

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE LOS PRODUCTOS DE
LAS ERUPCIONES RIOLÍTICAS DEL VOLCÁN ALCEDO,
ARCHIPIÉLAGO DE GALÁPAGOS.**

**TRABAJO DE INTEGRACIÓN CURRICULAR PRESENTADO COMO
REQUISITO PARA LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA GEÓLOGA**

LEYLA LISBETH OÑATE ACURIO

alyelis21@gmail.com

DIRECTOR: BENJAMIN PIERRE THIBAUT BERNARD

bbernard@igepn.edu.ec

DMQ, Marzo 2024

CERTIFICACIONES

Yo, Leyla Lisbeth Oñate Acurio 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.

Leyla Lisbeth Oñate Acurio

Certifico que el presente trabajo de integración curricular fue desarrollado por Leyla Lisbeth Oñate Acurio, bajo mi supervisión.

BENJAMIN PIERRE THIBAUT BERNARD
DIRECTOR

DECLARACIÓN DE AUTORÍA

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

LEYLA OÑATE

BENJAMIN BERNARD

DEDICATORIA

Después de muchos años de desvelos, risas y lágrimas, finaliza una etapa fundamental en mi formación profesional. Deseo dedicar este logro a aquellos que estuvieron a mi lado en este viaje constante.

A Dios por darme la vida e iluminarme en cada paso que doy.

A mis ángeles en el cielo, quienes me abrazan y bendicen diariamente.

A Bady y Jorge, mis padres, quienes me apoyaron incondicionalmente e hicieron de mí la persona que soy. Ellos son mi razón de ser.

A Daya y Jhoe, mis compañeros de vida, quienes sin saberlo me han salvado en más de una ocasión.

A Sebas, por jamás permitir que la adversidad me venza, incluso en mis momentos más difíciles.

Lis.

AGRADECIMIENTO

A Dios y la Virgen por cuidarme y bendecirme durante toda mi vida.

A mi papá y mamá, no hay palabras suficientes para expresar el profundo amor y gratitud que siento hacia ellos. El mayor agradecimiento se lo llevan ellos por cada palabra de apoyo y ánimo, por todo el esfuerzo que hacen diariamente para que no nos falte nada. Gracias por ser los mejores padres que Dios me pudo dar.

A mi hermana y hermano, por ser mi apoyo incondicional, por cada ocurrencia que añadía felicidad y diversión a mi vida.

A mi familia materna y paterna, quienes me brindaron palabras de apoyo y consejos que me alentaron a culminar esta etapa. Quiero destacar en especial a mis abuelitas, cuyas bendiciones nunca me faltaron.

A Sebas, quien ha sido mi soporte en momentos difíciles. Agradezco cada abrazo y palabras de aliento. Gracias por recordarme que soy mucho más de lo que mis pensamientos me hacen creer.

A Adry, por ser mi compañera de risas y aventuras desde el colegio, por estar para mí en momentos difíciles y por todo el apoyo y ayuda que me ha brindado.

A Mile, con quien he vivido toda mi etapa universitaria. Gracias por todos los momentos compartidos, por los consejos y sus palabras de apoyo.

A mis amigos Nico y Alejo, con quienes he compartido grandes momentos durante esta etapa.

Al Dr. Benjamin Bernard, por haber confiado en mí y hacer posible la estancia de investigación, así como por su valiosa orientación durante el desarrollo del proyecto.

Al Dr. Mike Stock, por recibirme en el Trinity College Dublin y en el Earth Surface Research Laboratory. Gracias por mostrarme un campo nuevo en mi formación profesional y humana.

A mis profesores del Departamento de Geología, por los valiosos conocimientos que me han transmitido a lo largo de estos años.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CERTIFICACIONES.....	I
DECLARACIÓN DE AUTORÍA.....	II
DEDICATORIA.....	III
AGRADECIMIENTO.....	IV
ÍNDICE DE CONTENIDO.....	V
RESUMEN.....	XI
ABSTRACT.....	XII
1. DESCRIPCIÓN DEL COMPONENTE DESARROLLADO.....	1
1.1 Justificación Teórica.....	1
1.2 Justificación Metodológica.....	2
1.3 Justificación Práctica.....	2
1.4 Objetivo general.....	3
1.5 Objetivos específicos.....	3
1.6 Alcance.....	3
1.7 Marco teórico.....	4
1.7.1 Islas Galápagos.....	4
1.7.2 Contexto Geodinámico.....	5
1.7.3 Volcanismo en Galápagos.....	7
1.7.4 Volcán Alcedo.....	8
1.7.5 Conceptos generales.....	12
2. METODOLOGÍA.....	15
2.1 Fase 1: Recopilación bibliográfica.....	15
2.2 Fase 2: Descripción petrográfica.....	15
2.3 Fase 3: Análisis geoquímicos.....	17
2.4 Fase 4: Evaluación y análisis de resultados.....	21
3. RESULTADOS.....	22
3.1 Columna Estratigráfica.....	22
3.2 Petrografía.....	24
3.2.1 Depósitos piroclásticos ALC-23-01-02.....	24
3.2.2 Flujos de lava ALC-23-02A.....	27

3.2.3 Secciones delgadas.....	28
3.3 Mineralogía de las plagioclasas.....	32
3.4 Mapas de elementos de microsonda electrónica.....	36
3.5 Análisis geoquímico de roca total	38
3.6 Análisis geoquímico de minerales.....	41
4. DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	42
4.1 Discusión	42
4.2 Conclusiones	45
4.3 Recomendaciones	46
5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	47
6. ANEXOS.....	51

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 A. Morfología de los volcanes occidentales y B. Morfología de los volcanes orientales. (Tomado de Harpp y Geist, 2018).....	5
Figura 1.2 Mapa batimétrico de la Provincia Volcánica de Galápagos (GVP). El recuadro muestra la configuración tectónica entre el archipiélago de Galápagos, América Central y América del Sur. Las abreviaciones de los seis volcanes de las islas Isabela son: E, Ecuador; W, Wolf; D, Darwin; A, Alcedo; SN, Sierra Negra; CA, Cerro Azul; GSC, Galápagos Spreading Center. (Tomado de Geist, Naumann y Larson, 1998).	6
Figura 1.3 Evolución geotéctonica de la GVP durante los últimos ~ 20 Ma. (Tomado y modificado de Sallarés y Charvis, 2003).	7
Figura 1.4 Ubicación del volcán Alcedo. Limitado al N por el volcán Darwin y al S por el volcán Sierra Negra. (Elaborado por Leyla Oñate).....	8
Figura 1.5 Mapa geológico del volcán Alcedo. (Tomado de Geist et al, 1994, Modificado por: Leyla Oñate).	9
Figura 1.6 Izq: Secuencia estratigráfica del volcán Alcedo. Der: Sección estratigráfica representativa de la facie distal. (Tomado de Geist et al, 1994, Modificado por: Leyla Oñate).	10
Figura 1.7 Diagrama de variación de elementos mayores, con MgO como un indicador de diferenciación. (Tomado de Geist, Howard y Larson, 1995).	11
Figura 1.8 Morfología de volcán escudo con caldera del volcán Alcedo vista desde el sur. (Foto: P. Ramón, IG-EPN).	12
Figura 1.9 Caldera del volcán Alcedo. (Foto: Benjamin Bernard, IG-EPN).....	12

Figura 1.10 Durante erupción pliniana de Monte St. Helens (USA). (Cioni, Pistolesi y Rosa, 2015).....	13
Figura 1.11 Fotografías de los flujos de lava tomadas en la misión de campo 2023. A. Autobrecha. B. Estructura de bandeamiento con variación textural. (Foto: Benjamin Bernard, IG-EPN).....	14
Figura 2.1. Mapa de ubicación de las muestras de mano detalladas en Anexo I. La muestra ALC-23-01 representa las muestras ALC-23-01-02, ALC-23-01-03, ALC-23-01-04A, ALC-23-01-04B, ALC-23-01-05A y ALC-23-01-05B (Anexo I) que fueron tomadas en la misma coordenada. El triángulo rosa representa la cumbre del volcán Alcedo.	16
Figura 2.2 Instrumentos utilizados para el análisis petrográfico y obtención de imágenes de secciones delgadas. A. Microscopio petrográfico y B. Microscopio óptico Nikon Eclipse LV100 del Departamento de Geología y el Laboratorio de microscopía del Trinity College Dublín, respectivamente.	17
Figura 2.3 Equipo para el análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM) del Laboratorio de microscopía del Trinity College Dublín.	19
Figura 2.4 Flujograma que describe los pasos a seguir en la preparación de muestras para el análisis de fluorescencia de rayos X. Imagen del equipo Rigaku ED-XRF fue tomada de Earth Surface Research Laboratory, s. f.	20
Figura 2.5 Flujograma de los pasos a seguir para la obtención de pellets necesarios para el análisis de fluorescencia de rayos X.	21
Figura 3.1 Columna estratigráfica – Erupción Pliniana, costa este volcán Alcedo, Isla Isabela, Archipiélago de Galápagos (Elaborado por: Jorge Zambrano, Modificado por: Leyla Oñate).	22
Figura 3.2 Mapa de ubicación dentro de la caldera de las secciones delgadas utilizadas para el análisis microscópico. De acuerdo con nuevos resultados, la muestra ALC-23-02A se plotea en el flujo de obsidiana, mientras que las muestras ALC-23-12A y ALC-23-20C plotean en la zona limítrofe al flujo de obsidiana. (Elaborado por: Jorge Zambrano, Modificado por: Leyla Oñate).....	23
Figura 3.3 Fotografía de mezcla de pómez y escoria, muestra de mano ALC-23-01-02.	24
Figura 3.4 Fotografía de pómez, muestra de mano ALC-23-01-03.	25
Figura 3.5 Fotografía de pómez con mayor densidad, muestra de mano ALC-23-01-04A.....	25
Figura 3.6 Fotografía de pómez menos densa, muestra de mano ALC-23-01-04B.	26
Figura 3.7 Fotografía de pómez con moderada meteorización, muestra de mano ALC-23-01-05A.	26

Figura 3.8 Fotografía de escoria con alta meteorización, muestra de mano ALC-23-01-05B.....	27
Figura 3.9 Fotografía de muestra de mano de lava riolítica. A la izquierda se observa xenolitos de color rojizo debido probablemente a procesos de oxidación. A la derecha, se observa pequeños cristales de plagioclasa.	27
Figura 3.10 Fotografía de muestra de mano de lava de obsidiana. Se observa bandeamiento, brillo vítreo y xenolitos de color en su mayoría rojizos.....	28
Figura 3.12 Fotografía en sección delgada de la muestra de roca analizada ALC-23-02A. La columna de la izquierda corresponde a imágenes en luz polarizada plana (LPP) y la columna de la derecha a imágenes con polizador cruzado (XLP). Muestra de lava porfirítica de riolita con fenocristales de plagioclasa (PI), clinopiroxeno (Cpx), feldespato potásico (Fsp-K), matriz constituida por microlitos y vidrio. Además de presentar xenolitos, óxidos y vesículas (V) que en muchos de los casos está relleno de burbujas de resina.	29
Figura 3.14 Fotografía en sección delgada de la muestra de roca analizada ALC-23-20C. La columna de la izquierda corresponde a imágenes en luz polarizada plana (LPP) y la columna de la derecha a imágenes con polizador cruzado (XLP). La muestra corresponde a un flujo de obsidiana, la matriz constituye el 84,7% y está compuesta por vidrio con textura de bandeamientos. El resto corresponde a fenocristales de plagioclasa (PI), clinopiroxeno (Cpx) y cuarzo (Qz). Adicionalmente, xenolitos y vesículas (V).....	32
Figura 3.15 Textura en tamiz en plagioclasa de sección delgada ALC-23-02A. ...	33
Figura 3.16 Textura de reabsorción en plagioclasas de las secciones delgadas analizadas. A. ALC-23-02A, B. ALC-23-12A, C. ALC-23-20C.....	33
Figura 3.17 Maclas polisintéticas en plagioclasas de las secciones delgadas analizadas. A. ALC-23-02A, B. ALC-23-12A., C. ALC-23-20C.	34
Figura 3.18 Maclas Carlsbad en plagioclasas de las secciones delgadas analizadas. A. ALC-23-02A, B. ALC-23-12A., C. ALC-23-20C.....	35
Figura 3.19 Zonación composicional en plagioclasas de la sección delgada ALC-23-20C.	35
Figura 3.20 Mapa de elementos mayores de microsonda electrónica de distintas fases de la sección delgada ALC-23-02A. A. Variación en Mg:Fe:Ca:Na en xenolito, los colores rosado representan el Na, verde intenso el Fe y colores amarillentos más oscuros representan el Ti. B, C y D. Variación en Na en plagioclasa, los colores rosa representan composiciones más albiticas. Variación de Mg:Fe:Ca representado por color verde claro, además de variación de Fe:Ti representado por color amarillo y rosa fosforescente que representa variación en P:Ca. En todos los mapas el color verde oscuro representa a las vesículas, el color morado las	

<p>burbujas de resina y el color anaranjado opaco los óxidos. La barra de escala es de 620 μm las cuatro imágenes.</p> <p>Figura 3.21 Mapa de elementos mayores de microsonda electrónica de distintas fases de la sección delgada ALC-23-12A. A-C. Variación en Na en plagioclasa, los colores rosa representan composiciones más albíticas. Variación de Mg:Fe:Ca representado por color verde claro y variación de Fe:Ti representado por color amarillo. En todos los mapas el color verde oscuro representa a las vesículas y el color anaranjado opaco representa los óxidos. La barra de escala es de 620 μm en ambas imágenes.</p> <p>Figura 3.22 Mapa de elementos mayores de microsonda electrónica de distintas fases de la sección delgada ALC-23-20C. A-C. Variación en Na en plagioclasa, los colores rosa representan composiciones más albíticas. Variación de Mg:Fe:Ca representado por color verde claro y variación de Fe:Ti representado por color amarillo. En todos los mapas el color anaranjado opaco representa los óxidos. La barra de escala es de 620 μm en ambas imágenes.</p> <p>Figura 3.23 Diagrama ternario AFM (Álcalis (A): $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$; F: $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; M: MgO) para las muestras de roca de lava y depósitos piroclásticos (cuadrados rojos) del volcán Alcedo 2023. El área sombreada gris representa el campo de variación geoquímica de Alcedo de la publicación de Geist, Howard y Larson (1995) y el resto de puntos en base a la bibliografía existente. La línea negra representa la división de la serie toleítica y calcoalcalina según Irvine y Baragar (1971).</p> <p>Figura 3.24 Diagrama de clasificación TAS (álcalis vs. sílice) de las muestras de Alcedo 2023 (cuadrados rojos). El área sombreada gris representa el campo de variación geoquímica de Alcedo de la publicación de Geist, Howard y Larson (1995) y el resto de puntos en base a la bibliografía existente. (Middlemost, 1994).</p> <p>Figura 3.25 Diagramas Harker de elementos mayores vs. MgO. Expresado en porcentaje en peso. El área sombreada gris representa el campo de variación geoquímica de Alcedo de la publicación de Geist, Howard y Larson (1995) y el resto de los puntos en base a la bibliografía existente.</p> <p>Figura 3.26 Variación de composición de las plagioclasas (borde y núcleo) de las muestras analizadas.</p> <p>Figura 4.1 Modelo del sistema magmático del volcán Alcedo.</p>	<p>37</p> <p>37</p> <p>38</p> <p>39</p> <p>40</p> <p>41</p> <p>42</p> <p>45</p>
--	---

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO I.....	51
TABLA DE UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS	51
ANEXO II.....	52
PROCEDIMIENTO PARA EL CONTEO DE PUNTOS EN LÁMINA DELGADA CON EL SOFTWARE JMICRO-VISION	52
ANEXO III.....	58
ANÁLISIS PETROGRÁFICO EN LÁMINA DELGADA.....	58
ANEXO IV	64
ÁNÁLISIS GEOQUÍMICO EN ROCA TOTAL.....	64
DATOS OBTENIDOS MEDIANTE ANÁLISIS XRF Y BIBLIOGRAFÍA PREEXISTENTE	64
ANEXO V.....	66
DIAGRAMA HARKER – ELEMENTOS MAYORES VS SiO ₂	66
ANEXO VI	67
DATOS OBTENIDOS MEDIANTE ANÁLISIS SEM.....	67

RESUMEN

El volcán Alcedo, situado en las Islas Galápagos, destaca entre los volcanes escudo occidentales por presentar en su registro erupciones tanto basálticas como riolíticas, un fenómeno inusual en las islas oceánicas. Su actividad reciente, evidenciada por un movimiento magmático interno entre 2007 y 2011, lo clasifica como un volcán activo.

Durante una expedición de campo en 2023, se recolectaron muestras de depósitos piroclásticos y flujos de lava riolíticos y de obsidiana. Estas muestras fueron la base de este estudio que incluye la descripción petrográfica y de secciones delgadas bajo microscopio, así como análisis geoquímicos de roca total y de cristales de plagioclasa.

Los depósitos piroclásticos evidencian la presencia de mezclas de piedra pómez y escoria, indicando una clara interacción entre reservorios de composiciones variadas. Por el contrario, la composición de las plagioclasas en las obsidianas muestra homogeneidad, sugiriendo una ausencia de mezcla de magma o alguna evidencia de interacción entre ambas composiciones. Los estudios geoquímicos de roca total muestran una tendencia toleítica rica en plagioclasas y una secuencia de composición que varía entre traqui-basaltos a riolitas.

El modelo hipovolcánico del volcán Alcedo presenta aún desafíos al no tener evidencia concordante entre muestras de mano y datos geoquímicos. Sin embargo, se postula la interacción de tres reservorios magmáticos: basáltico, islandítico y riolítico, este último más pequeño de lo representando en otros modelos conceptuales. La erupción posiblemente comenzó con la expulsión de islandita, seguido de la erupción riolítica que, al entrar en contacto con el magma basáltico, genera la presencia de material mezclado en superficie.

PALABRAS CLAVE: Alcedo, petrografía, geoquímica, plagioclasas, mezcla de magma, modelo hipovolcánico, riolítico, islandita.

ABSTRACT

Alcedo volcano, located in Galapagos Islands, stands out among western shield volcanoes for its record of both basaltic and rhyolitic eruptions, an unusual phenomenon in oceanic islands. Its recent activity, evidenced by internal magmatic movement between 2007 and 2011, classifies it as an active volcano.

During a field expedition in 2023, samples of pyroclastic deposits and rhyolitic and obsidian lava flows were collected. These samples were the basis of this study, which include petrographic and microscopic thin section descriptions, as well as geochemical analyses of total rock and plagioclases crystals.

The pyroclastic deposits feature the presence of mingled pumice and scoria, indicating a clear interaction between reservoirs of diverse composition. In contrast, crystal geochemical analyses of plagioclases showed a homogeneity in their composition, suggesting an absence of magma mixing or any evidence of interaction between the two compositions. Whole rock geochemical analysis evidence a plagioclase-rich tholeiitic trend and compositional sequence varying from trachybasalts to rhyolites.

The hypovolcanic model of Alcedo volcano still presents challenges due to the lack of concordant evidence between hand samples and geochemical data. However, an interaction among three magma reservoirs: basaltic, icelanditic and rhyolitic is postulated, with the latter being smaller than represented in other conceptual models. The eruption likely commenced with the expulsion of icelandite, followed by the rhyolitic eruption, which, upon contact with basaltic magma, results in the presence of mixed material on the surface.

KEYWORDS: Alcedo, petrography, geochemistry, plagioclase, magma mixing, hypovolcanic model, rhyolitic, icelanditic.

1. DESCRIPCIÓN DEL COMPONENTE DESARROLLADO

La mayoría de las erupciones de Galápagos corresponden a lavas de tipo basalto. Sin embargo, existe un pequeño porcentaje de erupciones con lavas de composición riolítica, como es el caso de algunas erupciones del volcán Alcedo (Geist et al., 1994). Este trabajo de integración curricular propone comparar los flujos de lava (obsidiana) y los depósitos piroclásticos (piedra pómez) del volcán Alcedo mediante el análisis de secciones delgadas y de datos geoquímicos para obtener información de los procesos magmáticos en el interior del volcán.

1.1 Justificación Teórica

El volcán Alcedo ubicado en la Isla Isabela, es uno de los siete volcanes escudo occidentales de Galápagos. Se encuentra a 4 km sobre el fondo del mar y tiene un volumen subaéreo de aproximadamente 200 km³, casi en su totalidad de basalto (Geist et al., 1994). La última erupción magmática ocurrió entre 1946 y 1960 en su flanco sur. Entre 1993 y 1994 se formaron dos cráteres asociados a su sistema hidrotermal (Geist et al., 1994; Goff et al., 2000). Durante 2007 y 2011, se evidenció un episodio de deformación asociado al movimiento magmático interno, con evidencias en 2004 de un continuo levantamiento en el sector SW de la caldera. Debido a estos eventos, el volcán Alcedo se considera activo y se encuentra bajo constante monitoreo mediante sismómetros y observación satelital. En 2020, su actividad se mantuvo baja, con menos de un sismo por día y sin evidencia significativa de actividad superficial (Bernard, 2020; IG-EPN, 2014).

El volcán Alcedo tiene la particularidad de tener en su historia geológica erupciones mucho más explosivas con magmas diferenciados. Estas erupciones han expulsado aproximadamente 1 km³ de magma riolítico (Geist, Howard y Larson, 1995). A lo largo del tiempo se han realizado estudios petrológicos que denotan la composición inusual del material y difiere con los basaltos que ocupan el mayor porcentaje de volumen. Esta variación de composición ha estado sujeta a discusiones científicas y a diversos análisis de muestras recolectadas en trabajos en campo. Los principales trabajos corresponden a Geist et al. (1994), Geist, Howard y Larson (1995) y Goff et al. (2000). No obstante, existen escasos modelos del sistema volcánico de este volcán, por lo que aún se encuentra en fase de estudio. Por tal motivo, el análisis de muestras de mano, láminas delgadas y geoquímica de cristales será de gran importancia para complementar las investigaciones previas y proponer un modelo hipovolcánico.

1.2 Justificación Metodológica

El estudio petrológico del volcán Alcedo se ha desarrollado principalmente en los años noventa. En este tiempo no era común utilizar herramientas de alta tecnología para obtener información de los cristales de los depósitos piroclásticos. En la actualidad, la petrografía, microscopía óptica, análisis de elementos mayores y traza y microanálisis son métodos que permiten comprender el origen, composición y edad de las rocas. Por esta razón, el análisis petrológico en las islas Galápagos es esencial para comprender la historia geológica y la actividad volcánica de las islas. Esto permite contribuir a obtener información valiosa sobre la subprovincia occidental más joven, la cual presenta un comportamiento más explosivo y una composición evolucionada (Geist, Naumann y Larson, 1998; Harpp y Geist, 2018). El estudio comprende la realización de láminas delgadas para observar bajo microscopio y la descripción de minerales y vidrio. Además, se recolectará datos geoquímicos tanto de cristales como de roca total, los mismos que se utilizarán para crear gráficos y diagramas que permitan observar las diferencias entre cristales y su composición.

1.3 Justificación Práctica

Las islas Galápagos tienen muchas especies endémicas. Cada isla tiene su propia fauna y flora, a pesar de que comparten características en común como composición, clima, ambiente. En el volcán Alcedo, la flora en sus laderas y caldera incluye cactus y líquenes. Respecto a la fauna se puede encontrar pinzones, lagartija de lava, hormiga carpintera de Galápagos (Jiménez-Uzcátegui y Parker, 2018) y la población más grande del planeta de tortugas Galápagos, albergando cerca de 8 000 individuos (Geist et al., 1994, Vela, 2018). Esta población tiene menor diversidad genética que otros grupos en las islas Galápagos debido a erupciones volcánicas (Amos, 2003). Considerando los registros de erupciones efusivas y explosivas del volcán, es crucial comprender la estructura hipovolcánica, incluyendo el sistema magmático y la profundidad del magma. Esto posibilita analizar y mejorar la comprensión de las distintas señales de monitoreo durante un aumento de actividad volcánica (Kahl et al., 2011) tales como señales sísmicas, de deformación y emisión de gases. Simultáneamente, es posible evaluar la amenaza volcánica y sus implicaciones en el desarrollo natural de la vida alrededor del volcán y en poblaciones cercanas.

1.4 Objetivo general

Obtener datos cualitativos y cuantitativos de la petrografía, geoquímica y petrología de los depósitos volcánicos de las erupciones riolíticas del volcán Alcedo para comprender los procesos magmáticos asociados a la erupción y su estructura hipovolcánica.

1.5 Objetivos específicos

1. Caracterizar la petrografía y geoquímica de los depósitos de las erupciones riolíticas del volcán Alcedo.
2. Analizar la composición geoquímica de los minerales (plagioclasas) de los depósitos de las erupciones riolíticas del volcán Alcedo.
3. Comprender los procesos magmáticos, que genera la diferenciación de los magmas que dieron origen a las erupciones riolíticas del volcán Alcedo.
4. Entender la estructura del sistema magmático del volcán Alcedo.

1.6 Alcance

El trabajo de integración curricular pretende caracterizar la petrografía de los depósitos piroclásticos y flujos de lava de las erupciones riolíticas del volcán Alcedo. También se realizará un análisis petrológico y geoquímico de los minerales y del vidrio presentes en las muestras recolectadas en campo. Las muestras de depósitos incluyen tefras (piedra pómez), obsidiana y xenolitos. Esto permite contribuir con el conocimiento de los procesos magmáticos que generan la diferenciación de magmas en volcanes de punto caliente, como son los volcanes que conforman las Islas Galápagos.

Para la caracterización petrográfica se observará bajo microscopio óptico de alta resolución tres láminas delgadas que corresponden a muestras recolectadas de la caldera y bordes de la caldera del volcán Alcedo. Se describirá detalladamente la composición mineralógica, las texturas presentes y el tipo de matriz (vidrio, microlitos). Además, se realizará un conteo modal de los fenocristales, matriz y vesículas de cada una de las láminas delgadas.

El estudio geoquímico de las muestras permitirá realizar diagramas, gráficos y clasificaciones mediante el análisis de los elementos mayores. Esto permitirá ver la variación de la afinidad química de los magmas y comprender las condiciones necesarias para generar una erupción de tipo explosiva en un volcán de punto caliente con magma usualmente basáltico.

Con todos estos datos, se realizará un análisis del sistema magmático del volcán Alcedo y de los procesos magmáticos que contribuyen a la diferenciación del magma. Sin embargo, el presente estudio no incluye un análisis del contenido de agua, ni estudios de geobarometría y geotermometría, de manera que no podremos obtener parámetros de presión, profundidad y temperatura pre-eruptivas en el volcán Alcedo.

1.7 Marco teórico

1.7.1 Islas Galápagos

Las Islas Galápagos se encuentran en el Océano Pacífico, frente a la costa del Ecuador. Su formación es el producto de la actividad del punto caliente ubicado a aproximadamente 1 000 km al oeste de Sudamérica y 100 km al sur del Centro de Expansión de Galápagos (CSG por sus siglas en inglés, también llamado la dorsal Nazca-Cocos) (Geist, Naumann y Larson, 1998; Simkin y Howard, 1970).

El archipiélago de Galápagos comprende un conjunto de islas formadas principalmente por erupciones de composición basáltica, dando lugar a un amplio grupo de volcanes tipo escudo (Simkin y Howard, 1970; Goff et al., 2000). Debido a sus características estructurales, condiciones de fraccionamiento litosférico y los procesos de generación de magma mediante la fusión, se ha distinguido una dicotomía entre dos provincias volcánicas: la occidental y la oriental (Harpp y Geist, 2018). La provincia occidental corresponde a la más joven, su morfología presenta grandes elevaciones y calderas de varios kilómetros de ancho y cientos de metros de profundidad, pendiente abruptas que les da un perfil de “tazón de sopa invertido” (Fig. 1.1). Las erupciones ocurren a través de fisuras circunferenciales o radiales (Harpp y Geist, 2018; White, McBirney y Duncan, 1993; Geist, Naumann y Larson, 2018, Chadwick y Howard, 1991). Los siete volcanes occidentales son: Fernandina, Ecuador, Sierra Negra, Cerro Azul, Wolf, Alcedo y Darwin. Por otro lado, los volcanes orientales son los más viejos, carecen de calderas, exhiben alineaciones estructurales de conos de ceniza, pendientes bajas y fisuras de tipo lineal y controladas tectónicamente (Fig. 1.1) (White, McBirney y Duncan, 1993). Los volcanes orientales más antiguos comprenden Santa Fe, Baltra, Santa Cruz, Floreana, San Cristóbal, Española, Santiago, Rábida y Pinzón.

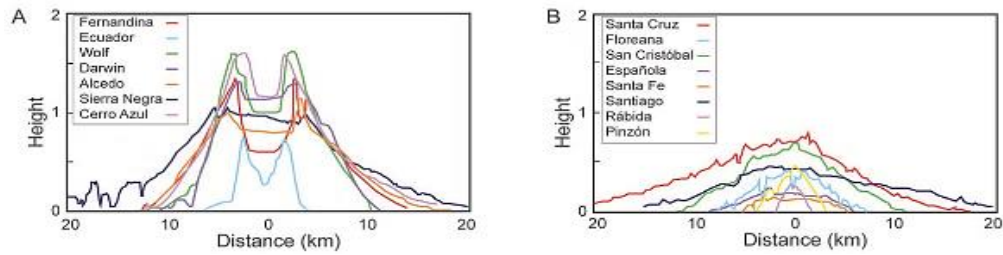


Figura 1.1 A. Morfología de los volcanes occidentales y B. Morfología de los volcanes orientales.
(Tomado de Harpp y Geist, 2018).

1.7.2 Contexto Geodinámico

El archipiélago de Galápagos es la huella superficial de un magmatismo intraplaca debido al ascenso de material desde el límite núcleo externo-manto, anomalía conocida como pluma mantélica o punto caliente. Este suministro se da hacia y a través de las placas de la corteza suprayacentes a medida que avanzan lentamente (Simkin y Howard, 1970). Consecuencia del movimiento de las placas sobre el punto caliente, los volcanes son alejados de la fuente de magma y posteriormente se extinguen, dejando un rastro de la dirección de movimiento de la placa en donde el volcán más antiguo es reemplazado por un nuevo centro volcánico (Harpp y Geist, 2018).

La historia del Centro de Expansión de Galápagos (CSG) comenzó ~23 Ma cuando la ruptura de la placa Farallón a lo largo de una zona de fractura orientada ENE dio como resultado la expansión oceánica y la apertura de la dorsal Cocos-Nazca, lo que origina las placas de Cocos, con un movimiento de ~83 km/My en dirección N41°E, y Nazca que subduce perpendicularmente bajo la placa Sudamericana a ~58 km/My (Fig. 1.2) (Werner et al, 2003; Sallarés, Charvis y Calahorrano, 2009; Sallarés y Charvis, 2003; Gibson y Geist, 2010; Barckhausen et al, 2001).

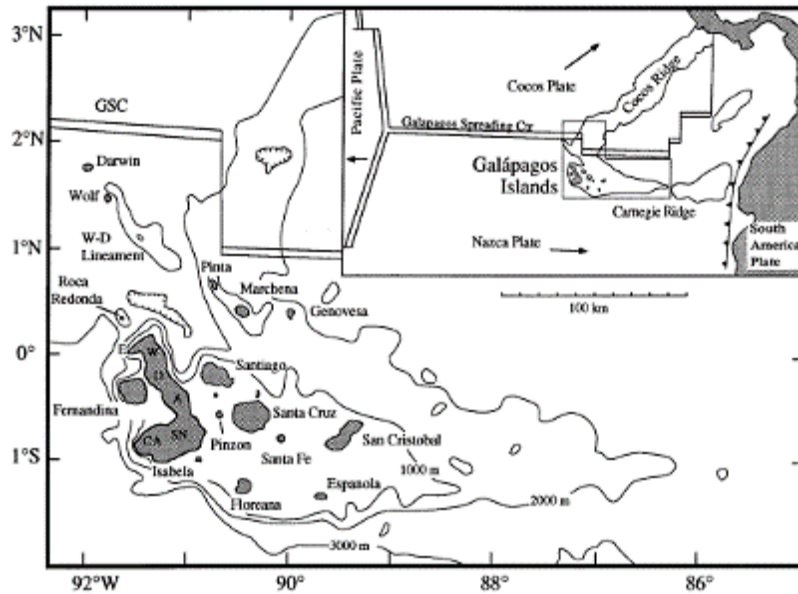
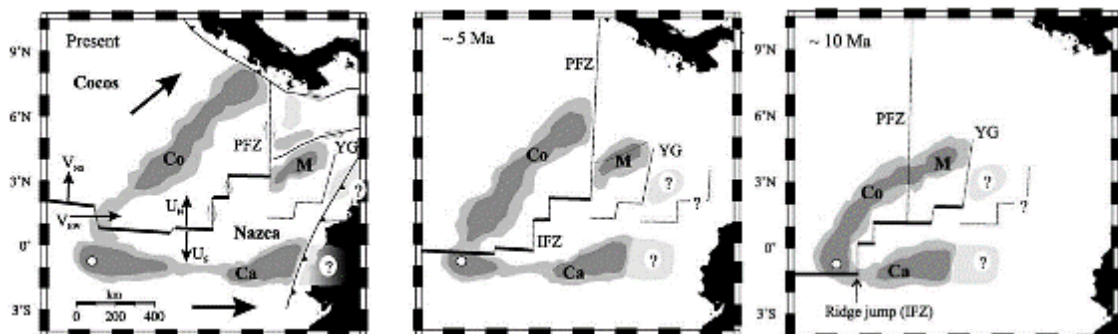


Figura 1.2 Mapa batimétrico de la Provincia Volcánica de Galápagos (GVP). El recuadro muestra la configuración tectónica entre el archipiélago de Galápagos, América Central y América del Sur. Las abreviaciones de los seis volcanes de las islas Isabela son: E, Ecuador; W, Wolf; D, Darwin; A, Alcedo; SN, Sierra Negra; CA, Cerro Azul; GSC, Galápagos Spreading Center. (Tomado de Geist, Naumann y Larson, 1998).

La evolución geodinámica de la interacción del punto caliente y el Centro de Expansión de Galápagos (CSG), ha dado lugar a una serie de eventos significativos que son explicados en Sallarés y Charvis (2003) y que se muestran en la Fig. 1.3. Entre ~23 y ~20 Ma el CSG experimentó un salto que generó una dorsal con una orientación diferente. El punto caliente de Galápagos, centrado bajo la dorsal, dio origen a un Plateau espeso que se dividió en los segmentos de Malpelo y Carnegie hacia el norte y sur, respectivamente. A lo largo de los millones de años posteriores, se produjeron saltos en la dorsal y cambios en la configuración del CSG, influenciados por eventos como la formación de la Zona de Fractura Inca (IFZ) y la Zona de Fractura de Panamá (PFZ). Estos eventos conllevaron a la separación de Malpelo de la placa Cocos, la migración de la dorsal de Carnegie y la configuración actual de la Provincia Volcánica de Galápagos (PVG).



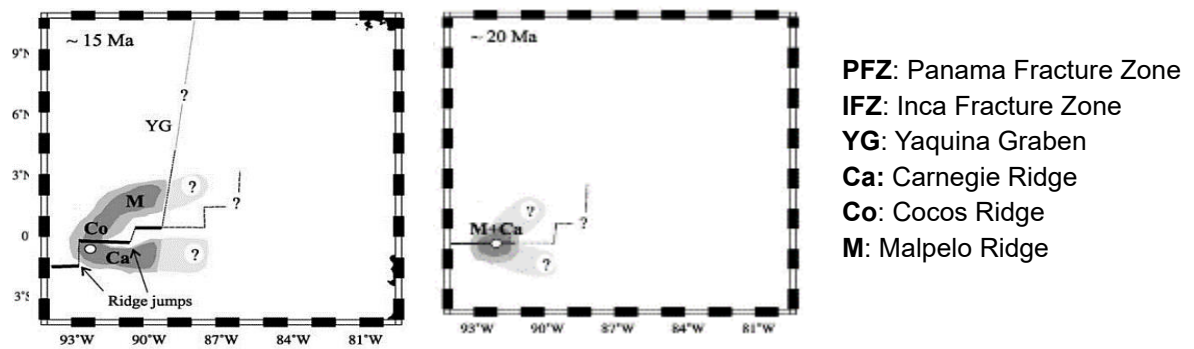


Figura 1.3 Evolución geotectónica de la GVP durante los últimos ~ 20 Ma. (Modificado de Sallarés y Charvis, 2003).

1.7.3 Volcanismo en Galápagos

Las Islas Galápagos constituyen un conjunto de islas cuyo origen geológico está relacionado con la actividad volcánica y tectónica. Su formación se atribuye a la actividad del punto caliente de Galápagos, lo que resultó en la creación de diversas islas volcánicas a lo largo del tiempo. El Archipiélago de Galápagos es una de las regiones más volcánicamente activas del planeta, experimentado a lo largo del último siglo erupciones que ocurren en promedio cada 2 años (Bernard et al, 2019).

El volcanismo histórico ha ocurrido en ocho volcanes de Galápagos y se extiende sobre una superficie superior a 40 000 km². A través de experimentos sísmicos e imágenes tomográficas, han identificado que el ascenso de la pluma mantélica no se centra debajo de Fernandina, sino que se inclina en dirección hacia la Zona de Fractura de Galápagos (Fig 1.2), aunque no en dirección del movimiento de la placa (Villagómez et al., 2014). La interacción geoquímica entre el punto caliente y la dorsal, junto con las variaciones en la contribución de la fuente del punto caliente y del manto superior, así como las diferencias en las profundidades y extensiones de la fusión parcial, ejercen una fuerte influencia en la composición de las lavas y en la diversidad de estas (Geist, Howard y Larson, 1995; Geist, Naumann y Larson, 1998).

La mayoría de las erupciones corresponden a flujos de lava basálticas, comúnmente desde fisuras lineales, en lugar de explosiones violentas de ceniza y piedra pómez, características de volcanes de composición más silíceas (Simkin, 1984). De acuerdo con datos geoquímicos de elementos mayores, las Islas Galápagos siguen una línea evolutiva de contenidos de SiO₂ de 48% y MgO de 14% hasta muestras más diferenciadas con 50-52% SiO₂ y 5-6% en MgO (Hidalgo y Samaniego, 2009). Sin embargo, en el volcán Alcedo se ha producido tanto erupciones basálticas como riolíticas (Goff et al., 2000; Geist et al., 1994).

1.7.4 Volcán Alcedo

El volcán Alcedo es uno de los seis volcanes escudos que se encuentran en la isla Isabela en el occidente del archipiélago de Galápagos (Fig. 1.5). Presenta una característica particular que lo diferencia de los volcanes occidentales y es la presencia de $\sim 1 \text{ km}^3$ de tefra y lava riolítica asociado a actividad volcánica de tipo pliniana hace $\sim 100\,000$ años (Harpp y Geist, 2018; Geist et al, 1994; Geist, Howard y Larson, 1995).

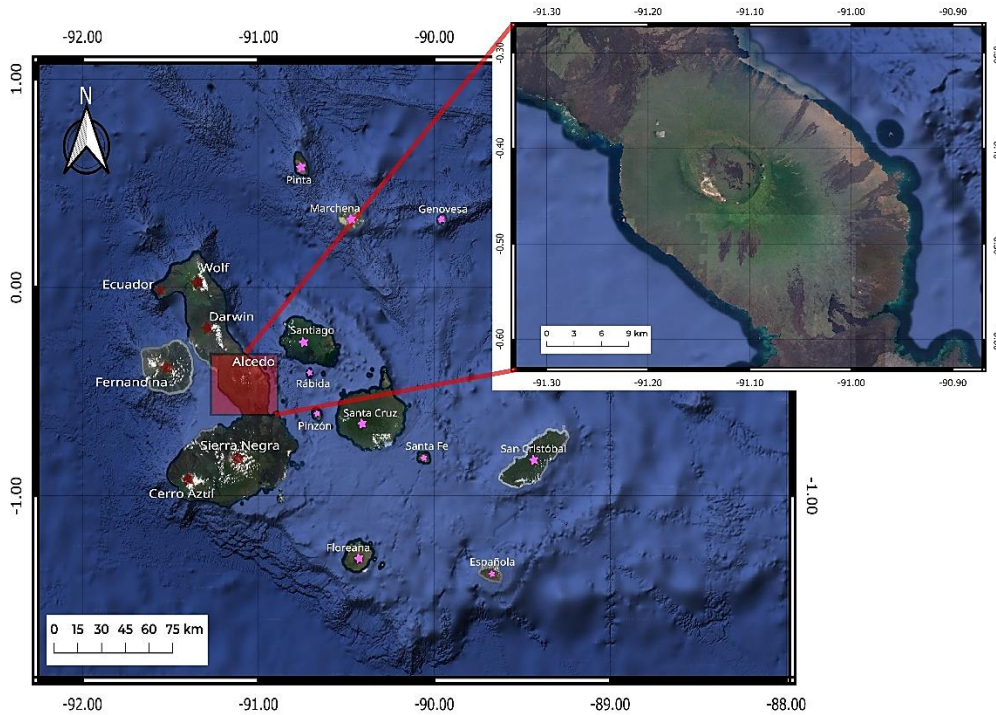


Figura 1.4 Ubicación del volcán Alcedo. Limitado al N por el volcán Darwin y al S por el volcán Sierra Negra.

1.7.4.1 Geología

Estudios petrológicos en el volcán Alcedo muestran que las erupciones riolíticas son el resultado de la cristalización fraccional dentro de la columna de mush, como consecuencia del alejamiento del volcán y el punto caliente (Harpp y Geist, 2018). De acuerdo con Geist et al (1994), el manto de tefra riolítica puede ser usado como un marcador estratigráfico, permitiendo distinguir entre basaltos más jóvenes y viejos de Alcedo, es así como estratigráficamente se puede dividir en tres unidades principales:

1. Fase basáltica pre-riolítica, en las paredes de la caldera se encuentra expuesto $90 \pm 40 \text{ km}^3$ del basalto más antiguo (Fig.1.6). Los flujos de lava basáltica pueden inclinarse entre ~ 0 a 40° dependiendo de la zona donde estén expuestos. Por análisis geoquímicos se identifican islanditas con 54-57% de SiO_2 . Varias fisuras radiales y circunferenciales pueden ser observadas en los flancos del volcán.

2. Fase riolítica, incluye material piroclástico y flujos de lava. Todas las riolitas contiene fenocristales de oligoclasa, augita y titomagnetita (<5%), en la mayoría se presentan xenolitos de varios centímetros de diámetro de basalto vesicular. El depósito de tefra principal está expuesto en el flanco oriental del volcán, a lo largo de la costa (Fig. 1.6). Suprayacente a esta, se encuentran dos capas de piedra pómez intercalado con flujos de lava basálticos. La tefra principal está dominada por depósitos de caída y de flujo cerca del viento. La unidad de caída inferior se denomina "A", mientras que sobreyacente se encuentra la unidad "B". Es probable que la erupción pliniana en Alcedo haya alternado pómez normal y pómez altamente vesicular. A medida que el magma se desgasifica gradualmente durante la erupción, se produce un cambio en los productos y formas de erupción, presentando depósitos piroclásticos y flujos de lava.
3. Fase basáltica post-riolítica, consiste en flujos de basalto más jóvenes (Fig.1.6). Fueron expulsados desde fisuras circunferenciales en la parte alta del volcán y descendieron por la pared de la caldera, y por fisuras radiales inferiores en los flancos.

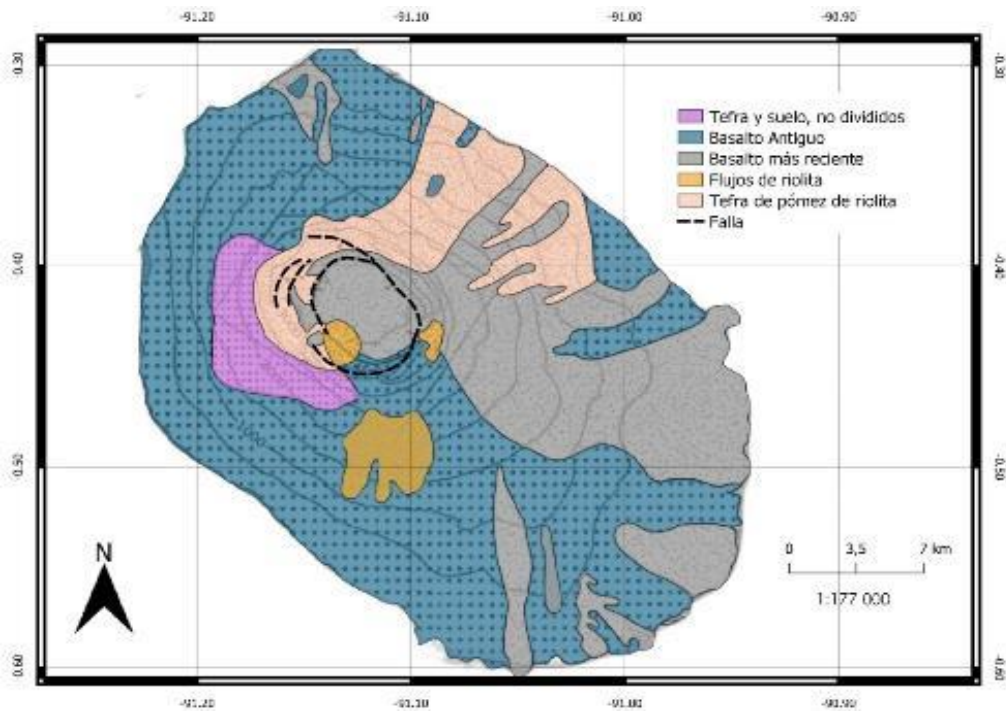


Figura 1.5 Mapa geológico del volcán Alcedo. (Modificado de Geist et al, 1994).

Unit	Unit Symbol	Rock type	Maximum thickness m	Volume estimate km ³
Younger basalt	yb	Basalt flows	> 20	1
Rhyolite sequence South-flank obsidian. Stratigraphic position uncertain	rs	Rhyolite flow	25	0.4
East rim obsidian	rr	Commingle rhyolite and dacite flow	< 5	0.01
Caldera-floor obsidian		Rhyolite flows	< 50	0.07
Blocky flow unit	rb			
Frothy flow unit	rr			
Terrace obsidian flow. Stratigraphic position uncertain	rt	Frothy rhyolite, obsidian, and pumice	10	0.01
Main-tephra from plinian eruption	p		15	≥3.4
B layer		Commingle rhyolite and dacite pumice fall		
Proximal facies		Rhyolite fall, surge, and lava deposits		
A layer		Rhyolite pumice fall		
Icelandite layer		Icelandite tephra	0.1	0.001
Basalt interbeds	--	Basalt flows and scoria	6	0.001
Older pumice	op	Pumice tephra (2 exposures)	L5	0.001
Older basalt	ob	Basalt flows, rare icelandite	250	90
Unexposed parts of shield	--			
Above sea level			760	110
Below sea level			3200	> 2300

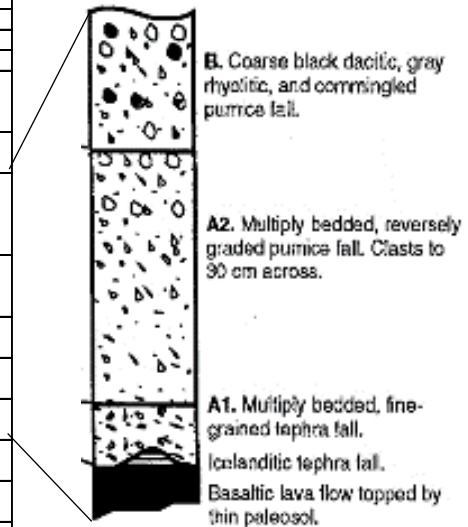


Figura 1.6 Izq: Secuencia estratigráfica del volcán Alcedo. Der: Sección estratigráfica representativa de la facie distal. (Modificado de Geist et al, 1994).

1.7.4.3 Morfología

El volcán Alcedo presenta un diámetro máximo de aproximadamente 37 km y está alargado en una tendencia NW-SE (N133°). La caldera, por otro lado, presenta dimensiones de 9.3 x 7.2 km y está alargado en la dirección NW-SE (N128°) (Bernard, 2024). Los flancos superiores del volcán son cortos y empinados (hasta 33°), se formaron por al menos 250 m de secuencias de flujos de lava basálticos, lo que favorece un origen constructivo para los flancos del volcán (Munro y Rowland, 1996; Geist et al, 1994).

La mayor parte del volcán Alcedo se encuentra bajo el agua, el volumen subaéreo es de 262 km³, mientras que el volumen de la plataforma de Galápagos por debajo de Alcedo hasta una profundidad de 3 200 m, es aproximadamente mayor a 2 300 km³ (Geist et al, 1994, Bernard, 2024).

1.7.4.4 Geoquímica

La composición química de las rocas del volcán Alcedo es representativa de una serie toleítica típica que se caracteriza por un enriquecimiento y posterior empobrecimiento en hierro. Las riolitas de Alcedo son de tipo metaluminoso. Los diagramas de variación de elementos mayores reflejan la diferenciación toleítica. Se observa un aumento en los

contenidos de SiO_2 , K_2O y Na_2O a medida que disminuye el contenido de MgO y elementos como Al_2O_3 , TiO_2 , FeO^* , CaO y P_2O_5 muestran inflexiones en contenido de MgO intermedio (Fig. 1.7) (Geist, Howard y Larson, 1995). De igual manera, las lavas de Alcedo muestran una heterogeneidad significada isotópica. La riolita tiene proporciones isotópicas en el medio del rango para los basaltos de Alcedo, consistente con una evolución por cristalización fraccionada a partir de un magma basáltico padre (White, McBirney y Duncan, 1993).

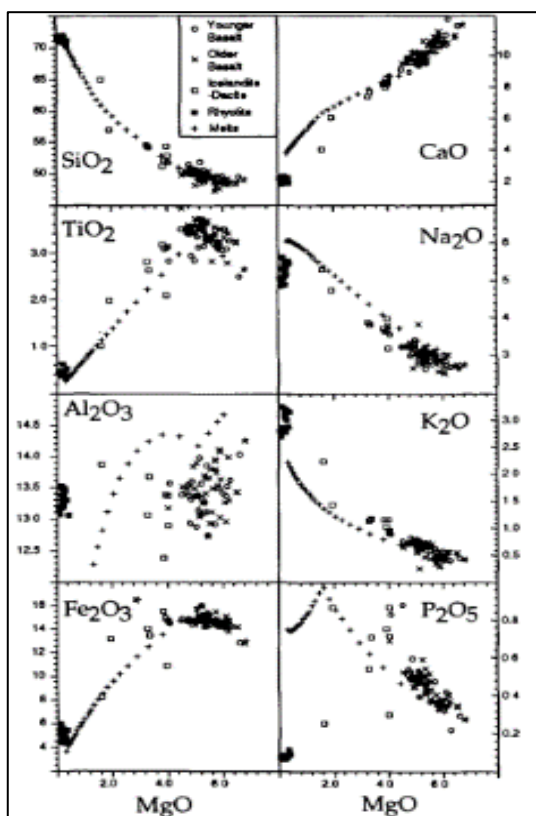


Figura 1.7 Diagrama de variación de elementos mayores, con MgO como un indicador de diferenciación. (Tomado de Geist, Howard y Larson, 1995).

1.7.4.5 Geocronología

De acuerdo con datos de K/Ar , las edades del basalto más antiguo es de 150 ± 50 ka (Geist et al, 1994). Posteriormente, con el mismo método de datación K/Ar , se dató una lava de obsidiana vítrea de edad 74 ± 24 ka (incierto en relación con su posición estratigráfica) y de una muestra de flujo de obsidiana espumoso que arrojó una edad de 108 ± 24 ka. Las fechas de riolita no limitan bien la secuencia eruptiva, sin embargo, son consistentes con la erupción de un solo paquete de riolita por medio de erupciones separadas por hasta 66 000 años. Por otro lado, los basaltos más jóvenes se extienden más allá de las riolitas e incluyen alrededor de doce flujos separados, uno de las cuales experimentó una erupción entre 1946 y 1960 (Geist et al, 1994; Geist, Howard y Larson, 1995).

1.7.5 Conceptos generales

1.7.5.1 Volcanes escudo

Un volcán tipo escudo se edifica mediante la emisión sucesiva de flujos de lava basáltica que se expulsan desde uno o varios ventos en la cima y desde los flancos del volcán, pudiendo también expulsar capas piroclásticas menores (Silva y Lindsay, 2015). Esto se debe a que tanto el contenido de gas como la viscosidad del magma son muy bajos, lo que permite que el magma ascienda a la superficie a través de una fisura eruptiva y emita magma líquido (Llinares, Ortiz y Marrero, 2004). Los flujos de lava se superponen formando capas de pendientes bajas, que generalmente oscilan entre 4 a 8 grados (Fig. 1.8) (Silva y Lindsay, 2015).



Figura 1.8 Morfología de volcán escudo con caldera del volcán Alcedo vista desde el sur. (Foto: P. Ramón, IG-EPN).

1.7.5.2 Calderas

Una caldera es una estructura de composición variada que abarca un área extensa de terreno y ha experimentado un hundimiento vertical en respuesta al drenaje de varios kilómetros cúbicos de magma debido a una gran erupción explosiva o efusiva (Fig. 1.9) (Branney y Acocella, 2015).



Figura 1.9 Caldera del volcán Alcedo. (Foto: Benjamin Bernard, IG-EPN).

1.7.5.3 Erupciones plinianas

Se destacan como las manifestaciones de actividad volcánica más explosivas. Los pulsos plinianos son una mezcla de gas y partículas (material juvenil y lítico) que se descargan desde el viento a una velocidad típica de 150 – 600 m/s. Debido a la alta tasa de descarga, la duración de los pulsos plinianos oscila entre horas y días (Cioni, Pistolesi y Rosa, 2015). La columna eruptiva puede alcanzar una altura que oscila entre 20 y 60 km y puede extenderse por cientos o incluso miles de kilómetros (Fig. 1.10) (Toselli, 2010). Presenta un índice de explosividad (VEI) que puede variar entre 4 y 6. Estas erupciones pueden incluir un ascenso rápido del fundido rico en volátiles, y posteriormente, deshidratación, aumento de la viscosidad del fundido y fragmentación frágil en respuesta a las diferencias de presión en la superficie a medida que se descomprime (Cashman y Scheu, 2015). La descompresión y expansión de vesículas contribuye al aumento de la velocidad de ascenso de la espuma magmática dentro del conjunto, siendo la tasa de descompresión quien ejerce un control significativo sobre la vesicularidad final del magma. Un cambio repentino en la composición del magma durante la erupción es uno de los factores que afecta la dinámica de una erupción pliniana (Cioni, Pistolesi y Rosa, 2015).



Figura 1.10 Durante erupción pliniana de Monte St. Helens (USA). (Cioni, Pistolesi y Rosa, 2015).

1.7.5.4 Flujos de lava

La lava es una mezcla de roca fundida (líquido), cristales (sólido), gas (burbujas) y en algunos casos xenolitos de roca basal que han sido arrastrados durante la erupción. La composición de fundido que compone la mezcla varía desde ultramáfico hasta félsico. A medida que la lava sea rica en cristales, aumenta su viscosidad, aunque también se puede encontrar cuerpos vítreos de obsidiana (Harris y Rowland, 2015; Sigurdsson, 2015). La obsidiana es vidrio volcánico con elevado contenido de sílice y fractura concoidea. A pesar de su composición rica en sílice, la obsidiana presenta tonalidades más oscuras

debido a pequeñas cantidades de impurezas. La formación de este vidrio en las lavas silíceas no se atribuye necesariamente a un rápido enfriamiento, ya que los flujos de obsidiana poseen un volumen significativo para enfriarse rápidamente. El lento movimiento del flujo, junto con un bajo nucleamiento y difusión puede impedir la cristalización, dando como resultado rocas vítreas (Toselli, 2010).

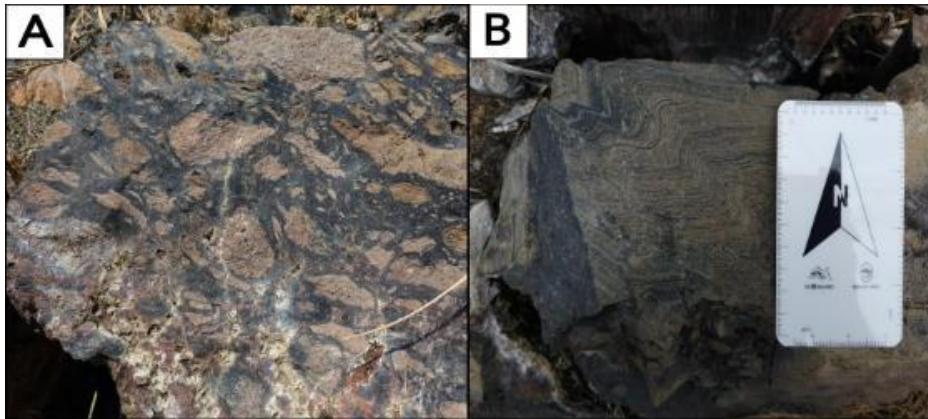


Figura 1.11 Fotografías de los flujos de lava tomadas en la misión de campo 2023. **A.** Autobrecha. **B.** Estructura de bandeamiento con variación textural. (Foto: Benjamin Bernard, IG-EPN).

1.7.5.5 Depósitos piroclásticos

Piroclastos: Son partículas juveniles formadas debido a la fragmentación del magma/lava. Puede incluir cristales rotos y clastos líticos accesorios (Cashman y Scheu, 2015).

Tefra: Material fragmentado (piroclastos) generado por una erupción volcánica, el término se emplea para describir material de diversas composiciones, tamaños y métodos de deposición (Cashman y Scheu, 2015).

Pómez: Vidrio volcánico de composición intermedia a félsica altamente vesicular (White, McPhie y Soule, 2015).

Escoria: Fragmento de magma solidificado proveniente de una erupción explosiva, contiene vesículas y sus dimensiones oscilan entre milímetros y decímetros. Está compuesto por vidrio y cristales. En comparación con la piedra pómez, las escorias tienen vesículas más grandes y conectadas entre sí. Presenta menor contenido en sílice y exhibe colores oscuros como negro, rojizo y marrón (Taddeucci et al., 1995).

1.7.5.6 Zona de mush

Zona caliente rica en cristales y pobre en fundido que se mantiene en un estado parcialmente líquido gracias al flujo de calor y magma máfico en las partes basales del reservorio de la corteza (Holness, Stock y Geist, 2019; Singer et al., 2014).

2. METODOLOGÍA

El volcán Alcedo ubicado en las Islas Galápagos, se diferencia por la presencia de productos volcánicos de composición riolítica. En el presente capítulo se realiza una descripción de los pasos que se desarrollaron para la búsqueda de información, obtención de datos y posterior análisis e interpretación. Se puede dividir las actividades realizadas en cuatro fases:

2.1 Fase 1: Recopilación bibliográfica

La primera fase es la recopilación bibliográfica de artículos científicos, tesis de grado y libros que contengan información acerca del volcán Alcedo. Cabe mencionar que existen pocos trabajos de investigación asociados al volcán, de manera que, la principal bibliografía corresponde a los estudios de Geist et al. de distintos años de publicación (1994 – 2014).

2.2 Fase 2: Descripción petrográfica

En la salida de campo que se realizó del 28 de agosto al 4 septiembre del 2023 se recolectaron un total de 100 muestras del interior de la caldera, de los bordes sur y oeste de la caldera, del lado este cerca de la Isla Cowley y alrededor de una ensenada en el lado sureste del volcán Alcedo. En el presente trabajo de integración curricular se realizó el análisis petrológico de ocho muestras (dos del flujo de lava riolítico y seis de depósitos piroclásticos), además, de caracterización geoquímica de roca total y de minerales (plagioclasas). La codificación y ubicación de las muestras que fueron analizadas se detalla en el Anexo I. Con la ayuda del Sistema de Información Geográfica (SIG) de software libre Quantum GIS (QGIS 3.20.2) se plotearon las coordenadas de las muestras que fueron descritas y analizadas (Fig. 2.1).



Figura 2.1. Mapa de ubicación de las muestras de mano detalladas en Anexo I. La muestra ALC-23-01 representa las muestras ALC-23-01-02, ALC-23-01-03, ALC-23-01-04A, ALC-23-01-04B, ALC-23-01-05A y ALC-23-01-05B (Anexo I) que fueron tomadas en la misma coordenada. El triángulo rosa representa la cumbre del volcán Alcedo.

Las láminas delgadas de las muestras se realizaron en el Laboratorio de Investigación de la Superficie de la Tierra en la Escuela de Ciencias Naturales de la Universidad Trinity College Dublín, Irlanda. El procedimiento para las láminas delgadas abarca cortar a las muestras de mano de tal manera que se obtenga una lámina de la roca, pulirla hasta llegar a un espesor 30 μm , colocar en un portaobjetos y finalmente, observar la sección delgada bajo microscopio óptico de alta resolución. El procedimiento de fabricación de láminas delgadas fue realizado en el Departamento de Geología de la universidad Trinity College Dublin a cargo del Dr. Michael Stock.

El análisis petrográfico de las muestras de mano abarcó la descripción de la composición mineralógica, matriz de ser el caso, textura, estructura, xenolitos y algún tipo de meteorización/alteración que presente la roca y que posteriormente pueda verse reflejado en los resultados geoquímicos. En el caso de las secciones delgadas, se utilizó como referencia la propuesta de descripción petrográfica de Mackenzie et al (1982), de tal manera que se describe los minerales principales y accesorios, microtexturas y microestructuras, tipo de matriz y observaciones.

Se elaboraron tres láminas delgadas (ALC-23-02A, ALC-23-12A, ALC-23-20C) que sirvieron para la descripción y análisis. La descripción petrográfica fue realizada con un microscopio petrográfico (Fig. 2.2-A) y las fotografías de las láminas delgadas en luz polarizada plana y nicoles cruzados fueron obtenidas con un microscopio óptico Nikon Eclipse LV100 equipado con una cámara NIKON DS-Ri2. Las imágenes se obtienen al colocar las secciones delgadas en una platina piloto motorizada Märzhäuser Wetzlar EK 75x50 con el fin de recopilar un mosaico de imágenes de gran tamaño de una resolución de 5x y en un lapso de 8 a 10 minutos (Fig. 2.2-B). Posteriormente, estas imágenes son procesadas mediante el software NIS-Elements AR. Para el conteo modal se utilizó el programa JMicroVision, el cual permite añadir las fotografías previamente obtenidas en formato TIF y los minerales observados en una hoja de Excel. En el programa se escoge la opción de “Random Grid”, este método ubicará los puntos de manera aleatoria, de manera que se debe seleccionar en la lista añadida el mineral que se muestra en el centro de la pantalla. Por el bajo porcentaje de cristales se identificó 1000 puntos en cada una de las láminas delgadas (el procedimiento se explica en Anexos II).

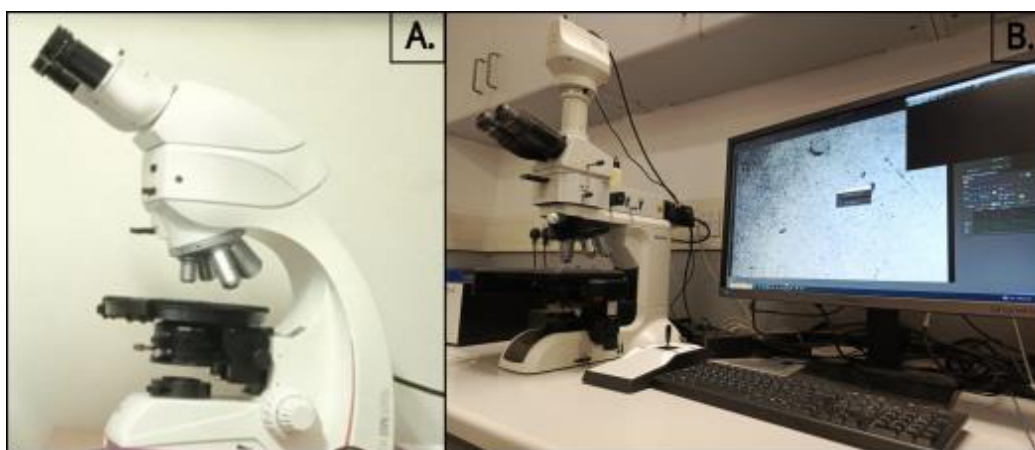


Figura 2.2 Instrumentos utilizados para el análisis petrográfico y obtención de imágenes de secciones delgadas. **A.** Microscopio petrográfico y **B.** Microscopio óptico Nikon Eclipse LV100 del Departamento de Geología y el Laboratorio de microscopía del Trinity College Dublín, respectivamente.

2.3 Fase 3: Análisis geoquímicos

El análisis geoquímico se dividió en dos procedimientos. El primero corresponde a la microscopía electrónica de barrido (SEM) equipado con múltiples detectores de energía dispersada (EDS) (Fig. 2.2). Este es uno de los instrumentos más versátiles disponibles para el análisis y examinación de las morfologías de microestructuras y caracterización de la composición química de las muestras (Zhou et al, 2007; Goldstein et al, 2012). Al

complementarse con la espectrometría de dispersión de energía (EDS) permite obtener información sobre la composición de la muestra utilizando mapeo y análisis puntual (School of Engineering, Computer and Mathematical Sciences, s.f.).

Para este estudio se utilizó las tres secciones delgadas previamente descritas, las cuales se colocaron en el equipo Zeiss ULTRA plus, que corresponde al microscopio electrónico de barrido. Previo al inicio del estudio, se calibra el instrumento y se busca valores estándares de diferentes elementos mayores. Para ello, utilizando una sección delgada se seleccionaron minerales que contienen en su estructura química los elementos mayores necesarios para el estudio, por ejemplo: olivino por Mg, ortoclasa por K, magnetita por Fe, entre otros. Posteriormente se coloca las secciones delgadas y se procede a analizar los cristales de plagioclasa y el vidrio volcánico en distintos puntos. Se eligieron plagioclasas con forma euhedral para poder escoger un punto en el borde, otro en el núcleo y uno más en medio de ambos. En cada muestra, se seleccionaron entre cinco a seis plagioclasas y en las secciones delgadas ALC-23-12A y ALC-23-20C (Nº de muestra 8 y 9 en la Tabla 1, Anexo I) se analizaron entre uno y cinco puntos para la composición del vidrio volcánico. A su vez, se realizaron mapas de elementos de microsonda electrónica de áreas definidas que incluían las plagioclasas previamente analizadas. El proceso para obtener los mapas fue llevado a cabo por el PhD. Paul Guyett, técnico investigador del Departamento de Geología de la universidad Trinity College Dublin, utilizando los softwares Mira TC x64 y Aztec. El tiempo necesario para su obtención depende del tamaño del área seleccionada y el número de mapas obtenidos de cada sección delgada, oscilando entre un día y medio y dos días.

El segundo análisis fue la fluorescencia de rayos X (XRF) la cual es una técnica de análisis elemental cuantitativa y no destructiva. Permite obtener datos de elementos mayores y elementos traza. La preparación de la muestra es simple y existe un riesgo muy bajo de contaminación. El análisis es no destructivo y el equipo es capaz de medir niveles bajos de partes por millón (ppm) a altas concentraciones de porcentaje en peso (%) para elementos desde sodio (^{11}Na) hasta uranio (^{92}U), el tamaño de la muestra no debe ser mayor a 24 cm de diámetro y 9 cm de altura (TCD, s.f.). Se puede obtener de elementos mayores y traza con porcentaje en peso $> 1\%$ con una precisión aproximada entre 1 y 2%. Esta técnica consiste en irradiar a la muestra con un intenso haz de rayos X, lo que provoca la emisión de rayos X fluorescentes que se pueden detectar mediante energía dispersiva o un detector dispersivo de longitud de onda. Estas longitudes de ondas se emplean para identificar los elementos presentes en la muestra (Santiago, 2017; Padilla y Migliori, s.f.).

La preparación se realizó en el Laboratorio de Investigación de la Superficie de la Tierra en la Escuela de Ciencias Naturales y el Laboratorio de Microscopía de la Universidad Trinity College Dublin.



Figura 2.3 Equipo para el análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM) del Laboratorio de microscopía del Trinity College Dublin.

Los pasos para la preparación de las muestras para el análisis de XRF se presentan en la figura 2.4 y se describen a continuación. Primero, es necesario triturar la muestra para obtener polvo de roca de cada uno de los ejemplares de los depósitos piroclásticos y flujos de lava. Con ese propósito, fue necesario cortar las dos muestras de flujo de lava para reducir su tamaño a aproximadamente 4 a 5 cm. Estas muestras junto con las seis muestras de piedra pómez y escoria fueron colocadas en distintos vasos de precipitación, en lo posible que tengan un peso de 100 g. A continuación, las muestras son lavadas en el ultrasonido con agua desionizada durante 7 minutos. El agua desionizada previene la adición de otros elementos a nuestras muestras, evitando posibles interferencias durante los análisis geoquímicos. Posteriormente, las muestras se colocaron en el horno para el secado a una temperatura de 60 °C.

Luego de secarse, las muestras de lava se trituraron en la trituradora de mandíbula con el objetivo de reducir su tamaño a menos de 1 cm. Finalmente, el material resultante es colocado en el TEMA-disc-mill para obtener polvo de roca. Por otro lado, para las muestras de depósitos piroclásticos como piedra pómez y escoria, se emplea un mortero para triturarlas. Al aplicar presión sobre la muestra, se logró moler y reducir su tamaño. Similar al proceso de las muestras de lava, las seis muestras de pómez y escoria fueron sometidas al TEMA-disc-mill y al agate disc-mill (molino de ágata), logrando así reducir su tamaño de

grano a polvo ($< 0,125$ mm). En ambos procedimientos, se evita la contaminación de la muestra para garantizar resultados fiables sin contaminación.

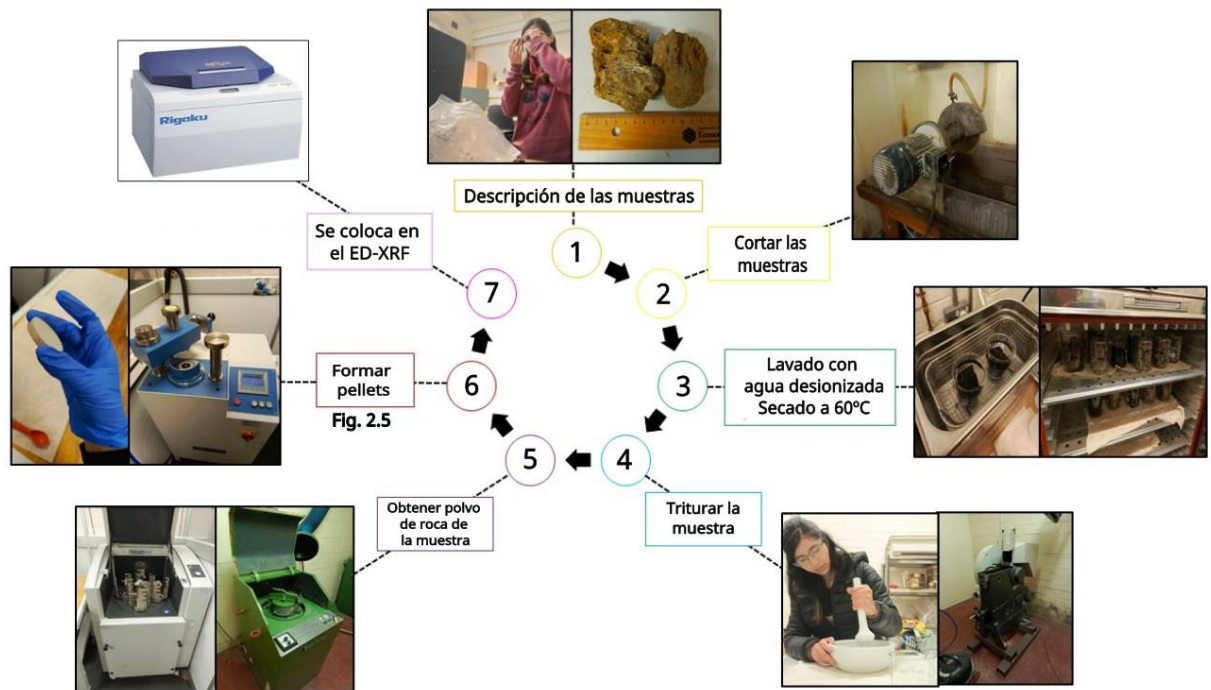


Figura 2.4 Flujograma que describe los pasos a seguir en la preparación de muestras para el análisis de fluorescencia de rayos X. Imagen del equipo Rigaku ED-XRF fue tomado de Earth Surface Research Laboratory, s. f.

El paso siguiente corresponde a la formación de los pellets, para ello es necesario el uso de la balanza, agate ball-mill, pellet press y fundas plásticas debidamente etiquetadas (Fig. 2.5). Se empieza pesando en la balanza con 12 ± 0.05 g de la muestra y 3 ± 0.05 g de cera aglutinante (wax binder), este último permite mantener la muestra junta. Después de pesar, se coloca el material en los recipientes de molienda y posteriormente en el agate ball-mill por un tiempo de 4 minutos. Luego, removemos el material y lo colocamos en la prensa de pellets por un par de minutos (los valores de tiempo y presión ya son predeterminados), finalmente, con cuidado se extrae el pellet del equipo y se coloca dentro de bolsas de plástico pequeñas que previamente fueron etiquetadas. Este corresponde el último paso previo a colocar los pellets de las ocho muestras en el equipo el Rigaku ED-XRF (Fig. 2.4). Con esta técnica, cada muestra fue analizada cinco veces, de tal manera que el valor que se considera “real” y con el cual se trabajará se obtiene de sacar la media de las cinco réplicas. Sin embargo, se debe tomar en cuenta que la precisión del equipo no es muy alta y puede afectar a algunos elementos mayores debido a que son elementos ligeros. Se puede obtener efectos de matriz que resultan en sesgos en diferentes direcciones. Para

eliminar este efecto en los resultados es posible fundir el vidrio de manera que los rayos X sean absorbidos por la roca de forma más efectiva al salir del material.

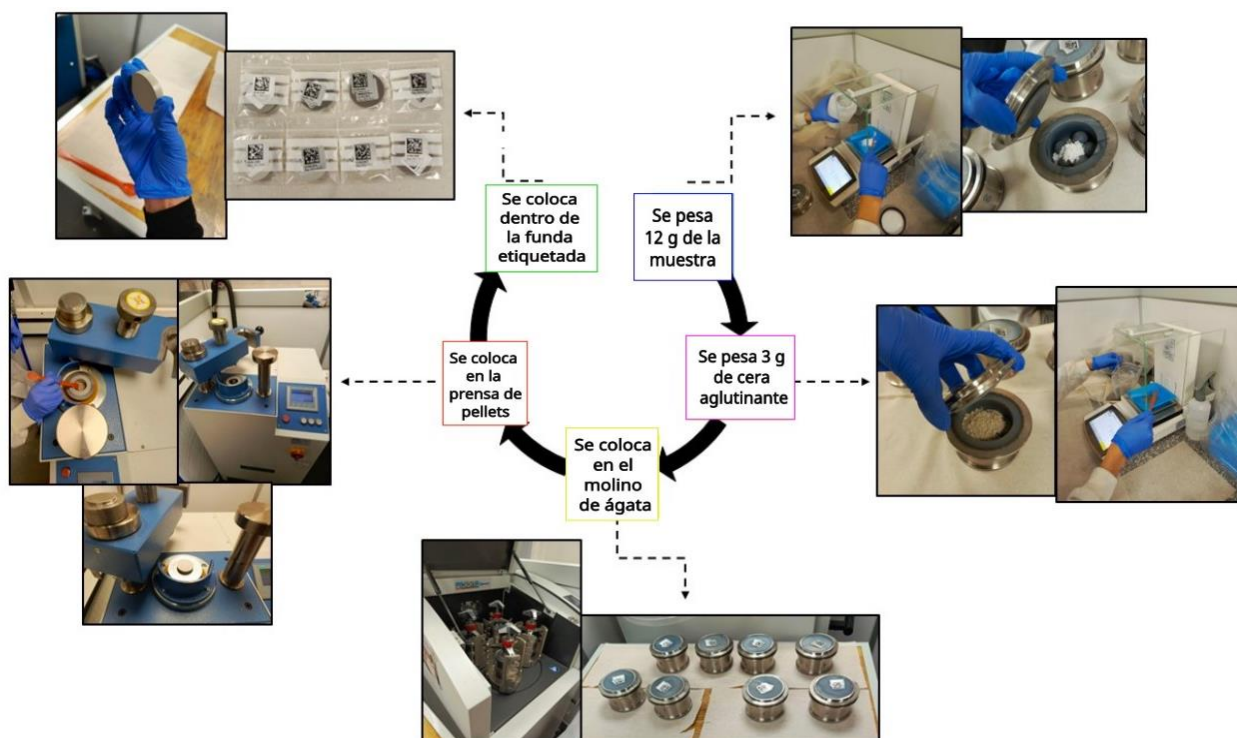


Figura 2.5 Flujograma de los pasos a seguir para la obtención de pellets necesarios para el análisis de fluorescencia de rayos X.

2.4 Fase 4: Evaluación y análisis de resultados

Los datos obtenidos tanto en la caracterización petrográfica y geoquímica fueron utilizados para el desarrollo de tablas de datos, descripciones petrográficas y de láminas delgadas, gráficos geoquímicos y un modelo que permita entender de manera más sencilla la estructura hipovolcánica del volcán Alcedo y el proceso magmático que genera la diferenciación del magma de basalto a riolitas. Cabe destacar que los resultados obtenidos serán comparados con bibliografía ya existente del volcán, de manera que sea posible ilustrar si existe alguna diferencia en el contenido elemental y a su vez, denotar las peculiaridades de una erupción pliniana poco común en este tipo de ambientes geodinámicos.

Los gráficos de clasificación geoquímica y variación composicional de las plagioclasas fueron realizados con la ayuda del software R (Project for Statistical Computing), en la consola en la opción “Paquetes” se instala el paquete GCDKit, el cual es un sistema software que se basa en el lenguaje de R para el manejo, cálculo y ploteado de análisis geoquímicos a partir de rocas ígneas.

3. RESULTADOS

3.1 Columna Estratigráfica

En la Fig. 3.1, se presenta la columna estratigráfica desarrollada durante la expedición de campo al volcán Alcedo en agosto-septiembre de 2023. En esta columna, se ha modificado la clasificación de las capas presentada inicialmente por Geist et al. (1994). Este registro gráfico facilita una visualización más clara de la secuencia de capas, permitiendo establecer una secuencia de eventos.

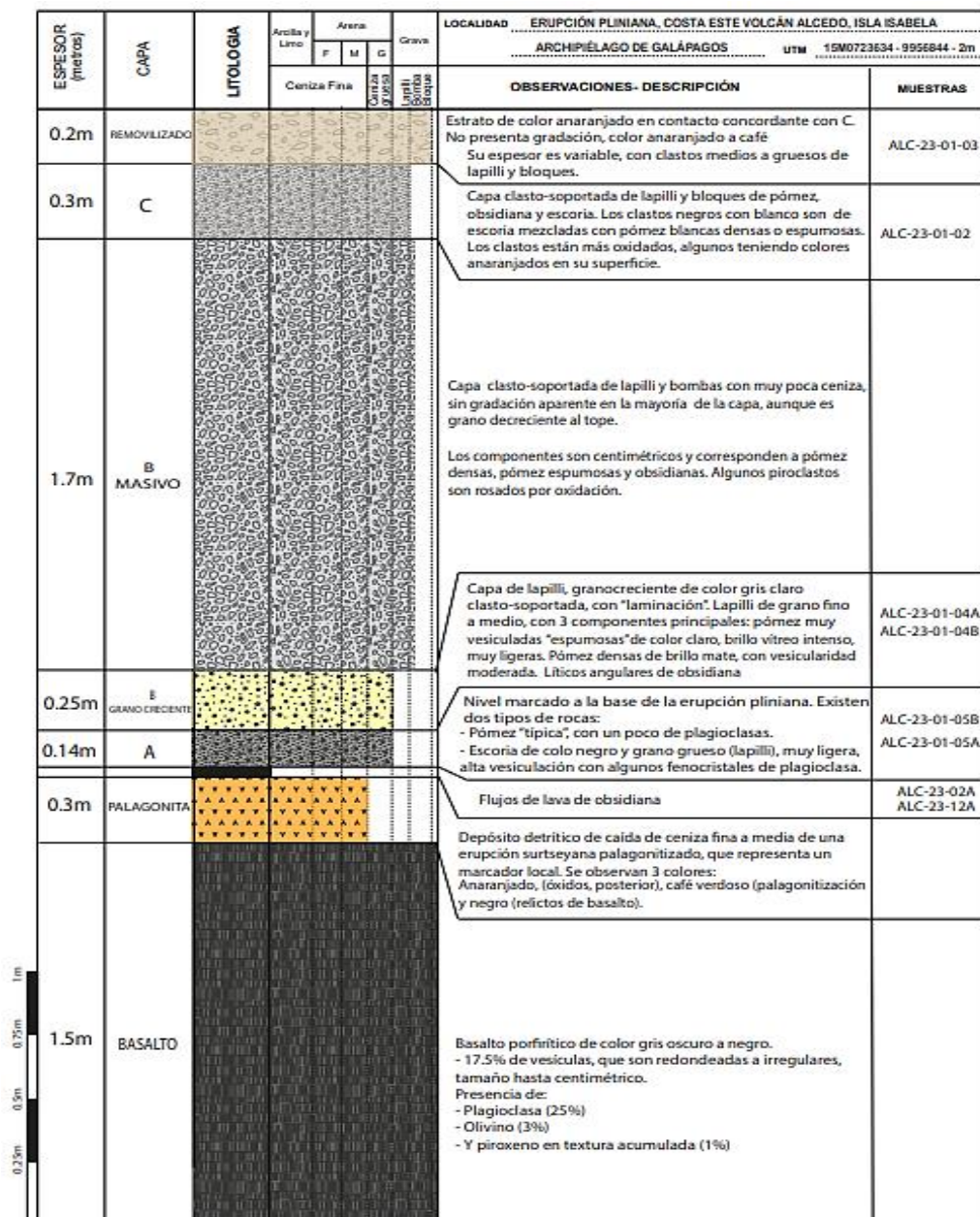


Figura 3.1 Columna estratigráfica – Erupción Pliniana, costa este volcán Alcedo, Isla Isabela, Archipiélago de Galápagos (Elaborado por: Jorge Zambrano, Modificado por: Leyla Oñate).

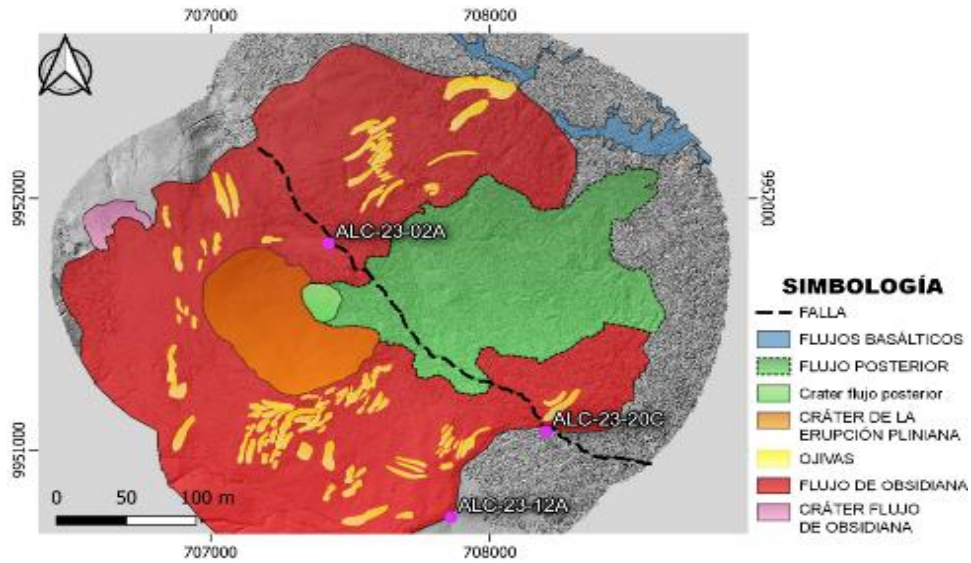


Figura 3.2 Mapa de ubicación dentro de la caldera de las secciones delgadas utilizadas para el análisis microscópico. De acuerdo con nuevos resultados, la muestra ALC-23-02A se plotea en el flujo de obsidiana, mientras que las muestras ALC-23-12A y ALC-23-20C plotean en la zona limítrofe al flujo de obsidiana. (Elaborado por: Jorge Zambrano, Modificado por: Leyla Oñate).

En términos generales, en la columna estratigráfica podemos observar que la secuencia de capas se caracteriza por la presencia de lava basáltica (aa, pahoehoe, spatter) en la base, seguida por los depósitos piroclásticos asociados a la erupción riolítica. En la parte superior, se encuentra la capa C que exhibe una mezcla de sus componentes, y finalmente, se presenta material removilizado concordante con la capa C (Fig. 3.2).

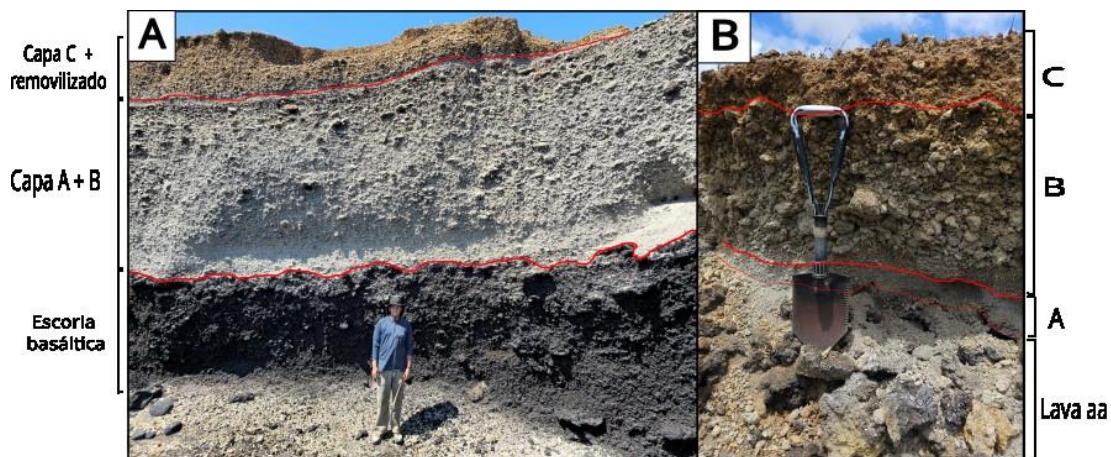


Figura 3.3 Conjunto de fotografías de las capas que fueron observadas en la misión de campo 2023. A-C. Flujos de lava de composición basáltica en la base y hacia el techo depósitos piroclásticos de la erupción pliniana que se subdivide en las capas A y B, y finalmente la capa C junto con material removilizado. (Foto: Benjamin Bernard y Jorge Zambrano).

3.2 Petrografía

3.2.1 Depósitos piroclásticos

ALC-23-01-02

La muestra ALC-23-01-02 es una mezcla de pómez y escoria, ambos de baja densidad y de coloraciones beige/blanquecinas y negras, respectivamente. Presenta textura escoriácea con cristales de plagioclasa (tabulares, tamaños de 2 – 3 mm), piroxenos (tabulares, tamaños de 1 – 2 mm) y algunas inclusiones de obsidiana < 1 mm. No presenta meteorización o alteraciones. Las vesículas están rellenas de material de tamaño de grano muy fino, posiblemente el remanente del mismo material y obsidiana. Para los análisis químicos se utilizó únicamente la parte de escoria de la muestra, evitando la contaminación con pómez. El código que se utiliza para la muestra en los análisis geoquímicos es de ALC-23-01-02-BL.



Figura 3.3 Fotografía de mezcla de pómez y escoria, muestra de mano ALC-23-01-02.

ALC-23-01-03

Pómez de color gris y vesiculación media. Presenta cristales de plagioclasa (tamaños de 1 – 3 mm), piroxeno (tamaños de 1 – 2 mm) y algunas inclusiones de obsidiana < 1 mm y escoria 2 mm. El tamaño de las muestras varía desde 5 cm a < 1 mm, algunas pómez presentan coloraciones beige/anaranjadas correspondiente a una meteorización baja.



Figura 3.4 Fotografía de pómez, muestra de mano ALC-23-01-03.

ALC-23-01-04A

Pómez densa de color blanquecino y vesiculación media a alta. Se observan pocos cristales de plagioclasa (tabulares, tamaños < 1 mm) y piroxeno (tabulares, tamaños de 1 mm), no presenta intrusiones de material externo. La pómez se observa limpia, es decir, no muestra meteorización.



Figura 3.5 Fotografía de pómez con mayor densidad, muestra de mano ALC-23-01-04A.

ALC-23-01-04B

Pómez espumosa de color gris blanquecino, densidad muy baja y alta vesiculación. No se observan cristales, las vesículas están rellenas de la fragmentación del mismo material. No presenta meteorización.



Figura 3.6 Fotografía de pómez menos densa, muestra de mano ALC-23-01-04B.

ALC-23-01-05A

Pómez de color blanco con sombreado negro/marrón claro. Presenta alta vesiculación, además de una pátina de color dorado que posiblemente es palagonita. Se observan pequeños cristales de plagioclasa y piroxeno de tamaño < 1 mm. Presenta meteorización moderada (coloraciones anaranjadas).



Figura 3.7 Fotografía de pómez con moderada meteorización, muestra de mano ALC-23-01-05A.

ALC-23-01-05B

Escoria de color negro y alta vesiculación. Las muestras presentan además coloraciones anaranjadas/café asociadas a una alta meteorización. No es posible identificar cristales.



Figura 3.8 Fotografía de escoria con alta meteorización, muestra de mano ALC-23-01-05B.

3.2.2 Flujos de lava

ALC-23-02A

Lava de obsidiana parcialmente vidriosa, textura poco porfirítica con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, hábito tabular y tamaños que varía entre ~ 1 y 3 mm, algunos cristales presentan una pátina de color rojizo sobre el mineral (~ 4%). A su vez, se observa xenolitos que corresponden a la base de composición basáltica por donde fluyó la lava (< 5 %), se observan de color rojizo probablemente debido a procesos de meteorización como la oxidación (este material no pudo ser removido por lo que puede afectar los análisis químicos realizados a la roca).



Figura 3.9 Fotografía de muestra de mano de lava riolítica. A la izquierda se observa xenolitos de color rojizo debido probablemente a procesos de oxidación. A la derecha, se observa pequeños cristales de plagioclasa.

ALC-23-12A

Lava de obsidiana negra, vidriosa, con bandas paralelas más oscuras y claras a escala milimétrica debido posiblemente a la variación de la velocidad de enfriamiento. Plagioclasa alargada euhedral a subhedral (1 - 2 mm), generalmente con una relación

de aspecto alta, algunas alineadas con las bandas más claras (~ 3%), posiblemente algunos cuarzos translúcidos pequeños (~ 1 mm). La roca contiene de ~ 3 - 5% de xenolitos subredondeados a subangulosos de 10 mm de color gris claro o rojo claro, probablemente basáltico (imposible de eliminar para el análisis geoquímico de roca).



Figura 3.10 Fotografía de muestra de mano de lava de obsidiana. Se observa bandeamiento, brillo vítreo y xenolitos de color en su mayoría rojizos.

3.2.3 Secciones delgadas

ALC-23-02A

Presenta una textura hipocristalina con matriz vítrea microlítica. Mineralógicamente está compuesta por plagioclasa (4,2 %), euhedrales a subhedrales de hábito tabular y tamaños que varían entre 1000 μm y 350 μm . Los cristales presentan extinción ondulante y maclas polisintéticas y Carlsbad, algunos cristales presentan texturas de reabsorción y textura en tamiz. Cristales anhedrales de clinopiroxenos (1 %), hábito prismático, tamaños de 1800 μm a 500 μm y textura de reabsorción. Cristales accesorios de feldespatos potásico (0,1 %) con macla de enrejado y textura de reabsorción; zircón (0,1 %) hábito prismático y de tamaño 45 μm . La fracción de fenocristales alcanza 5,4 %, mientras que la fracción de xenolitos es de 1,4 %, correspondiente a fragmentos de rocas ígneas. La matriz abarca el 74,9 % de la roca, está constituida por 28,8 % de microlitos de plagioclasa y posiblemente feldespatos potásicos y 46,1 % de vidrio que es la masa de color gris en LPP e isótropa en XLP que bordea a los fenocristales y microlitos. Las vesículas ocupan el 14,9 % del total de la roca, presentan bordes irregulares, grandes y en algunos casos rellenas por burbujas de resina y un total de 3,4 % de óxidos. Esta roca se clasifica como un flujo de obsidiana parcialmente cristalizado.

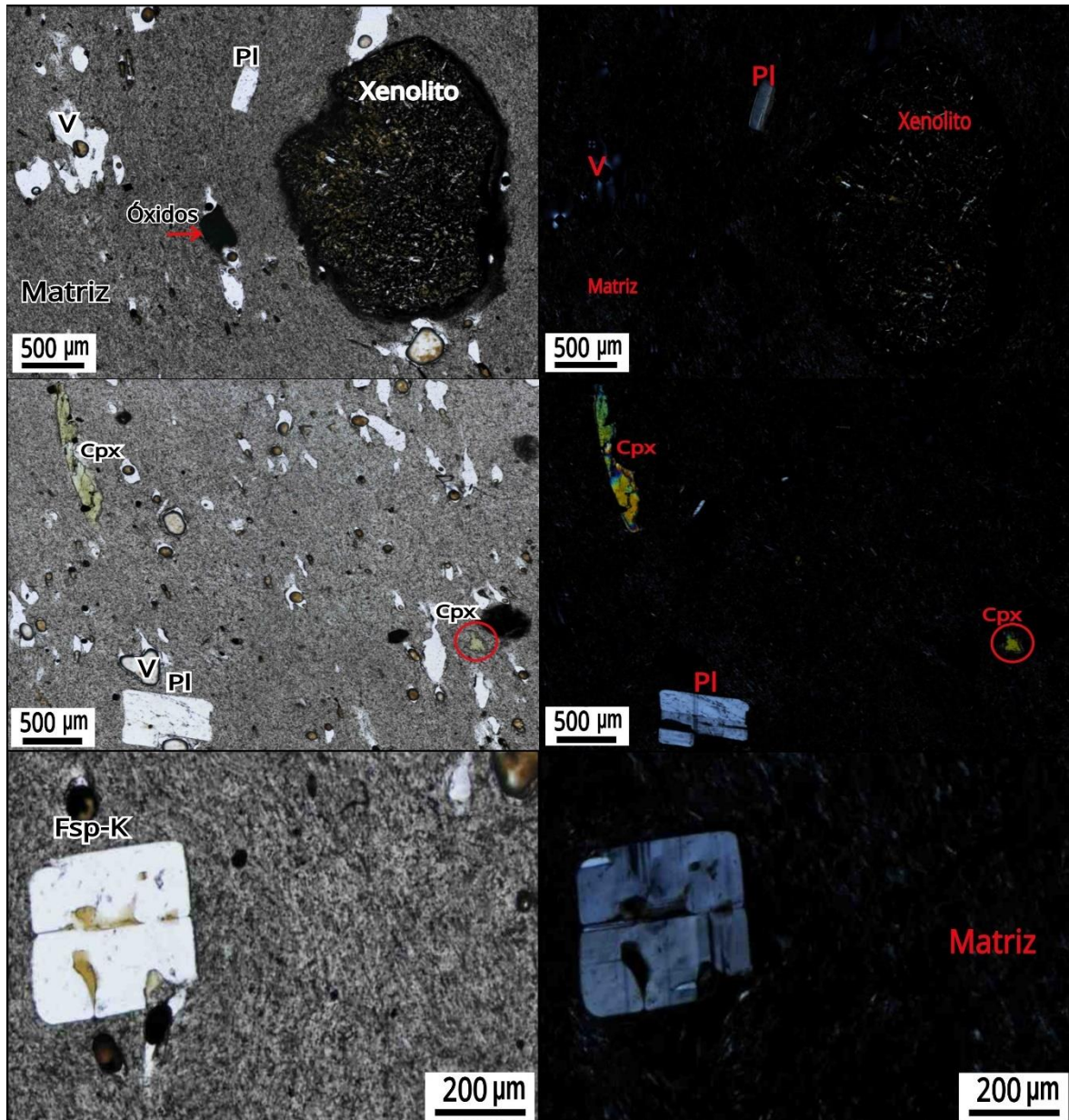


Figura 3.12 Fotografía en sección delgada de la muestra de roca analizada ALC-23-02A. La columna de la izquierda corresponde a imágenes en luz polarizada plana (LPP) y la columna de la derecha a imágenes con polizador cruzado (XLP). Muestra de lava porfirítica de riolita con fenocristales de plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx), feldespato potásico (Fsp-K), matriz constituida por microlitos y vidrio. Además de presentar xenolitos, óxidos y vesículas (V) que en muchos de los casos está relleno de burbujas de resina.

ALC-23-12A

La roca presenta una textura hipocrystalina con matriz vítrea. Mineralógicamente está compuesto por plagioclasas (4,6 %), euhedrales a subhedrales de hábito tabular, algunos rotos, presenta tamaños que varía entre 3000 y 500 μm . Los cristales presentan maclas polisintéticas y Carlsbad, además de texturas de reabsorción. Se observa además que los

bordes de las plagioclasas toman colores amarillentos. Cristales de clinopiroxeno (0,5 %), subhedrales, hábito prismático fracturado, además de texturas de reabsorción. Además, se observan muy pocos cristales de feldespato potásico (0,3 %) y anfíbol (0,1 %), que se los reconoce por la macla enrejado en luz polarizada y la exfoliación de 56° , respectivamente. La fracción de fenocristales alcanza 5,5 %, mientras que la fracción de xenolitos es de 2,7 %, correspondiente a fragmentos de pómez que se añadieron al flujo luego de ser expulsados. La matriz abarca el 86,6 % de la roca, está constituida por vidrio que se observa como una masa de color gris a café oscuro en LPP e isótropa en XLP que rodea a los fenocristales. Las vesículas ocupan el 2,9 % del total de la roca, presentan bordes irregulares y en algunos casos rellenas por burbujas de resina. Adicionalmente, se puede encontrar 2,3 % de óxidos, isótropos en XLP y LPP, de forma esferoidal e irregular. Esta roca se clasifica como un flujo de obsidiana.

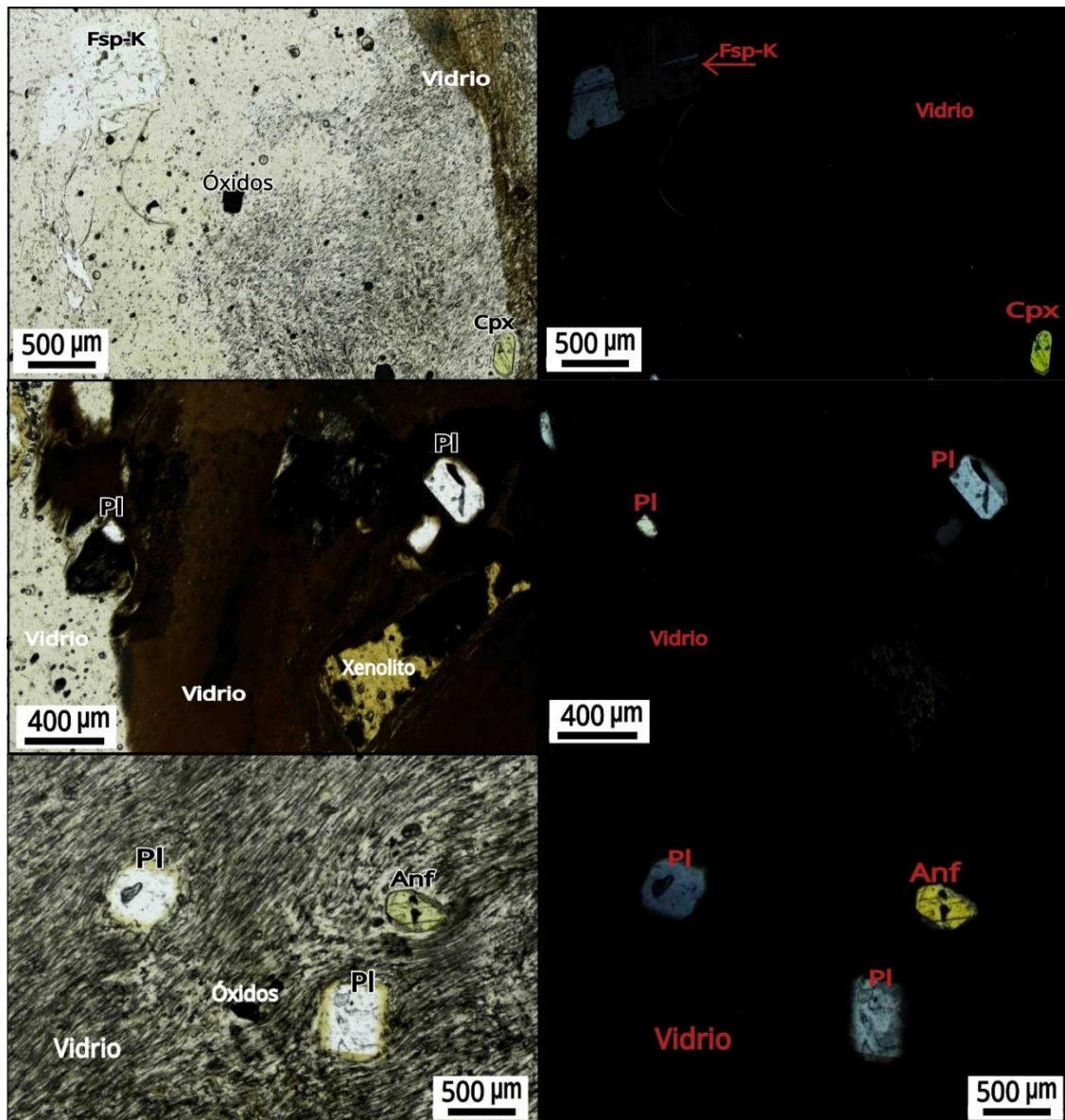


Figura 3.13 Fotografía en sección delgada de la muestra de roca analizada ALC-23-12A. La columna de la izquierda corresponde a imágenes en luz polarizada plana (LPP) y la columna de la derecha a imágenes con polizador cruzado (XLP). Corresponde a una muestra de lava de obsidiana, el porcentaje de fenocristales es de 5,5 % que incluye plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx), feldespato alcalino (Fsp-K) y anfíbol (Anf). La composición de la matriz es vidrio, con presencia de óxidos, xenolitos y vesículas (V).

ALC-23-20C

La roca presenta una textura hipocristalina con matriz vítrea. Mineralógicamente está compuesto por plagioclasa (4,9 %), predominan la forma subhedral de tamaños que varían entre 2000 a 670 μm . Los cristales presentan maclas polisintéticas, Carlsbad y zonación, además de que en algunos se observan inclusiones de zircones. Cristales de clinopiroxeno (0,7 %), anhedrales y tamaños que varían entre 830 a 170 μm , en algunos cristales se observan texturas de reabsorción. Cuarzo anhedral (0,4 %) con textura de reabsorción. Cristales accesorios de zircón (0 %) de tamaño < 100 μm . La fracción de fenocristales alcanza 6 %, mientras que la fracción de xenolitos es de 1,9 %, correspondiente a fragmentos de rocas ígneas en donde se puede observar algunos cristales de plagioclasas y piroxenos. La matriz abarca el 84,7 % de la roca, está constituida por vidrio que es la masa de color café anaranjado en LPP e isótropa en XLP que rodea a los fenocristales, presenta una textura fluidal y bandeamientos. Las vesículas ocupan el 7,4 % del total de la roca, presentan bordes irregulares, grandes y en algunos casos rellenas por burbujas. Esta roca se clasifica como un flujo de obsidiana.



Figura 3.14 Fotografía en sección delgada de la muestra de roca analizada ALC-23-20C. La columna de la izquierda corresponde a imágenes en luz polarizada plana (LPP) y la columna de la derecha a imágenes con polizador cruzado (XLP). La muestra corresponde a un flujo de obsidiana, la matriz constituye el 84,7% y está compuesta por vidrio con textura de bandeamientos. El resto corresponde a fenocristales de plagioclasa (PI), clinopiroxeno (Cpx) y cuarzo (Qz). Adicionalmente, xenolitos y vesículas (V).

3.3 Mineralogía de las plagioclasas

La asociación mineral predominante es de plagioclasa + clinopiroxeno, se presenta además óxidos + vesículas + xenolitos, y se puede encontrar minerales accesorios como anfíbol, feldespato potásico y zircón. Para una mejor descripción de las plagioclasas de las

secciones delgadas se describirá las texturas asociadas. Se pudo distinguir que muchos de los cristales no presentan propiedades morfológicas destacables, mientras que otros presentan maclas y zonación composicional.

Texturas

Textura en tamiz: Este tipo de textura se pudo observar en pocos cristales de la sección delgada ALC-23-02A, presentan hábitos tabulares, subhedrales y tamaños < 0,2 mm.

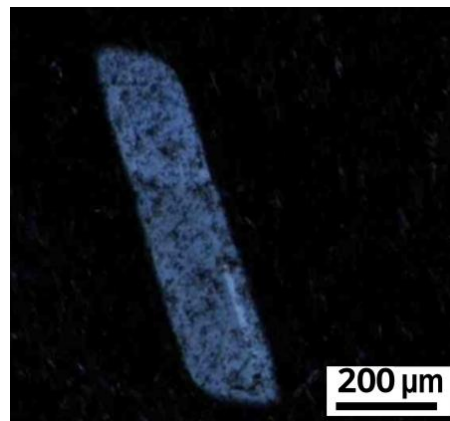


Figura 3.15 Textura en tamiz en plagioclasa de sección delgada ALC-23-02A.

Textura de reabsorción: Textura común en las tres secciones delgadas, presentan concavidades profundas e irregulares, los tamaños de cristales varía entre 0,2 mm y 15mm.

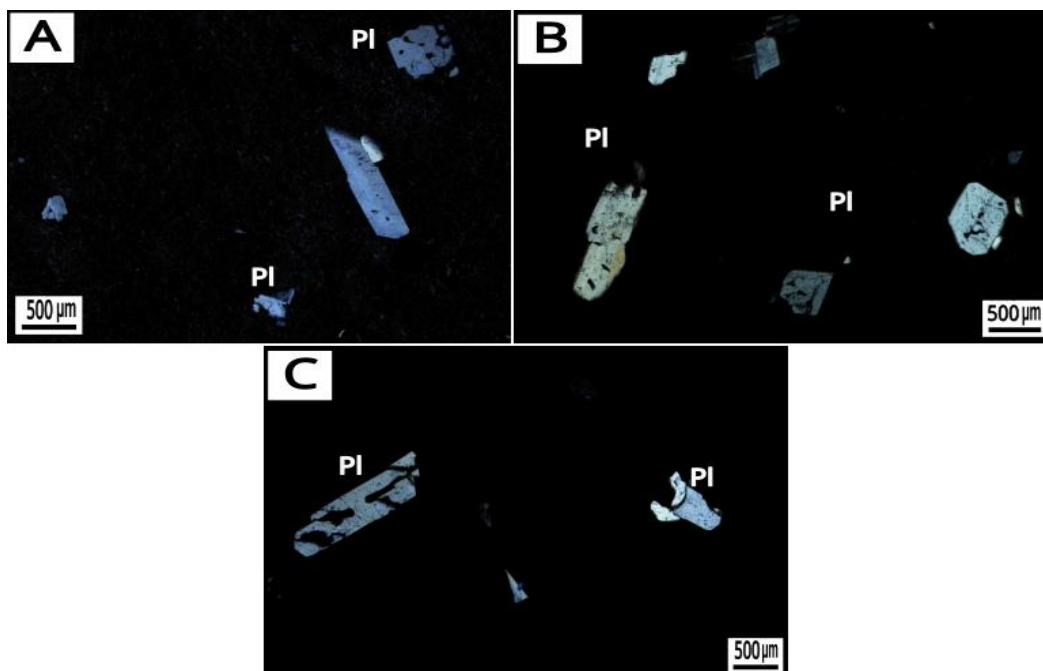


Figura 3.16 Textura de reabsorción en plagioclasas de las secciones delgadas analizadas. A. ALC-23-02A, B. ALC-23-12A, C. ALC-23-20C.

Maclas

Las plagioclasas presentan formas euhedrales a subhedrales con tamaños que varían entre 1,5 y 3 mm. Los minerales maclados no presentan zonación aparente a excepción de una de las plagioclasas de la sección delgada ALC-23-02A que presenta macla Carlsbad y zonación oscilatoria (Fig. 3.18-A).

Macla polisintética

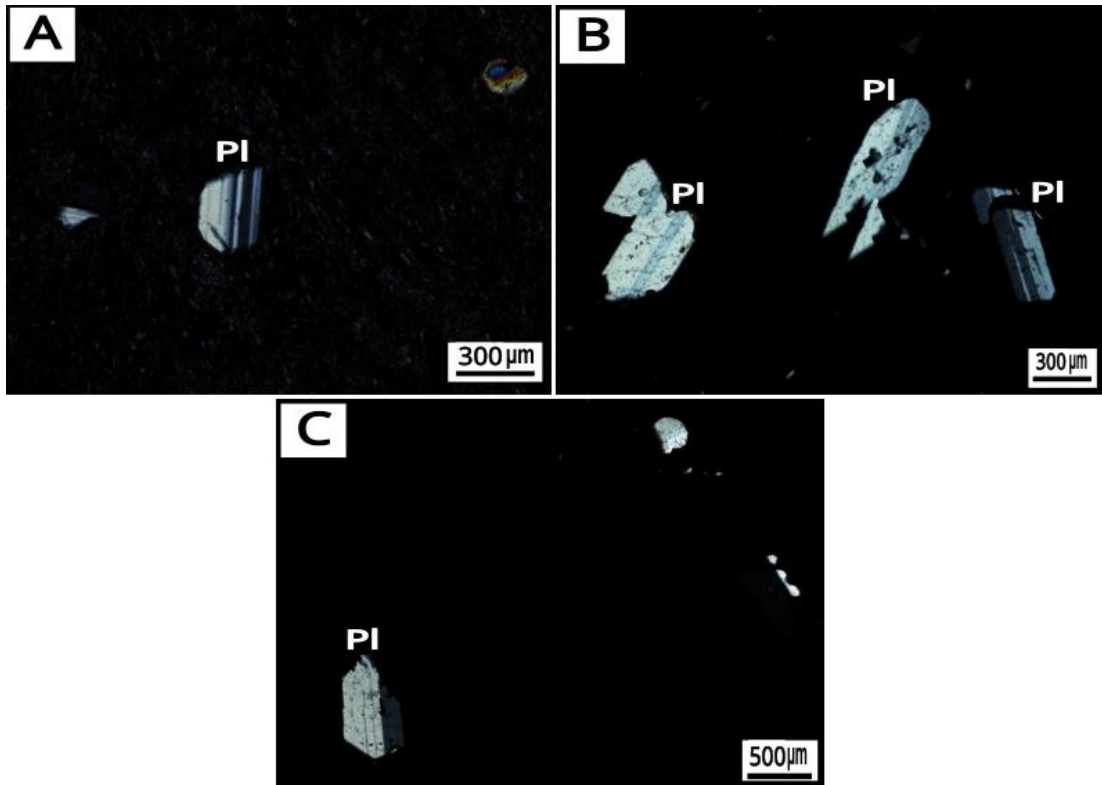


Figura 3.17 Maclas polisintéticas en plagioclasas de las secciones delgadas analizadas. **A.** ALC-23-02A, **B.** ALC-23-12A., **C.** ALC-23-20C.

Macla de Carlsbad

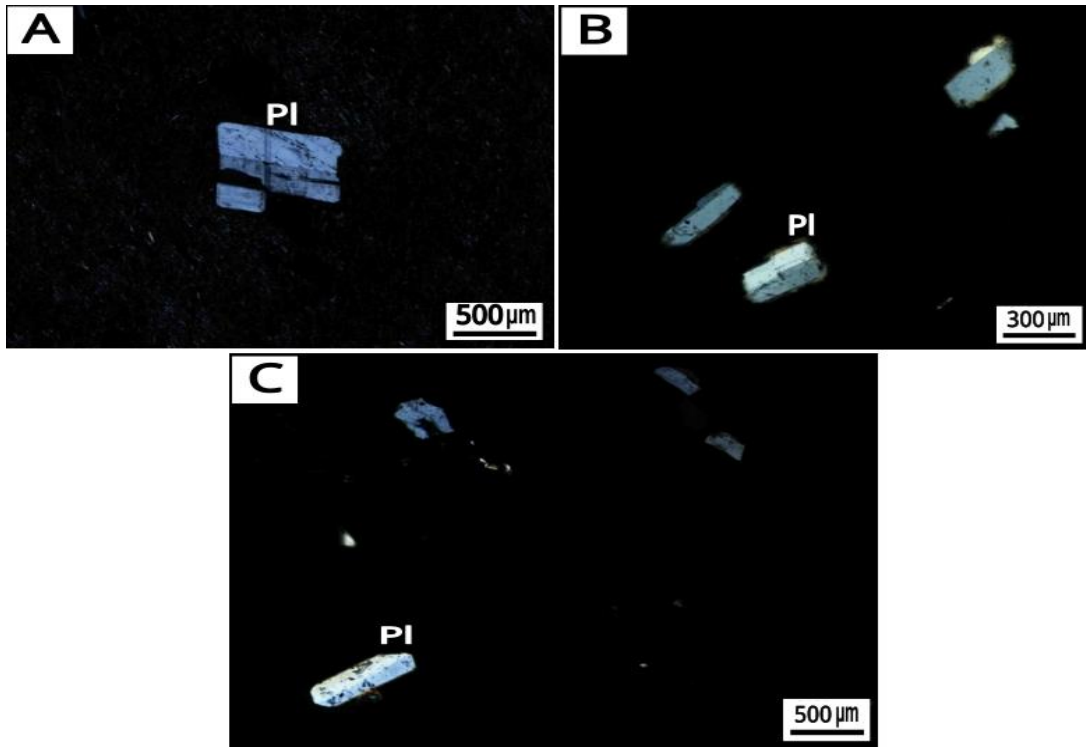


Figura 3.18 Maclas Carlsbad en plagioclasas de las secciones delgadas analizadas. **A.** ALC-23-02A, **B.** ALC-23-12A., **C.** ALC-23-20C.

Zonación composicional

Son pocos los cristales de plagioclasas con zonación composicional oscilatoria, tienen formas euhedrales con textura de absorción y tamaños que varían entre 0,5 y 0,8 mm. Se presenta en la sección delgada ALC-23-02A (Fig. 3.18-A) y ALC-23-20C (Fig. 3.19).

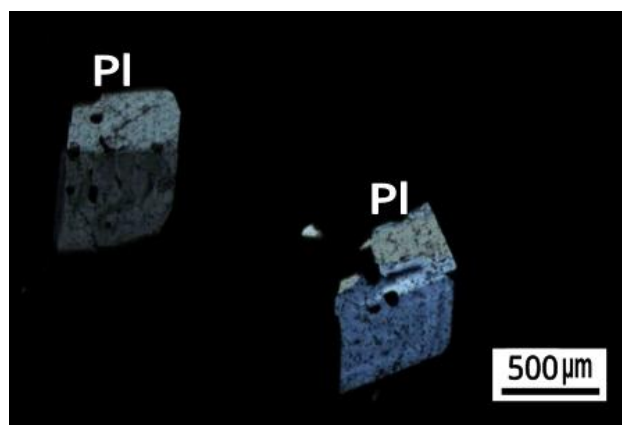


Figura 3.19 Zonación composicional en plagioclasas de la sección delgada ALC-23-20C.

3.4 Mapas de elementos de microsonda electrónica

Los mapas de elementos de microsonda electrónica permiten ilustrar los resultados obtenidos para las tres secciones delgadas. En cada uno de los mapas la intensidad de color refleja la presencia de determinados elementos mayores en los minerales.

Los colores rosa representa la presencia de plagioclasa en las secciones delgadas, en este caso asociado a una composición más sódica equivalente a albita. Como fenocristal, es el mineral más abundante (como se describe en la sección 3.1.2.2), forma parte de las muestras de roca tanto como cristal (Fig. 3.21-22) y dentro de xenolitos (Fig. 3.20A). En la sección delgada ALC-23-12A, la descripción microscópica refleja colores amarillentos que bordean a las plagioclasas (Fig. 3.13), sin embargo, en el mapa elemental podemos denotar que no existe un cambio de composición en los bordes de las plagioclasas (Fig.3.21AC). No es posible identificar alguna textura en específico.

Los minerales de clinopiroxeno están representados por colores verdes claros, en su composición se define elementos como Mg, Fe y Ca. Se encuentra como fenocristales (Fig. 3.20B-C, Fig. 3.21B, Fig. 3.22C) y dentro de xenolitos (Fig. 3.20A).

Algunos minerales que no pueden ser descritos al observar bajo microscopio la sección delgada son los que presentan una composición P-Ca, posiblemente apatito (Fig. 3.20B) y Fe-Ti, correspondiente a minerales de ilmenita, estos presentan tamaños que va desde microlitos en matriz (Fig. 3.20B) hasta cristales euhedrales de mayor tamaño (Fig. 3.22B).

Además de eso, los colores anaranjados opacos representa la presencia de óxidos, en varias láminas delgadas el óxido se encuentra bordeando a las plagioclasas (Fig. 3.20B, (Fig. 3.22A). Por otro lado, en el caso del mapa de la sección delgada ALC-23-20C, el óxido relleno varias de las vesículas (Fig. 3.22C).

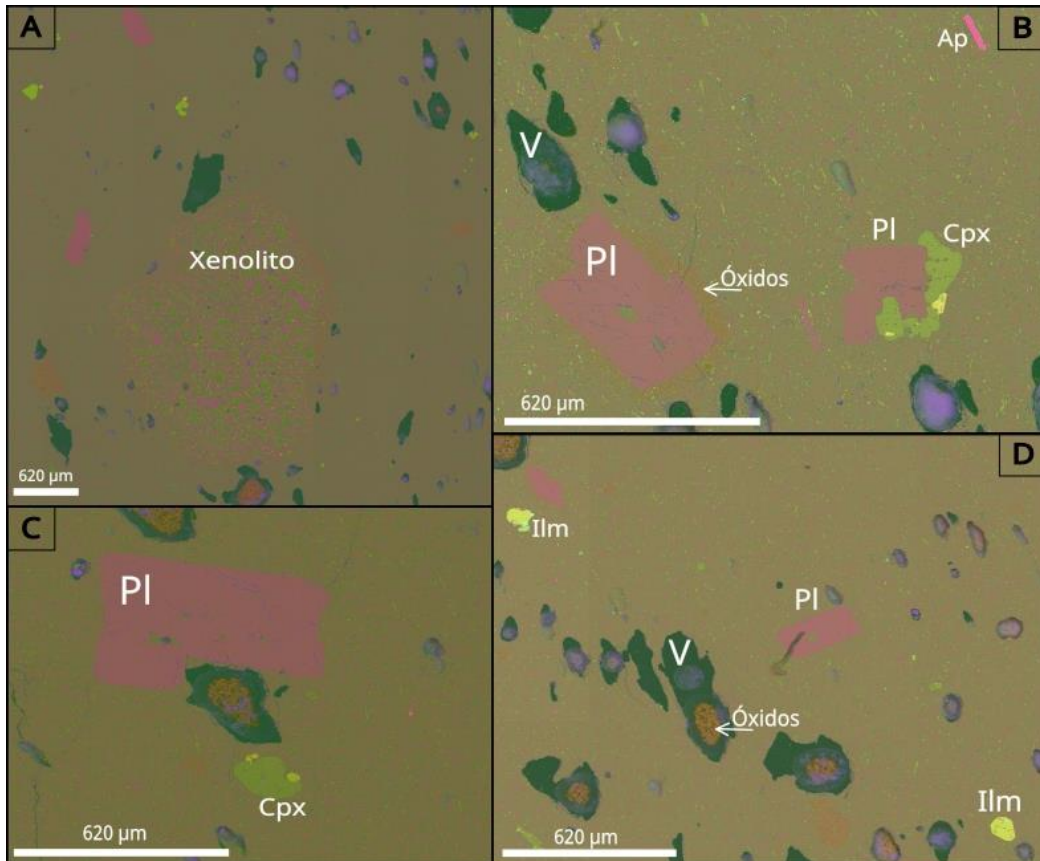


Figura 3.20 Mapa de elementos mayores de microsonda electrónica de distintas fases de la sección delgada ALC-23-02A. **A.** Variación en Mg:Fe:Ca:Na en xenolito, los colores rosado representan el Na, verde intenso el Fe y colores amarillentos más oscuros representan el Ti. **B, C y D.** Variación en Na en plagioclasa, los colores rosa representan composiciones más albiticas. Variación de Mg:Fe:Ca representado por color verde claro, además de variación de Fe:Ti representado por color amarillo y rosa fosforescente que representa variación en P:Ca. En todos los mapas el color verde oscuro representa a las vesículas, el color morado las burbujas de resina y el color anaranjado opaco los óxidos. La barra de escala es de 620 µm las cuatro imágenes.

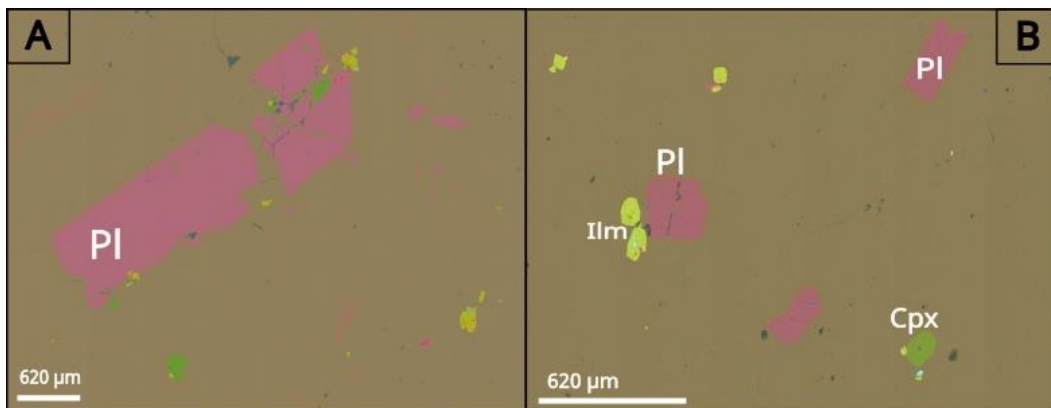


Figura 3.21 Mapa de elementos mayores de microsonda electrónica de distintas fases de la sección delgada ALC-23-12A. A-C. Variación en Na en plagioclasa, los colores rosa representan

composiciones más albíticas. Variación de Mg:Fe:Ca representado por color verde claro y variación de Fe:Ti representado por color amarillo. En todos los mapas el color verde oscuro representa a las vesículas y el color anaranjado opaco representa los óxidos. La barra de escala es de 620 μm en ambas imágenes.

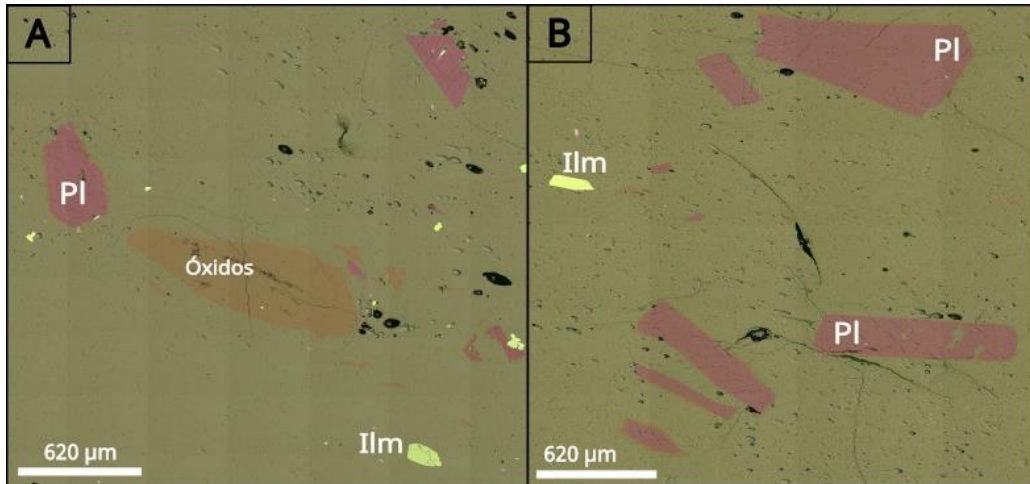


Figura 3.22 Mapa de elementos mayores de microsonda electrónica de distintas fases de la sección delgada ALC-23-20C. **A-C.** Variación en Na en plagioclasa, los colores rosa representan composiciones más albíticas. Variación de Mg:Fe:Ca representado por color verde claro y variación de Fe:Ti representado por color amarillo. En todos los mapas el color anaranjado opaco representa los óxidos. La barra de escala es de 620 μm en ambas imágenes.

3.5 Análisis geoquímico de roca total

En total se realizó el análisis geoquímico de ocho muestras que se dividen en depósitos de lava y piroclastos de donde se obtiene datos de elementos mayores. Estos datos fueron normalizados al 100% en base anhidra. Los óxidos que se consideran en este trabajo corresponden al Si, Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P y Ti. Cabe destacar que el hierro total se expresa como FeOt.

El diagrama ternario de variación AFM denota que las muestras analizadas poseen un trend asociado a la serie de rocas toleíticas, sin embargo, divide a los resultados en dos grupos que plotean fuera de los datos conocidos por la bibliografía existente y se diferencian por la variación en el porcentaje de álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) y F ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), excepto por la muestra ALC-23-01-03 que plotea sobre el área sombreada de gris perteneciente a los datos de Geist, Howard y Larson (1995) (Fig. 3.22). La composición vítrea del flujo de obsidiana se ubica debajo de las muestras de depósitos piroclásticos. Esta variación se asocia con un valor de incertidumbre alto (baja exactitud) asociado a una mala calibración del equipo, especialmente en los elementos de Mg, Na y Al.

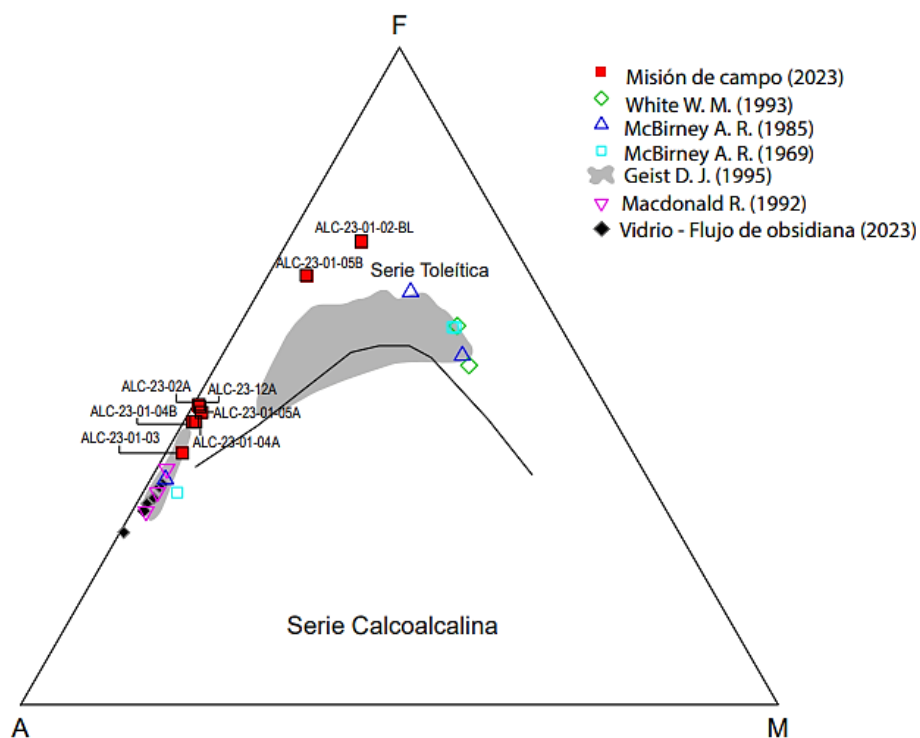


Figura 3.23 Diagrama ternario AFM (Álcalis (A): $K_2O + Na_2O$; F: $FeO + Fe_2O_3$; M: MgO) para las muestras de roca de lava y depósitos piroclásticos (cuadrados rojos) del volcán Alcedo 2023. El área sombreada gris representa el campo de variación geoquímica de Alcedo de la publicación de Geist, Howard y Larson (1995) y el resto de puntos en base a la bibliografía existente. La línea negra representa la división de la serie toleítica y calcoalcalina según Irvine y Baragar (1971).

El diagrama de clasificación química de rocas volcánicas Middlemost, (1994) (Fig. 3.23), plotea a las muestras de roca de lava y depósitos piroclásticos en un campo de variación que va desde traqui-basalto a riolita. El contenido de SiO_2 y álcalis ($K_2O + Na_2O$) aumenta progresivamente desde las muestras de escoria ALC-23-01-02-BL y ALC-23-01-05B, con contenidos de SiO_2 de wt% $55,46 \pm 0,14$ y $62,41 \pm 0,12$, respectivamente, hasta las muestras de pómez ALC-23-01-04A y ALC-23-01-04B, clasificadas como riolita, con un contenido de SiO_2 cercano entre sí de %wt $72,50 \pm 0,10$. Las barras de error nos proporcionan información sobre la variabilidad asociada a cada uno de los datos experimentales. La longitud de estas barras nos indica dispersión en los datos, sugiriendo que existió un sesgo en los resultados y un efecto analítico que indica que muchas de las muestras plotearían dentro del área sombreada gris correspondiente a Geist, Howard y Larson (1995) a excepción de la muestra ALC-23-01-03. Los datos de vidrio del flujo de obsidiana presentan composición de riolita.

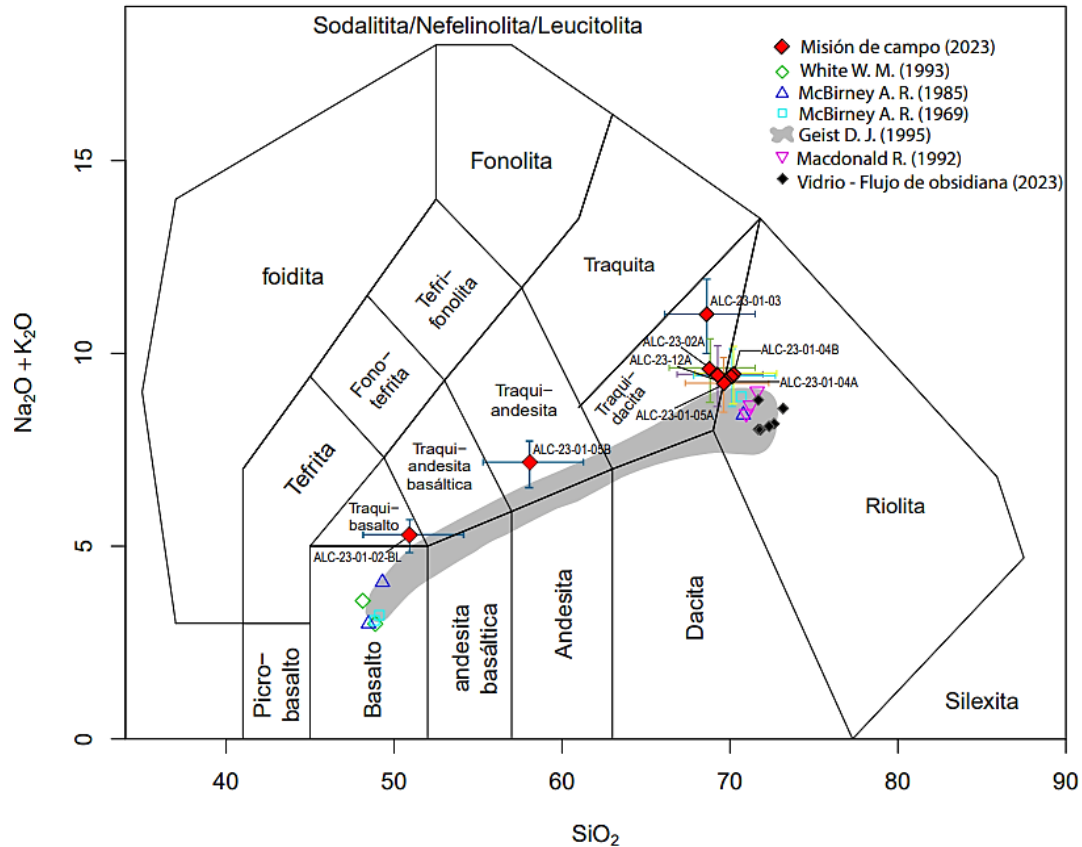


Figura 3.24 Diagrama de clasificación TAS (álcalis vs. sílice) de las muestras de Alcedo 2023 (cuadrados rojos). El área sombreada gris representa el campo de variación geoquímica de Alcedo de la publicación de Geist, Howard y Larson (1995) y el resto de puntos en base a la bibliografía existente. (Middlemost, 1994).

Se realizaron diagramas Harker para identificar patrones de evolución en el fraccionamiento mineral de las muestras de Alcedo 2023 (Fig. 3.13). Los diagramas permiten definir una correlación negativa entre el MgO y K₂O, Na₂O y SiO₂. Por otro lado, se diferencia una correlación positiva con el MgO y los óxidos mayores de CaO, FeO y TiO₂. También con Al₂O₃, pero en este caso la tendencia es menos pronunciada. Por otro lado, no se puede establecer una tendencia en la relación MgO y P₂O₅ debido a que incrementa y posteriormente disminuye.

Los resultados del análisis de vidrio de los flujos de obsidiana se reflejan en composiciones riolíticas, con porcentajes de SiO₂ que varían entre wt% 70 y 75 (Anexos V). En el diagrama elementos mayores vs MgO (Fig. 3.25), se observa un bajo porcentaje en composición de MgO y un elevado porcentaje en Al₂O₃, K₂O y Na₂O. Estos datos resaltan la naturaleza distintiva de las muestras en el estudio, las cuales se caracterizan por una riqueza en silicio y otros elementos que se asocian a rocas con composición más ácida y una evolución de composición.

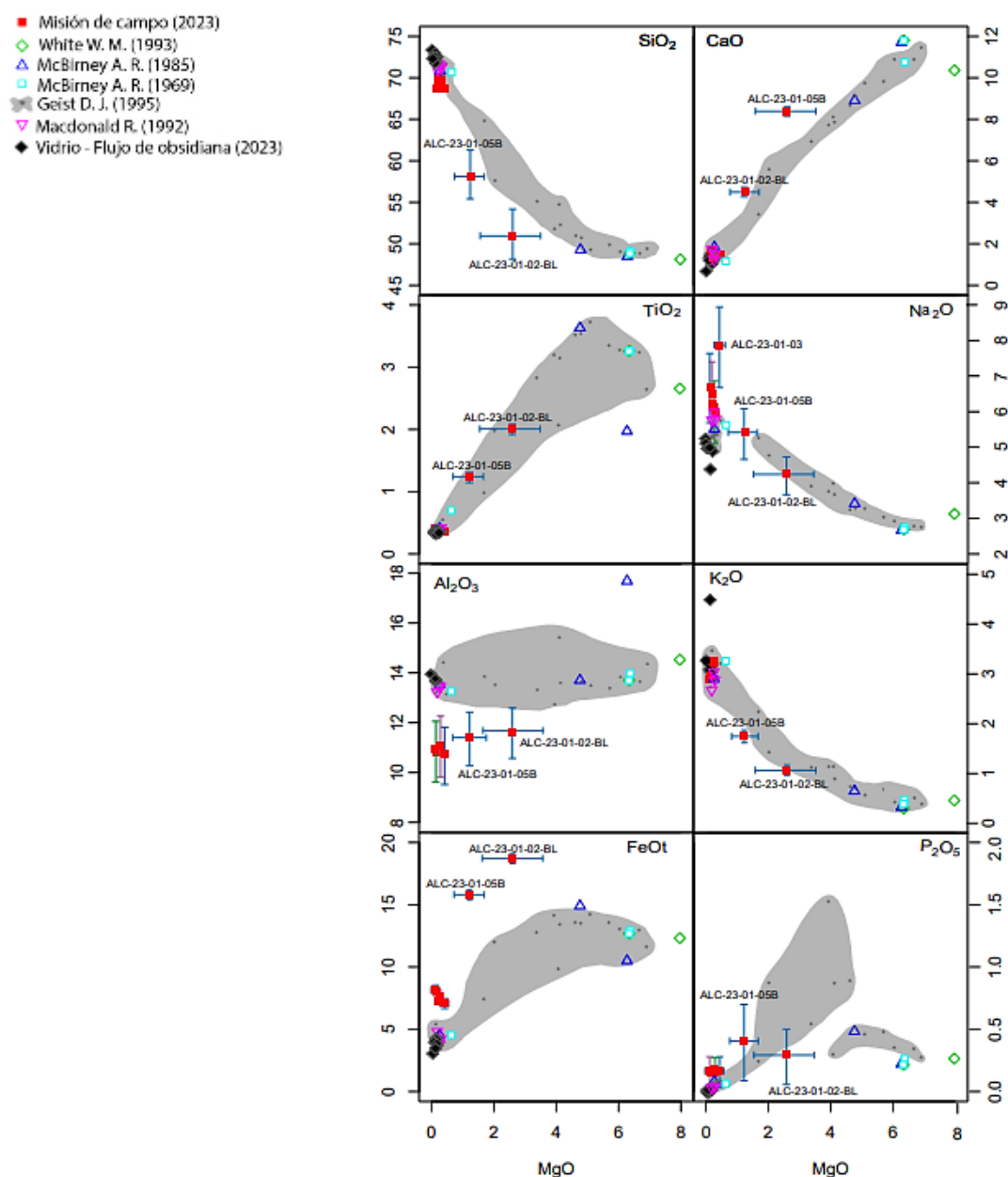


Figura 3.25 Diagramas Harker de elementos mayores vs. MgO. Expresado en porcentaje en peso. El área sombreada gris representa el campo de variación geoquímica de Alcedo de la publicación de Geist, Howard y Larson (1995) y el resto de los puntos en base a la bibliografía existente.

3.6 Análisis geoquímico de minerales

Los datos fueron obtenidos mediante el uso del microscopio electrónico de barrido, se realizaron mediciones en el núcleo y borde de los cristales de plagioclasas. El diagrama de clasificación (Fig. 3.26) muestra la composición de las plagioclasas obtenidas tanto del borde como del núcleo del cristal, denota una composición homogénea con tendencia sódica (albita), relacionado con composiciones félsicas.

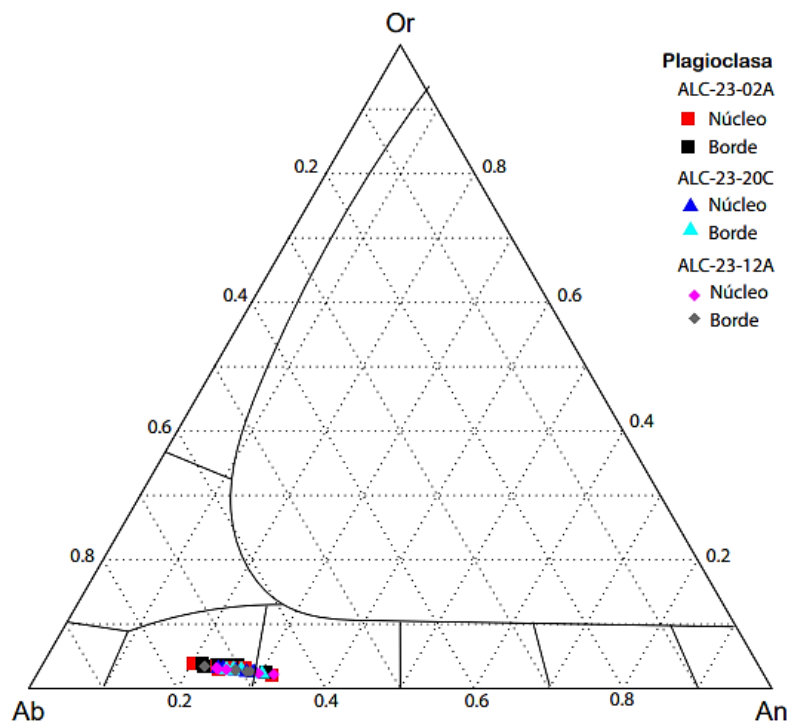


Figura 3.26 Variación de composición de las plagioclasas (borde y núcleo) de las muestras analizadas.

4. DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

4.1 Discusión

Los cristales presentes en las rocas proporcionan información sobre las condiciones dentro de los reservorios magmáticos. Los análisis petrográficos y geoquímicos permiten comprender los procesos que operan en estos reservorios. La petrografía de muestras de mano revela depósitos piroclásticos que varía entre pómez, escoria y una mezcla de ambas. Estas muestras coinciden con las descripciones de Geist et al. (1994) y sugiere la presencia de rocas de tipo islanditas en la capa A (en el análisis geoquímico de roca total plotea en el campo de la traqui-andesita). En cuanto a la capa B descrita como parte de la sección estratigráfica distal por Geist et al. (1994), nuestros análisis indican que corresponden a la capa C según nuestra nueva columna estratigráfica. En esta capa, además, se observa la presencia de piroclastos con composición variable, abarcando un rango más amplio que incluye piedra pómez clara, dacita negra, escoria basáltica y mezcla de pómez y escoria. Esta evidencia sugiere la presencia de al menos tres cuerpos de magma que emergieron durante la erupción, en donde existe una expulsión significativa de magma y depósitos de composición riolítica.

El análisis de secciones delgadas de muestras de flujo riolítico y obsidiana recolectadas en la caldera, muestra una asociación mineral donde predomina la presencia de plagioclasa y clinopiroxeno, con cuarzo adicional en una muestra (Fig. 3.14). También se observa óxidos, vesículas y xenolitos, posiblemente basaltos arrastrados de la base del flujo. Los mapas de microsonda electrónica se muestra la presencia de minerales accesorios como posiblemente ilmenita y apatito, junto con feldespato potásico, anfíbol y zircones vistos bajo microscopio. La presencia de anfíbol, que contiene agua en su estructura cristalina, denota la posibilidad de un sistema que potencialmente puede ser rico en agua, el cual al exhibir un compartimiento incompatible puede tener implicaciones en la composición química de las rocas y minerales resultantes y posiblemente en la dinámica eruptiva del volcán. En las plagioclasas, se observan texturas de reabsorción y en tamiz, indicando la disolución del cristal en el fundido del cual se formó. No obstante, esta textura también podría originarse debido al rápido crecimiento del cristal que envuelve al fundido, provocado por el “undercooling” (Winter, 2014). La presencia de zonificación oscilatoria revela patrones oscilatorios en la composición, sugiriendo cambios en las condiciones en el reservorio magmático, ya sea por la inyección de nuevos pulsos de magma o cambios en su composición. Estos cambios generan una variación regular en la cantidad de anortita.

A pesar de esto, los análisis geoquímicos de cristales realizado en plagioclasas no presentan evidencia de cristales que crezcan a partir del líquido basáltico o un líquido de composición intermedia. La mezcla de piedra pómez y escoria en superficie sugiere una posible mezcla de magma, al igual que los cambios de coloración en los bordes de plagioclasas observados bajo el microscopio. Sin embargo, no se identifica ninguna textura en el cristal que sea consistente con ese tipo de diferenciación magmática. La composición de los cristales de plagioclasas, tanto en los bordes como en los núcleos, es homogénea (Fig. 3.26). Esto nos sugiere que el reservorio magmático riolítico es subsuperficial y no tiene contacto con el magma basáltico, lo que implica que el reservorio magmático es exclusivamente riolítico y en él se encuentra tanto fundido como cristales.

El análisis geoquímico de roca total se comparó con los datos de Geist, Howard y Larson, 1995, White W.M., 1993, McBirney A. R. (1985 y 1969) y Macdonald R., (1992), evidenciando una variación en los resultados en la bibliografía preexistente y la actual. Sin embargo, esta discrepancia se atribuye a una mala calibración del equipo utilizado, el cual presenta una alta incertidumbre en elementos como Mg, Al y Na, que son fundamentales para la generación de gráficos de variación composición y del diagrama Harker. Este último gráfico presenta correlaciones positivas y negativas con respecto al MgO, sugiriendo un

comportamiento incompatible y compatible, respectivamente. Esta evidencia respaldaría que la diferenciación magmática se desarrolla a través de la cristalización fraccional.

El modelo del sistema magmático del volcán Alcedo implica la presencia de diversas cámaras magmáticas que son responsables de la variación composicional observada en las muestras de mano, secciones delgadas y análisis geoquímicos. Se sugiere que la formación de la caldera estuvo asociada a una cámara basáltica que forma un sill poco profundo. Después, la erupción riolítica estaría relacionada con el ascenso de magma basáltico, formando un reservorio que evolucionó hacia una composición riolítica por un lado y una menos diferenciada de composición islandítica por otro. De acuerdo con lo observado en la columna estratigráfica, se propone que posterior a la erupción basáltica, se produjo una erupción de islandítica.

La dinámica del movimiento del magma riolítico podría deberse al transporte de calor desde el magma basáltico, lo que provoca un aumento de la temperatura, la acumulación de más volátiles y una mayor presión dentro de la cámara magmática. No obstante, la obtención de una mezcla eficiente de magma riolítico y basáltico es difícil de lograr. Sería necesario un proceso de convección vigorosa o escalas de tiempo prolongadas. De tal manera que la interacción entre los dos magmas no será netamente como un solo líquido antes de una erupción, razón por la cual no se encontró evidencia de mezcla de magmas en los cristales de plagioclasa. Se denota un reservorio islandítico y dacítico, composiciones que se presenta en la columna estratigráfica. El reservorio riolítico se representa a mayor profundidad (debido a la presencia del anfíbol) y de menor tamaño.

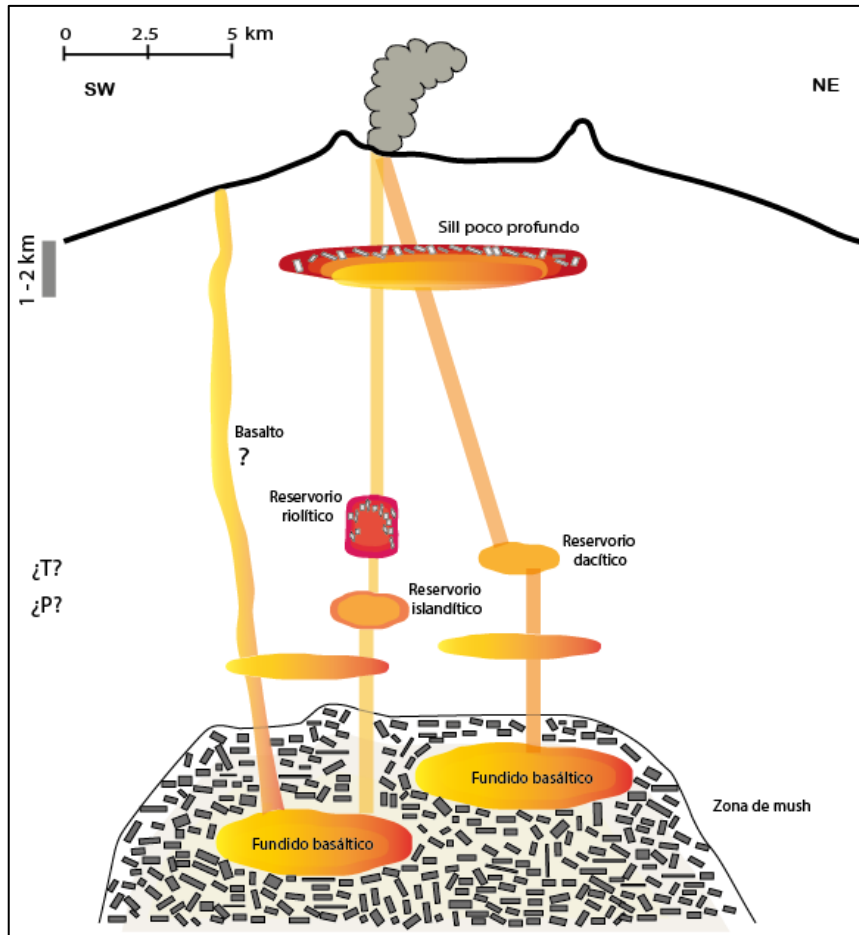


Figura 4.1 Modelo del sistema magmático del volcán Alcedo.

4.2 Conclusiones

1. El análisis petrográfico denota una variación en la composición expulsada durante la erupción riolítica del volcán Alcedo, con muestras que abarcan piroclastos de piedra pómez, escoria y una mezcla de ambas. Las muestras de los depósitos piroclásticos evidencian una interacción directa entre sistemas basálticos y riolíticos.
2. Por otro lado, los análisis geoquímicos presentan ciertas limitaciones, principalmente debido a la baja calibración del equipo y una incertidumbre alta en elementos como el Mg, Al y Na. A pesar de estas limitaciones, al considerar las barras de error, se concluye que las lavas, vidrio y depósitos piroclásticos se sitúan en la serie toleítica o en proximidad a la misma. De igual manera, se observa en el diagrama TAS una secuencia que abarca desde traqui-basalto a riolitas. En el diagrama Harker, donde se plotea los elementos mayores vs MgO, el fraccionamiento de plagioclasas y piroxenos no es completamente claro, pero se observa el incremento de SiO₂, indicando un comportamiento incompatible.

3. El análisis geoquímico de los cristales de plagioclasas no revela evidencia de mezcla entre un magma riolítico y un magma basáltico o islandítico. La composición homogénea en los bordes y núcleos de las plagioclasas se asocia con contenidos de albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), indicando una composición más félsica relacionada con la riolita y la existencia de un reservorio magmático exclusivamente riolítico (que contiene tanto fundido como cristales).
4. Aunque la presencia de una composición homogénea en los cristales de plagioclasa sugiere una ausencia de diferenciación, los diagramas Harker presentan correlaciones positivas y negativas con respecto al MgO y SiO_2 . En el primer caso, estas correlaciones indican un aumento de SiO_2 en el magma conforme evoluciona; en el segundo caso, se presenta tendencias negativas de FeO , CaO , MgO y Al_2O_3 lo que genera el fraccionamiento de plagioclasas y clinopiroxenos. Esto dando lugar a una posible diferenciación magmática por cristalización fraccional.
5. El sistema magmático del volcán Alcedo plantea aún más preguntas que respuestas. La estructura hipovolcánica del volcán que se propone se encuentra relativa a más estudios debido a que no puede determinarse con certeza con los datos actuales. La evidencia de mezcla de composición en la superficie sugiere la existencia de varias cámaras magmáticas que participaron en la erupción, incluyendo posiblemente un reservorio de composición basáltica, un reservorio islandítico y otro reservorio riolítico. La presencia de erupción basálticas antes y después de la erupción riolítica, indicaría que el reservorio riolítico probablemente es más pequeño de lo representado en modelos conceptuales anteriores.

4.3 Recomendaciones

1. Llevar a cabo nuevos estudios geoquímicos de roca total, en los análisis SEM los pellets se funden con el fin de que los rayos X sean mejor absorbidos y se pueda reducir la incertidumbre y obtener resultados más confiables.
2. Mediante estudios petrográficos y geofísicos como tomografía eléctrica estudiar la posible existencia de una columna de mush debajo del depósito riolítico, debido a que con los datos obtenidos no se ha obtenido alguna evidencia de su presencia ni de las posibles interacciones que podría tener.
3. Realizar estudios en las lavas basálticas más jóvenes para determinar si los cristales basálticos recogen la firma de composición riolítica durante su expulsión.
4. Realizar estudios de geotermobarimetría en el anfíbol, feldespatos o piroxenos con el fin de determinar las condiciones de temperatura y presión en las que se produjo la

cristalización de minerales, proporcionando así una mejor comprensión de la profundidad del reservorio magmático.

5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amos, J. (2003). Volcanic blast recorded in DNA. BBC News Online Science Staff. Recuperado 18 de diciembre de 2023. <http://news.bbc.co.uk/2/hi/science/nature/3161336.stm>
- Bernard, B., Stock, M. J., Coppola, D., Hidalgo, S., Bagnardi, M., Gibson, S., Hernandez, S., Ramón, P., & Gleeson, M. (2019). Chronology and phenomenology of the 1982 and 2015 Wolf volcano eruptions, Galápagos Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 374, 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.013>
- Bernard, B. (2020, December 31). (A72) Resumen volcánico del año 2020 – Ecuador. Volcanes Del Ecuador. <http://ceniza-ecuador.over-blog.com/2020/12/a72-resumen-volcanico-del-ano-2020-ecuador.html>
- Bernard, B. (2024). Dimensiones y morfología del volcán Alcedo. Volcanes del Ecuador. Retrieved February 5, 2024, from <https://www.volcanesdeecuador.com/blog/dimensiones-y-morfologa-del-volcn-alcedo>
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., Cande, S. C., & Roeser, H. A. (2001). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B9), 19207-19220. <https://doi.org/10.1029/2001JB000238>
- Branney, M., & Acocella, V. (2015). Chapter 16—Calderas. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 299-315). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00016-X>
- Cashman, K. V., & Scheu, B. (2015). Chapter 25—Magmatic Fragmentation. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 459-471). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00025-0>
- Chadwick, W. W., & Howard, K. A. (1991). The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galapagos. *Bulletin of Volcanology*, 53(4), 259–275. <https://doi.org/10.1007/BF00414523>
- Cioni, R., Pistolesi, M., & Rosi, M. (2015). Chapter 29—Plinian and Subplinian Eruptions. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 519-535). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00029-8>
- Earth Surface Research Laboratory. (s. f.). Instrument Capabilities, Sample Requirements & Data Output. 10. Recuperado 2 de agosto de 2023, de https://www.tcd.ie/Geology/esrl/assets/pdfs/instrument_capabilities.pdf
- Geist, D., Howard, K. A., Jellinek, A. M., & Rayder, S. (1994). The volcanic history of Volcán Alcedo, Galápagos Archipelago: A case study of rhyolitic oceanic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 56(4), 243-260. <https://doi.org/10.1007/BF00302078>

- Geist, D. J., Howard, K. A., & Larson, P. (1995). The Generation of Oceanic Rhyolites by Crystal Fractionation: The Basalt-Rhyolite Association at Volcán Alcedo, Galápagos Archipelago. *Journal of Petrology*, 36(4), 965-982. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.965>
- Geist, D., Naumann, T., & Larson, P. (1998). Evolution of Galápagos Magmas: Mantle and Crustal Fractionation without Assimilation. *Journal of Petrology*, 39(5), 953-971. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.5.953>
- Gibson, S. A., & Geist, D. (2010). Geochemical and Geophysical Estimates of Lithospheric Thickness Variation Beneath Galápagos. 2010, V51D-03. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2010AGUFM.V51D..03G>
- Goff, F., McMurtry, G. M., Counce, D., Simac, J. A., Roldán-Manzo, A. R., & Hilton, D. R. (2000). Contrasting hydrothermal activity at Sierra Negra and Alcedo volcanoes, Galapagos Archipelago, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 62(1), 34-52. <https://doi.org/10.1007/s004450050289>
- Goldstein, J. (2012). *Practical Scanning Electron Microscopy: Electron and Ion Microprobe Analysis*. Springer Science & Business Media.
- Harpp, K. S., & Geist, D. J. (2018). The Evolution of Galápagos Volcanoes: An Alternative Perspective. *Frontiers in Earth Science*, 6. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2018.00050>
- Harris, A. J. L., & Rowland, S. K. (2015). Chapter 17—Lava Flows and Rheology. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 321-342). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00017-1>
- Hidalgo, S. y Samaniego, P. (2009). Caracterización geoquímica de las rocas basálticas de la Cordillera de Carnegie y su relación con las rocas de la Placa Nazca e Islas Galápagos. *Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos*. Guayaquil (ECU), p. 221-237. ISBN 978-9978-92-737-3.
- Holness, M. B., Stock, M. J., & Geist, D. (2019). Magma chambers versus mush zones: Constraining the architecture of sub-volcanic plumbing systems from microstructural analysis of crystalline enclaves. *Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences*, 377(2139), 20180006. <https://doi.org/10.1098/rsta.2018.0006>
- IG-EPN. (2014). ISLAS GALÁPAGOS. Recuperado 18 de febrero de 2024. <https://www.igepn.edu.ec/islas-galapagos>
- Jiménez-Uzcátegui, G. y Parker P. G. (2018). “Viruela aviar, epiteloma contagioso”. Fundación Charles Darwin (FCD) y WWF-Ecuador. (2018). *Atlas de Galápagos, Ecuador: Especies Nativas e Invasoras*. Quito, FCD y WWF-Ecuador: 158-159.
- Kahl, M., Chakraborty, S., Costa, F., & Pompilio, M. (2011). Dynamic plumbing system beneath volcanoes revealed by kinetic modeling, and the connection to monitoring data: An example from Mt. Etna. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1), 11-22. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.008>

- Llinares, M., Ortiz, R., & Marrero, J. M. (2004). Riesgo Volcánico. Recuperado 18 de diciembre de 2023, de <https://www.ign.es/web/resources/docs/IGNCnig/VLC-Guia-Riesgo-Volcanico.pdf>
- Munro, D. C., & Rowland, S. K. (1996). Caldera morphology in the western Galápagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(1), 85-100. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00076-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00076-3)
- Padilla, R., & Migliori, A. (s. f.). Fundamentals of XRF analysis: a brief overview. International Atomic Energy Agency. Recuperado 18 de diciembre de 2023, de https://nucleus.iaea.org/sites/nuclear-instrumentation/PDF_XRF%20training/XRF_01_Fundamentals-pc332124.pdf
- Sallares, V., & Charvis, P. (2003). Crustal thickness constrains on the geodynamic evolution of Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4), 545-559. <https://doi.org/10.1016%2FS0012-821X%2803%2900373-X>
- Sallares, V., Charvis, P., & Calahorrano, A. (2009). Naturaleza y formación de la provincia volcánica de Galápagos. 17
- Santiago, M. (2017). Basic concepts of X-Ray Fluorescence. Recuperado 18 de diciembre de 2023, de <https://www.uprm.edu/geology/wp-content/uploads/sites/111/2017/03/xrf.pdf>
- School of engineering, computer and mathematical sciences. (s. f.). Scanning Electron Microscope (SEM). Recuperado 18 de diciembre de 2023, de https://www.aut.ac.nz/__data/assets/pdf_file/0010/110260/SEM-scanning-electron-microscope-DLE-v2.pdf
- Sigurdsson, H. (2015). Part I Origin and Transport of Magma. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 33-34). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.02003-4>
- Silva, S., & Lindsay, J. M. (2015). Chapter 15—Primary Volcanic Landforms. In H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 273–297). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00015-8>
- Simkin, T. (1984). Geology of Galapagos. *Biological Journal of the Linnean Society*, 21(1-2), 61-75. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.1984.tb02053.x>
- Simkin, T., & Howard, K. A. (1970). Caldera Collapse in the Galápagos Islands, 1968. *Science*, 169(3944), 429–437. <https://doi.org/10.1126/science.169.3944.429>
- Singer, B. S., Andersen, N. L., Le Mével, H., Feigl, K. L., DeMets, C., Tikoff, B., Thurber, C. H., Jicha, B. R., Cardona, C., Córdova, L., Gil, F., Unsworth, M. J., Williams-Jones, G., Miller, C., Fierstein, J., Hildreth, W., & Vazquez, J. (2014). Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile. *GSA Today*, 4–10. <https://doi.org/10.1130/GSATG216A.1>
- Taddeucci, J., Edmonds, M., Houghton, B., James, M. R., & Vergnolle, S. (2015). Chapter 27—Hawaiian and Strombolian Eruptions. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia*

- of Volcanoes (Second Edition) (pp. 485-503). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00027-4>
- TCD. (s.f.). INSTRUMENTS AND EQUIPMENT. Recuperado 18 de febrero de 2024. https://www.tcd.ie/Geology/esrl/assets/pdfs/instrument_capabilities.pdf
- Toselli, A. (2009, 2010). Elementos Básicos de Petrología Ígnea | Miscelánea 18 | Serie Correlación Geológica | INSUGEO - CONICET - UNT. <https://www.insugeo.org.ar/scg/ver-volumen.php?id=53>
- Vela, J. (2018, december 17). Siete días en el Volcán Alcedo. Recuperado 13 de febrero de 2024. <https://www.darwinfoundation.org/es/articulos-blog/436-siete-dias-en-el-volcan-alcedo>
- Villagómez, D. R., Toomey, D. R., Geist, D. J., Hooft, E. E. E., & Solomon, S. C. (2014). Mantle flow and multistage melting beneath the Galápagos hotspot revealed by seismic imaging. *Nature Geoscience*, 7(2), Article 2. <https://doi.org/10.1038/ngeo2062>
- Werner, R., Hoernle, K., Barckhausen, U., & Hauff, F. (2003). Geodynamic evolution of the Galápagos hot spot system (Central East Pacific) over the past 20 m.y.: Constraints from morphology, geochemistry, and magnetic anomalies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(12). <https://doi.org/10.1029/2003GC000576>
- Winter, J. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology (Second Edition)*. Pearson.
- White, W. M., McBirney, A. R., & Duncan, R. A. (1993). Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands: Portrait of a pathological mantle plume. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B11), 19533-19563. <https://doi.org/10.1029/93JB02018>
- White, J. D. L., McPhie, J., & Soule, S. A. (2015). Chapter 19—Submarine Lavas and Hyaloclastite. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 363-375). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00019-5>
- Zhou, W., Apkarian, R., Wang, Z. L., & Joy, D. (2007). Fundamentals of Scanning Electron Microscopy (SEM). En W. Zhou & Z. L. Wang (Eds.), *Scanning Microscopy for Nanotechnology: Techniques and Applications* (pp. 1-40). Springer. https://doi.org/10.1007/978-0-387-39620-0_1