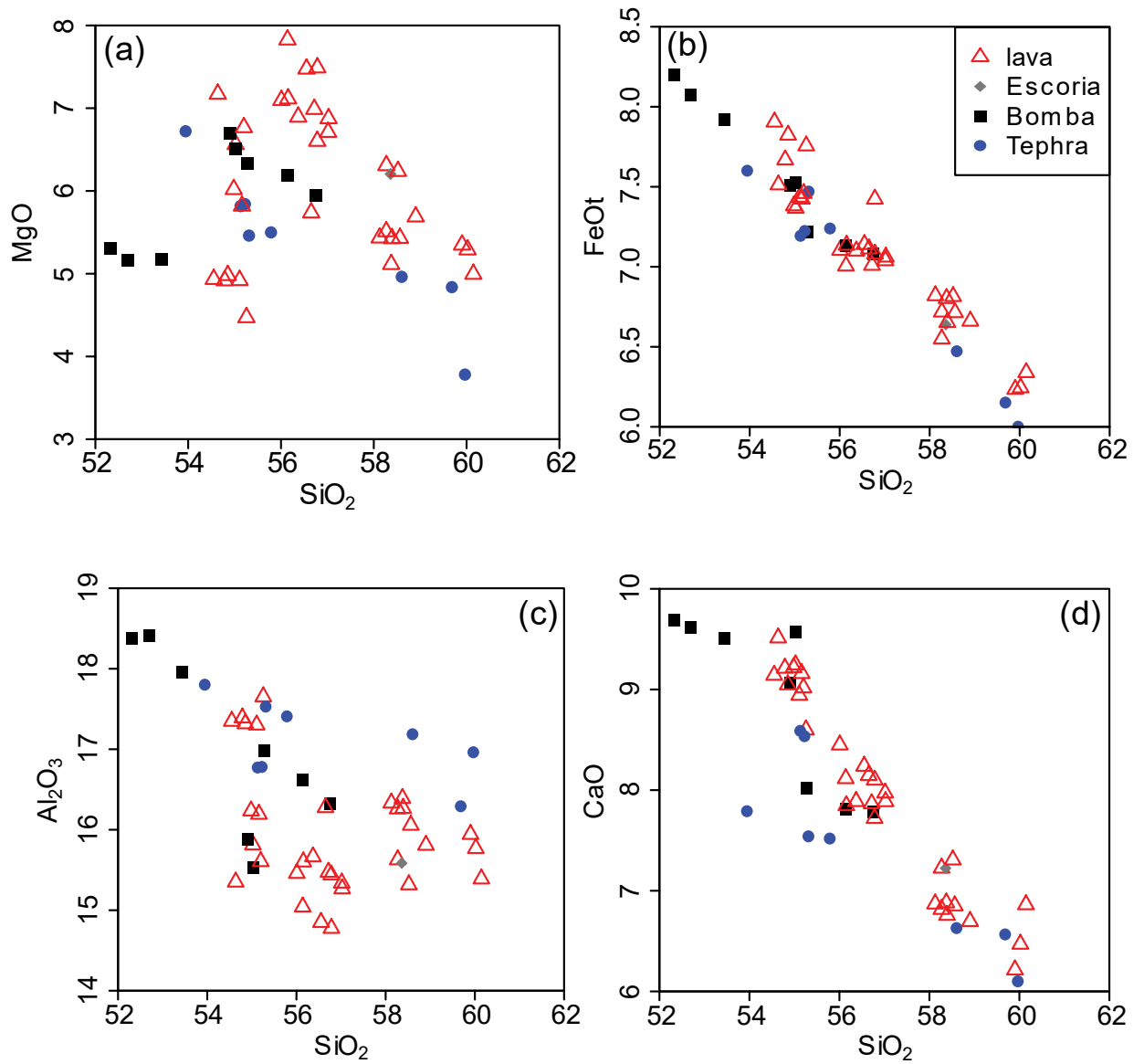


Fig. 22. Diagramas harker para elementos con tendencias negativas.

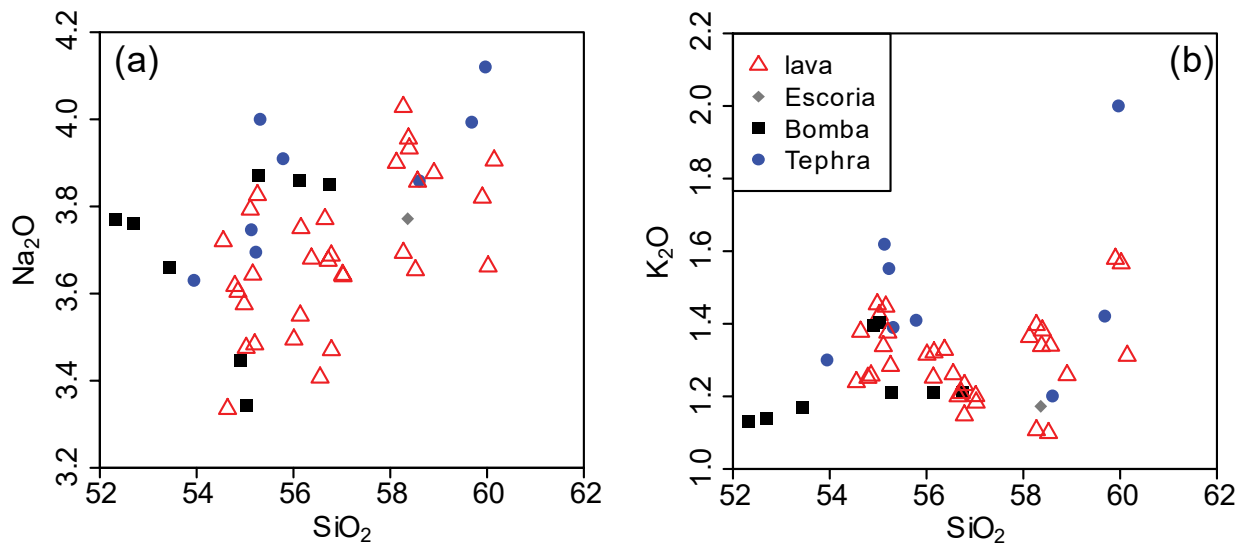


Fig. 23. Diagramas harkers para elementos con tendencia positiva.

### 3.4.3 ELEMENTOS TRAZA:

Para el análisis de los elementos traza se utilizaron diagramas tipo *spider* y también diagramas harker para entender su variación con respecto a la cantidad de sílice (SiO<sub>2</sub>), es decir, si tienen un comportamiento compatible o incompatible. La discusión sobre el comportamiento de cada elemento se presenta en la sección de discusión.

a) Diagrama tipo spider:

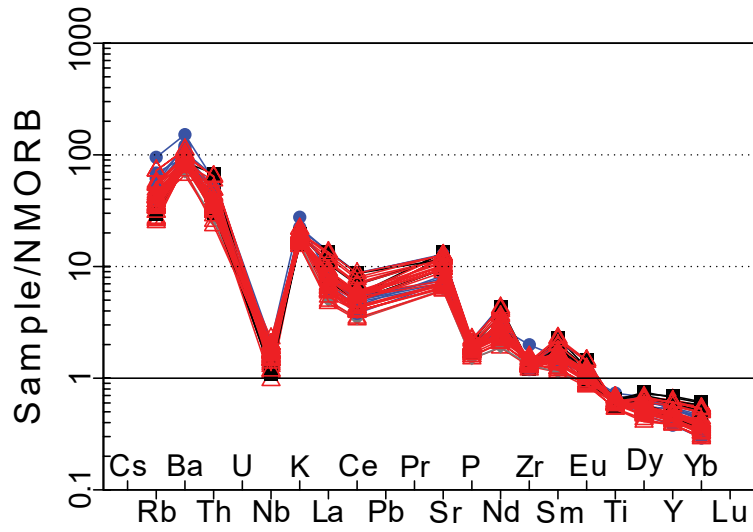


Fig. 24. Diagrama spider normalizado al NMORB, según Sun & McDonough 1989.

b) Diagramas de harker: Sc y Sr son elementos compatibles (Fig. 25), mientras que el Nb es un elemento incompatible (Fig. 26).

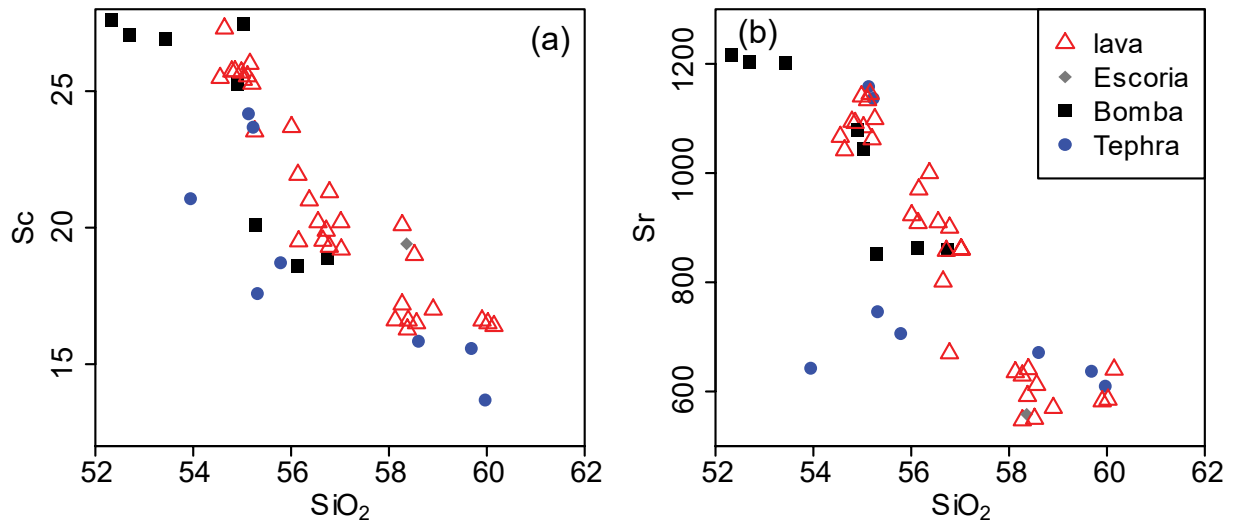


Fig. 25. Elementos traza compatibles. (a)  $\text{SiO}_2$  vs Sc. (b)  $\text{SiO}_2$  vs Sr

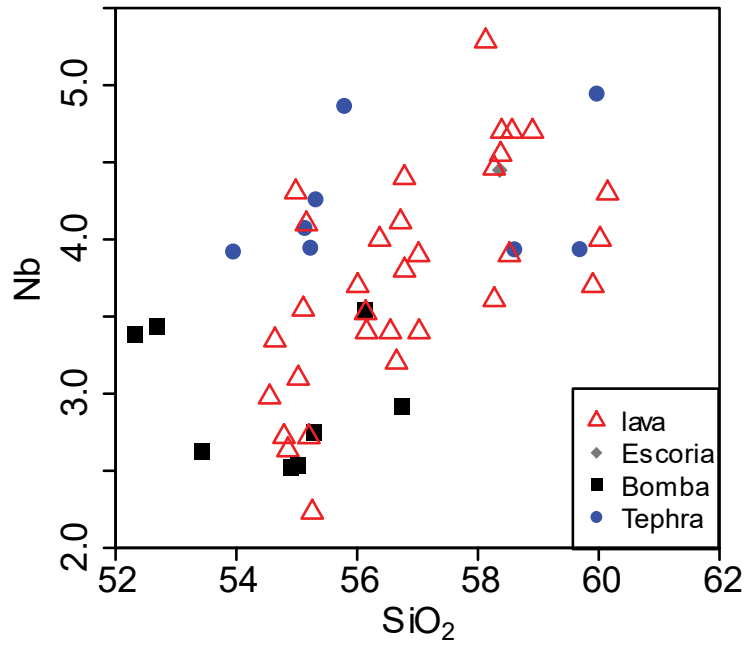


Fig. 26. SiO<sub>2</sub> vs Nb (tendencia incompatible).

### 3.4.4 GEOQUÍMICA DE LOS MINERALES:

Aquí se muestran los diagramas de clasificación de minerales, pero no se muestran los datos. Los minerales se analizaron mediante el uso de una microsonda electrónica.

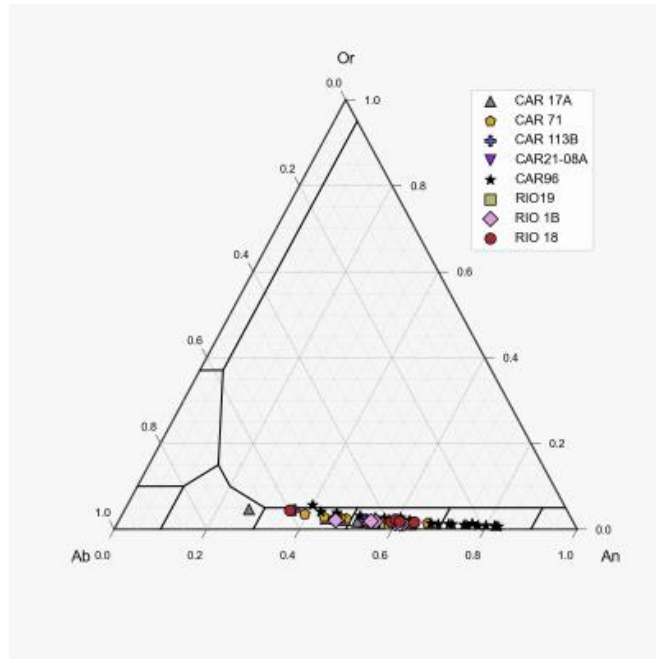


Fig. 27. Variación de la composición de las pl analizadas en diferentes muestras.

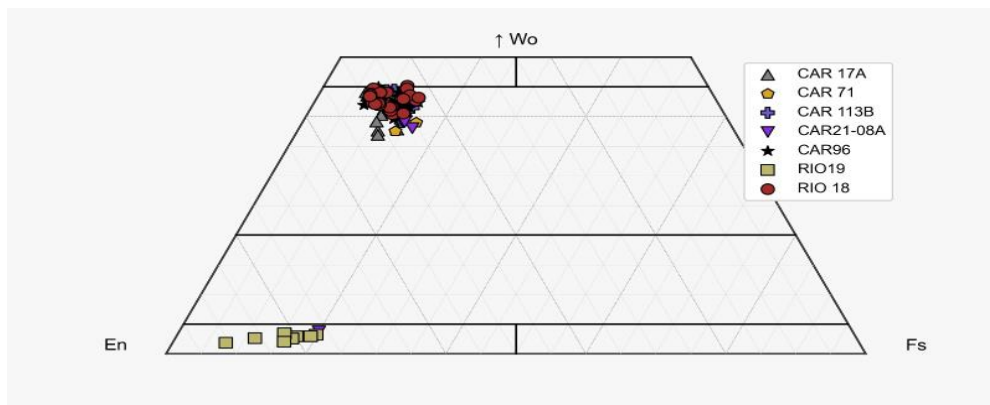


Fig. 28. Composiciones de cpx en muestras seleccionadas.

La composición de los olivinos se basa en los datos obtenidos por Narváez et al. (2018). Los datos se muestran en el Anexo III.

## 4 DISCUSIÓN

A través del estudio petrológico de las muestras recogidas en el volcán Puñalica, se pudieron determinar 3 familias de láminas diferenciadas según la textura presente. Entre las principales diferencias se encuentran el tamaño de los microlitos que conforman la matriz, el tamaño y cantidad de los fenocristales, así

como también la cantidad y tamaño de las vesículas. Cada una de las familias de láminas nos puede indicar una parte de la historia eruptiva del volcán.

#### 4.1 Parámetros físicos que controlan el desarrollo de familias texturales

En primer lugar, tenemos la familia textural 1, la cual solo se encuentra conformada por lavas. Al marcar la ubicación de estas muestras en un mapa, se puede observar que pertenecen a los flujos lávicos que alcanzaron las mayores distancias desde el ventó (Fig. 29). Estas muestras tienen como característica principal el bajo contenido de vesículas y la muy pequeña cantidad de fenocristales, así como también una textura fluidal muy bien marcada por los microlitos de plagioclasas. En cuanto a la interpretación de este grupo de muestras, se interpreta que se formaron a partir de un magma de alta temperatura lo cual explicaría la ausencia de fenocristales, así como también la poca cantidad de vesículas, ya que en un magma más caliente los volátiles escapan más rápido y fácil. De igual manera, una alta temperatura también genera que la lava tenga una menor viscosidad, explicando el por qué estas muestras formaron flujos que llegaron hasta distancias tan lejanas del ventó.

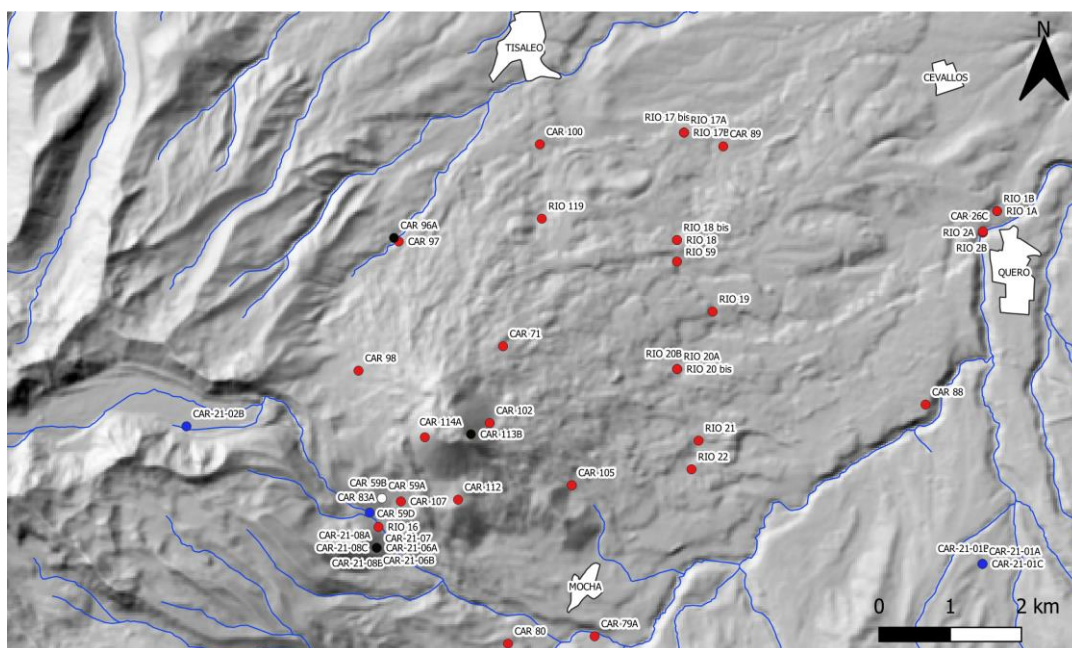


Fig. 29. Mapa con las ubicaciones de las muestras analizadas.

En cuanto a la familia textural 2, sus características principales que le diferencian de la familia textural 1 es su mayor número de fenocristales, así como también una mayor cantidad y tamaño de vesículas. En términos generales, esta textura se puede considerar como una transición entre la familia textural 1 y 3. Al igual que en la primera familia, esta textura puede ser correlacionada con la temperatura. Para este caso, se interpreta que, a comparación del magma que da origen a la primera textura, este magma al tiempo de la erupción presentaba una menor temperatura permitiendo el crecimiento de los fenocristales. Una mayor cristalización del magma implicaría un aumento de la viscosidad del fundido que impediría la liberación de gas que se evidencian como vesículas en esta familia textural. La mayor viscosidad de este fundido puede ser también responsable del menor avance de los flujos de lava que poseen esta textura (Fig. 29, muestras RIO 21, RIO 20A, CAR 100, RIO 18). En esta familia, la textura fluidal es menos marcada, pero aún se la puede observar sutilmente a través de la alineación de algunos cristales de pl. Esta familia textural no solo está formada por flujos de lava sino también por bombas piroclásticas. La presencia de bombas piroclásticas con esta textura puede ser explicados de la misma manera que en el caso de las lavas. Un magma con mayor porcentaje de cristales y más viscoso producen erupciones explosivas (en este caso posiblemente una erupción estromboliana).

En cuanto a la familia textural 3, se puede encontrar que las muestras de este grupo de láminas están marcadas por el alto porcentaje de vesículas de gran tamaño (>4mm). En la tabla 1 se observa que esta familia tiene una alta variabilidad de tipos de rocas, al encontrar desde lavas, bombas y hasta escorias, las cuales, al momento de plotear sus ubicaciones en un mapa, todas caen dentro o muy cerca del cono del volcán. El desarrollo de esta familia textural esta familia también se relaciona con la temperatura del magma que formó dichas rocas. En este caso, la mayor presencia de bombas piroclásticas y la aparición de escoria, nos indica que este magma mucho fue posiblemente mucho más viscoso que las anteriores y por tal razón habría generado una erupción más explosiva (probablemente estromboliana o incluso vulcaniana). La baja temperatura del magma también explicaría la mayor presencia de vesículas, ya que, en un magma más frío y viscoso, los volátiles escaparían más lentamente. El que el magma haya sido más frío también se refleja en los fenocristales, ya que es en las muestras de estas

familias donde encontramos los cristales más grandes y mejor formados, a pesar de que en algunos casos fueron fragmentados por las vesículas.

El desarrollo de familias texturales ha sido interpretado en función de la temperatura considerando que este parámetro controla principalmente la cristalización que a su vez influye en la viscosidad, la desgasificación y finalmente el tipo de actividad explosiva. Sin embargo, se debe considerar que otro parámetro que controla el proceso de cristalización fraccional es la disminución de la presión que influencia la exsolución de los volátiles.

## **4.2 Las familias minerales y su relación con la historia magmática**

A través de un análisis más detallado se pudieron definir varias familias minerales presentes en las láminas, dichas familias sirven para determinar la magmagénesis del volcán Puñalica (Fig. 30). Este modelo se dividió en tres etapas, las cuales se presentan a continuación:

La primera etapa se desarrolla en una cámara magmática somera (30 kbar) formada por fenocristales de pl + cpx ± (ol), representados por los cristales subhedrales y anhedrales de pl y cpx principalmente, aislados en la matriz o, en el caso de los cpx, también en forma de microlitos (ver sección 3.2, Fig. 16 y 17).

Durante la segunda etapa, un magma formado por ol + cpx ingresa a la cámara magmática más somera interactuando con el magma residual. Este nuevo magma más caliente (y posiblemente más básico) estaría representado por los cumulos de ol-cpx (ver sección 3.2, Fig. 15 b), así como también por los olivinos en xenocristales y los olivinos subhedrales o anhedrales aislados en la matriz. Para estos casos se piensa que estas familias minerales fueron traídas por el nuevo ingreso de magma desde una cámara más profunda. Durante el ingreso de nuevo magma también se pudieron haber traído cristales anhedrales de cpx aislados, al igual que en el caso de los olivinos. Por otro lado, el proceso de mezcla de magmas sería el principal responsable de la formación de la mayoría de las familias minerales encontradas en las láminas estudiadas. Durante esta etapa se formaron



los cristales esqueléticos de plagioclasas (Fig. 13), generados porque el primer cristal de pl se desestabilizó al entrar en contacto con el nuevo magma, se llenó de inclusiones y después sería recubierto por un nuevo cristal de pl con una composición en equilibrio con la del nuevo magma, el mismo proceso explicaría la formación de los cristales de piroxeno euhedrales que engloban a un cristal de cpx anhedral (Fig. 14). Dentro de esta etapa también se puede incluir la formación de los cumulos de cpx-cpx (formados solo por 2 cristales) debido a que estos cumulos se pudieron haber formado dentro del magma más profundo y transportados hacia la cámara más somera. Vale recalcar, que tanto en los cumulos de ol-cpx, como los cumulos de cpx-cpx se observó que todos los cristales se encuentran en equilibrio, por lo que se debieron cristalizar al mismo tiempo en la cámara más profunda. De igual manera, las zonaciones formadas en los cristales de pl y cpx son una evidencia del proceso de “mixing”.

Una vez terminado el proceso de mezcla, comenzó la tercera etapa marcada por la cristalización del magma resultante compuesto por cpx + pl ± (ol) y representada por los cumulos de cpx-pl-ol (ver sección 3.2, Fig. 15 c). En este caso, se observó que en estos cumulos solo están en equilibrio los cristales de pl y cpx, por lo que se puede decir que esta familia se formó por un crecimiento simultáneo de cpx y pl sobre cristales de ol formados dentro del magma más profundo. De igual manera, en esta etapa también se puede incluir a la formación de los cumulos de cpx-cpx más grandes, en donde ya se encuentran cristales subhedrales (y en algunos casos hasta euhedrales) creciendo en equilibrio junto a otros cpx de la misma composición (ver sección 3. 2, Fig. 15 a). Durante esta etapa también se pudieron formar nuevos cristales de ol con formas euhedrales o subhedrales (Fig. 19), pero en una cantidad mucho menor que en las etapas anteriores.

Por otro lado, las dos texturas exóticas (ver sección 3.2, Fig. 20 a y b) encontradas fueron interpretadas como otros tipos de cumulos. Por un lado, se considera que la textura exótica 1 es un cumulo de cristales muy pequeños de cpx, que no se terminaron de formar y por eso el espacio entre los cristales está relleno de vidrio. De igual manera, la textura exótica 2 puede describirse como un cumulo de cristales de pl formados al mismo tiempo. Ambas texturas se pudieron

haber formado en la etapa 2, donde el crecimiento de ambos tipos de cumulos fue interrumpido por el ingreso de un nuevo magma de composición diferente al anterior.

De igual manera, vale recalcar que las pl se cristalizan durante las 3 etapas y que los diferentes tipos de maclas pueden deberse a otros factores (como la mayor cantidad de albita o anortita) más que por algún proceso específico.

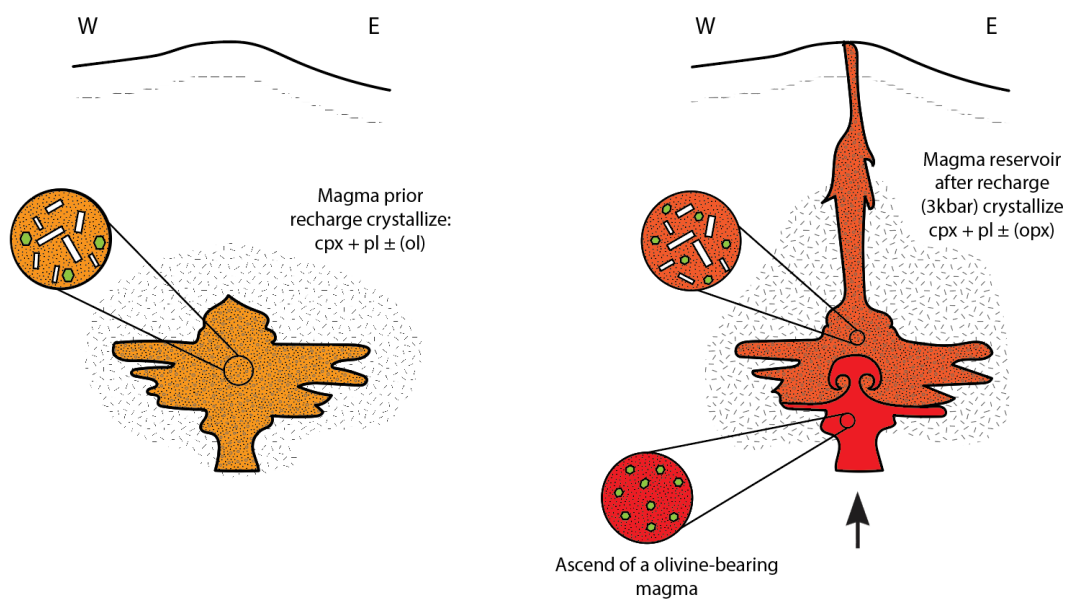


Fig. 30. Modelo de magmagénesis para el volcán Puñalica.

Utilizando este modelo de magmagénesis y relacionándolo a la interpretación de las familias minerales, se puede realizar un recuento de la historia eruptiva del volcán. Las muestras de las láminas que pertenecen a la primera familia textural están compuestas por fenocristales principalmente de ol y cpx. Esto coincide con la composición del magma más básico proveniente de una cámara más profunda. De igual manera, al ser un magma más básico también es más caliente y por eso tiene una poca cantidad de fenocristales y vesículas. Para este caso se interpretó que no todo este magma se mezcló con el magma residual de la cámara más somera, al contrario, una parte de este magma llegó a la superficie (posiblemente a través de una erupción fisural) y generó los flujos de lava más grandes de los cuales se obtuvieron las muestras de la familia textural 1. Bajo este

concepto, se puede determinar que estas muestras pertenecen a los estados iniciales del volcán.

Una vez que terminó la actividad fisural, empezó a salir la lava producto de la mezcla del magma residual y el magma más joven. Para este momento, la mezcla aún debió ser bastante caliente, pero con una temperatura menor que el de la primera fase. Este magma (más viscoso y con más fenocristales) produjo los flujos de lava de menor longitud, así como también las bombas piroclásticas a través de una actividad estromboliana.

Por último, el magma producto del proceso de *mezcla*, sale a la superficie, pero mucho más frío y viscoso. Debido a la alta viscosidad del magma saliente, esta etapa muy posiblemente estuvo marcada por una actividad de tipo vulcaniana, produciendo una mayor cantidad de bombas piroclásticas y escorias. Esta actividad generó el cono actual del Puñalica y por esta razón, las muestras de la familia textural 3 se encuentran muy cerca o dentro del volcán.

## **5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES:**

### **5.1 Conclusiones**

En primer lugar, con respecto al análisis geoquímico de roca total (WR), se pudo concluir que las lavas del volcán Puñalica son andesitas basálticas y andesitas de medio potasio, igualmente, a través del diagrama AFM (Fig. 21), se encontró que todas las muestras caen en la serie calco-alkalina. Con respecto a los elementos mayores, se observa una tendencia negativa con respecto al sílice para CaO, FeOt, MgO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, lo cual nos indica el fraccionamiento de plagioclasas, clinopiroxeno y olivino, que se observan también como cumulos en las láminas delgadas.

En segundo lugar, en base a un análisis petrográfico detallado se lograron definir 3 familias de láminas según la textura formada por los cristales y vesículas, así como 14 familias minerales con características individuales. El análisis de estas texturas llevó a la formación de un modelo de magmagénesis de 3 etapas, donde en cada una de ellas se formaron diferentes familias de láminas y minerales que se relacionan a la evolución magmática. La mayoría de las familias minerales se

explican por un proceso de mezcla entre dos magmas, uno más evolucionado y localizado en una cámara más somera y otro más básico (y posiblemente más caliente) que subió desde una cámara más profunda. El magma básico que ingresa en la cámara magmática somera contenía cristales de cpx y ol, los cuales se desestabilizan al entrar en contacto con el nuevo magma dando origen a formas anhedrales y subhedrales, así como también aislados en la matriz. Una vez terminado el proceso de mezcla comenzó la cristalización del nuevo magma, marcada por la presencia de cristales de clinopiroxeno y plagioclasas que muestran formas euhedrales que indican equilibrio a las nuevas condiciones.

Por último, se interpreta que las familias de láminas están relacionadas a la temperatura del magma. Por un lado, la familia textural 1 que muestra cristales de ol y cpx, así como microlitos de pl con marcada textura fluidal se habría formado a partir de un magma más caliente. La ausencia de vesículas en esta familia se relacionaría a la alta temperatura y baja viscosidad del magma que permitiría una salida fácil de los gases. Por el contrario, los fenocristales y mayor presencia de vesículas de la familia textural 3 se relacionaría a una temperatura menor del magma permitiendo una mayor cristalización (i.e. cristales más grandes) y mayor viscosidad que impediría la liberación de gases y promovería la formación de vesículas. Por otro lado, la familia textural 2 se definió como una familia transicional entre la familia 1 y 3, marcada por una mayor cantidad de cristales y vesículas, lo que indica una temperatura más baja que la familia textural 1, pero más alta que la de la familia textural 3.

## **5.2 Recomendaciones:**

El volcán Puñalica tiene una historia compleja, a pesar de ser un volcán muy pequeño. El hecho de que sea un volcán sin actividad reciente y estar ubicado posiblemente sobre la zona de fractura de Grijalva genera una variación composicional geoquímica muy alta en términos de elementos trazas lo cual le hace único. Bajo este contexto como principal recomendación se propone la continuación de estudios geoquímicos tales como análisis de inclusiones fluidas o magmáticas para determinar el contenido de volátiles de los magmas.

Adicionalmente, se recomienda hacer un mapeo exhaustivo de los flujos de lava de este volcán para entender la historia eruptiva de este volcán.

Por último, se recomienda comparar la información recolectada en este volcán con aquella de volcanes similares en el Ecuador y el mundo para mejorar el entendimiento de la historia magmática y comportamiento de este volcán.

## 6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A. Rittmann. (1962). *Volcanoes and Their Activity*. John Wiley and Sons.

Albarède, F. (2011). *Geochemistry: An introduction* (2. ed., reprint. with corr). Univ. Press.

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: ALONG-ARC ECUADOR. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(3), 1163–1188. <https://doi.org/10.1002/2016GC006679>

Bablon, M., Quidelleur, X., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Audin, L., Jomard, H., Baize, S., Liorzou, C., Hidalgo, S., & Alvarado, A. (2019). Interactions between volcanism and geodynamics in the southern termination of the Ecuadorian arc. *Tectonophysics*, 751, 54–72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.010>

Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. M., & Santacroce, R. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(1), 1–14. <https://doi.org/10.1017/S0016756800009328>

Bernard, B., Andrade, D., 2011. *Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental*. Map 1:500000.

Borgia, A., Aubert, M., Merle, O., & van Wyk de Vries, B. (2010). What is a volcano? In E. Cañón-Tapia & A. Szakács, *What Is a Volcano?* Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2010.2470\(01\)](https://doi.org/10.1130/2010.2470(01))

Clapperton, C. M. (1990). Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Transactions of the Royal Society of*

Edinburgh: Earth Sciences, 81(2), 91–116.  
<https://doi.org/10.1017/S0263593300005174>

Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, É., Yepes, H., Poupinet, G., & Fels, J.-F. (2001). Seismological evidence on the geometry of the Orogenic System in central-northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*, 28(19), 3749–3752. <https://doi.org/10.1029/2001GL013257>

Hall, M. L., Samaniego, P., Le Penec, 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>

Hall, M. L., von Hillebrandt, C., Espinoza, J., Lachowicz, H., & Beate, B. (1991). *El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana: Vol. v.4. Corporación Editora Nacional.*

Hidalgo, S., Gerbe, M. C., Martin, H., Samaniego, P., & Bourdon, E. (2012). Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr–Nd–O isotopes. *Lithos*, 132–133, 180–192. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.019>

J. P. Ordóñez. (2012). *Depósitos volcánicos del Pleistoceno Tardío en la cuenca de Ambato: Caracterización, distribución y origen.*

Joan Martí Mollist. (2011). *Los Volcanes (1st ed., Vol. 1). Catarata.*

Kent, A., Till, C., & Cooper, K. (2020). Studying the initiation of volcanic eruptions: Time for a petrological perspective. [Preprint]. *Earth Sciences*. <https://doi.org/10.31223/X5S01X>

Kilian, R., Hegner, E., Fortier, S., & Satir, M. (n.d.). Magma evolution within the accretionary mafic basement of Quaternary Chimborazo and associated volcanos (Western Ecuador).

Koch, C. D., Delph, J., Beck, S. L., Lynner, C., Ruiz, M., Hernandez, S., Samaniego, P., Meltzer, A., Mothes, P., & Hidalgo, S. (2021). Crustal thickness and magma storage beneath the Ecuadorian arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103331. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103331>

L. H. Chirif Rivera. (2010). *Microscopía Óptica de Minerales* (Vol. 1). INGEMMET. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/379>

Le Voyer, M., Rose-Koga, E. F., Laubier, M., & Schiano, P. (2008). Petrogenesis of arc lavas from the Rucu Pichincha and Pan de Azucar volcanoes (Ecuadorian arc): Major, trace element, and boron isotope evidences from olivine-hosted melt inclusions: MELT INCLUSIONS FROM ECUADORIAN VOLCANOES. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008GC002173>

Lockwood, J., & Hazlett, R. W. (2010). *Volcanoes: Global Perspectives* (Vol. 1). Wiley-Blackwell.

Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3–4), 237–264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>

Michaud, F., Chabert, A., Collot, J.-Y., Sallarès, V., Flueh, E. R., Charvis, P., Graindorge, D., Gustcher, M.-A., & Bialas, J. (2005). Fields of multi-kilometer scale sub-circular depressions in the Carnegie Ridge sedimentary blanket: Effect of underwater carbonate dissolution? *Marine Geology*, 216(4), 205–219. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.01.003>

Narvaez, D. F. (2018). Constraining magma sources using primitive olivine-hosted melt inclusions from Puñalica and Sangay volcanoes (Ecuador). *Contributions to Mineralogy and Petrology*.

Narváez, D. F. (2023). Two types of slab components under Ecuadorian volcanoes supported by primitive olivine-hosted melt inclusion study.

Proust, J. N., Martillo, C., Michaud, F., Collot, J. Y., & Dauteuil, O. (2016). Subduction of seafloor asperities revealed by a detailed stratigraphic analysis of the active margin shelf sediments of Central Ecuador. *Marine Geology*, 380, 345–362. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.03.014>

Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Fornari, M., Mothes, P., & Van Der Plicht, J. (2010). New radiometric and petrological constraints on the evolution of

the Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 72(9), 1109–1129. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0389-0>

Sallarès, V., & Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3–4), 545–559. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00373-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00373-X)

W. S. Mackenzie, C.H. Donaldson, C. Guilford. (1996). *Atlas de las Rocas Ígneas y sus Texturas (Versión española, Vol. 1)*. Masson, S.A.

Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (2. ed., Pearson new internat. ed). Pearson Education.

Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment: ECUADOR GEODYNAMICS AND PSHA. *Tectonics*, 35(5), 1249–1279. <https://doi.org/10.1002/2015TC003941>



## **7 ANEXOS**

ANEXO I. Tabla de conteo mineral, con el contenido de fenocristales normalizado al 100%

ANEXO II. Tabla de conteo de familias minerales

ANEXO III. Tabla de composición de olivinos

## ANEXO I

Tabla A.1. Tabla de porcentaje mineral, con la cantidad de fenocristales normalizada al 100%.

<b>Código</b>	<b>Pl (%)</b>	<b>Cpx (%)</b>	<b>OI (%)</b>	<b>Óxidos (%)</b>	<b>Total (%)</b>
Río 18	53,49	39,53	6,98	0,00	100
CAR 112	68,79	28,66	0,00	2,55	100
CAR 96	43,70	43,70	12,61	0,00	100
CAR 71	73,03	26,97	0,00	0,00	100
Río 2b	8,33	83,33	8,33	0,00	100
CAR 100	52,50	47,50	0,00	0,00	100
17A	49,53	40,19	8,41	1,87	100
Río 20A	56,48	36,11	6,48	0,93	100
CAR 102/6	72,96	26,42	0,63	0,00	100
CAR 113b	45,38	43,70	10,92	0,00	100
CAR 21-08A	66,27	31,33	1,20	1,20	100
CAR 21-07	72,27	24,37	3,36	0,00	100
Río 21	67,54	24,56	7,02	0,88	100
CAR 83A	37,21	53,49	9,30	0,00	100
CAR 21-06B	76,19	19,05	2,38	2,38	100

## ANEXO II

Tabla A.2. Se muestra la presencia de las diferentes familias minerales en las láminas en las que se realizó el conteo modal. La “x” marca la presencia de la familia mineral en cada lámina.

	Plagioclasas								
	Microlitos	Pl macladas no zonadas			Pl zonadas		Pl con inclusiones		Pl esqueléticas
		Macla simple	Macla Polisintética	Macla en cruz	Zonadas y macladas	Zonadas sin maclas	Inclusiones magmáticas	Inclusiones minerales	
Río 18	X	X	X	X	X	X	X	X	X
CAR 112	X	X	X	X	X		X	X	X
CAR 96	X	x	X	X	X	X	X	X	X
CAR 71	X		X	X	X	X	X	X	X
Río 2b	X	X	X			X	X		
CAR 100	X	X	X	X	X	X	X		X
17A	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Río 20A	X	X	X		X	X	X	X	X
CAR 102/6	X	X	X	X	X	X	X		X
CAR 113b	X	X	X	X	X	X	X	X	X
CAR 21-08A	X		X	X	X	X	X		X
CAR 21-07	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Río 21	X	X	X		X	X	X		
CAR 83A	X	X	X			X	X	X	X
CAR 21-06A	X	X	X		X	X	X	X	
RIO 1b	X		X			X	X		

Tabla A.2 (continuación). Continuación del conteo de familias minerales presentado en la tabla A.2.

	Cpx	Cumulatos			Cpx anhedral	Microlitos	Ol aislados	Ol en cumulado	Textura exótica 1	Textura exótica 2
	euhedral	cpx-cpx	ol-cpx	cpx-pl-ol						
Río 18	X	X	X	X	X	X	X	X		
CAR 112	X	X		X	X	X	X			
CAR 96	X	X	X		X	X	X	X		
CAR 71	X	X	X	X	X	X	X			
Río 2b	X	X	X	X	X	X	X			
CAR 100	X	X	X	X	X	X	X	X		
17A	X	X	X	X	X	X	X			
Río 20A	X	X	X	X	X	X	X	X		
CAR 102/6	X	X	X		X	X	X			
CAR 113b	X	X	X	X	X	X	X			
CAR 21-08	X	X			X	X	X	X		
CAR 21-07	X	X	X	X	X	X	X	X		
Río 21	X	X	X	X	X	X	X	X		
CAR 83A	X	X	X	X	X	X	X	X		
CAR 21-06	X	X	X	X	X	X	X	X		
RIO 1b	X	X		X	X	X	X		X	X

## ANEXO III

Tabla de composición de olivinos, modificado del trabajo de Narváez, et al., 2018.

	Codigo	SiO2	Al2O3	MgO	CaO	TiO2	FeO	MnO	Total
AA	CAR96A	39,5224	0,0362	44,2986	0,1674	0,0043	16,4715	0,2359	100,7363
AB	CAR96A	39,7379	0,0221	44,2634	0,1605	0,0158	16,8075	0,2311	101,2382
AC	CAR96A	40,3919	0,0176	44,9581	0,1931	0,0236	16,4741	0,1895	102,2479
AE	CAR96A	39,9115	0,0026	44,1874	0,1522	0,0115	16,4102	0,2027	100,8781
AF	CAR96A	39,8884	0,0176	44,6981	0,1197	0,0116	16,4807	0,2476	101,4637
AG	CAR96A	40,2023	0,0238	44,7972	0,1216	0,0006	15,9642	0,1573	101,267
AH	CAR96A	39,4654	0,0318	44,3248	0,1281	0	16,0094	0,2111	100,1705
AI	CAR96A	39,5885	0,0088	44,2048	0,126	0	15,9142	0,185	100,0274
AJ	CAR96A	39,16	0,0115	43,7933	0,1267	0	16,2648	0,246	99,6023
AK	CAR96A	39,7277	0,0158	44,3701	0,1322	0	16,0945	0,2159	100,5563
BA	CAR83A	39,8796	0,0212	44,9237	0,1431	0,012	15,9526	0,1868	101,119
BB	CAR83A	40,2136	0,0344	45,417	0,1306	0,0142	15,6335	0,1715	101,6149
BC	CAR83A	39,5961	0,0079	44,5818	0,1478	0,0006	15,9411	0,2457	100,521
BD	CAR83A	39,842	0	44,8986	0,1382	0,0041	15,4025	0,2091	100,4944
H	CAR113B	39,8491	0,0166	45,2364	0,1308	0,0102	14,9417	0,2586	100,4433
I	CAR113B	39,6973	0	44,9061	0,2014	0,0199	14,6397	0,1854	99,6497
J	CAR113B	39,7029	0,0097	44,8662	0,1352	0,0019	15,2909	0,1592	100,1661
K	CAR113B	39,6028	0,0238	44,1403	0,127	0,0105	15,8927	0,2438	100,0407
L	CAR113B	39,7097	0,0256	45,0275	0,1441	0,0057	14,6308	0,1739	99,7174
M	CAR113B	40,6505	0,0291	45,7006	0,1178	0,0179	15,3975	0,2873	102,2008
N	CAR113B	40,1503	0,0211	45,5973	0,1949	0,017	15,05	0,2588	101,2893
O	CAR113B	40,1835	0,0282	45,7266	0,1117	0,0021	14,9075	0,1934	101,1529
P	CAR113B	40,5909	0,0274	46,7626	0,191	0,0055	14,6317	0,2064	102,4155
Q	RIO17	39,8038	0,0018	45,3571	0,1124	0	14,5248	0,2257	100,0257
R	RIO17	40,1851	0,0459	45,6959	0,1589	0,0138	15,8644	0,2222	102,186
S	RIO17	39,5497	0,0406	44,9667	0,1637	0,0117	14,9977	0,1883	99,9183
T	RIO17	40,4594	0,0406	46,0858	0,2258	0	14,1069	0,1613	101,0799
U	RIO17	39,731	0,0405	45,9098	0,2302	0,0072	13,5967	0,1146	99,63
V	RIO17	39,5334	0,0159	45,0162	0,1559	0	14,4051	0,0873	99,2138
W	RIO17	39,6143	0	44,6569	0,155	0,0134	15,1675	0,1462	99,7535
X	RIO17	40,0885	0	45,6118	0,1547	0	14,6849	0,2766	100,8166
Y	RIO17	37,9768	0,0504	42,8528	0,144	0,004	15,7653	0,1976	96,9908
Z	RIO17	40,2159	0,0255	46,2138	0,128	0	13,8508	0,2159	100,65