

Episodio eruptivo más reciente del Volcán Cerro Bravo: Estudio cuantitativo de las fases  
minerales y sus tiempos de residencia

Sergio Armando Diaz Delgado

Trabajo de Grado para Optar al Título de Geólogo

Directora

Erika Julieth Vivas Cruz

Ingeniera Geóloga

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físico - Químicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2026

### **Dedicatoria**

*A mi mamá, por su sacrificio, por creer en mí y por enseñarme que los sueños con esfuerzo se hacen realidad.*

*A mis hermanos, Jefferson y Anderson por guiar mi camino y apoyarme durante todo este proceso.*

*A mis cuñadas, Sthefany y Yuly por haber estado presentes durante todo este tiempo y por sus palabras de ánimo.*

*A la memoria de mi padre, que estaría muy orgulloso de este logro.*

*A mi gatita Yuya, por ser mi apoyo emocional y acompañarme las largas noches de estudio.*

### **Agradecimientos**

A la Universidad Industrial de Santander, por abrirme sus puertas y brindarme la formación como geólogo, algo que de otra manera no habría sido posible. Que viva la universidad pública.

Al Servicio Geológico Colombiano (SGC), especialmente al laboratorio de Guatiguará, por facilitarme el escáner de las secciones delgadas, un insumo fundamental para este trabajo.

A Laura Peñaranda, la laboratorista del laboratorio de petrografía del SGC sede Guatiguará, por su gran disposición en el escaneo fotográfico de las secciones delgadas utilizadas en este proyecto.

Sin su gran ayuda, este proyecto no se hubiera realizado de la misma forma.

A la Doctora en Geología Dayana Andrea Schonwalder Ángel, quien me acompañó en la etapa inicial del proyecto y sentó las bases para lo que hoy es este trabajo. Gracias por su tiempo y enseñanzas, y por otorgarme las secciones delgadas usadas en este estudio.

A la ingeniera Erika Vivas Cruz, mi directora actual, por aceptar el reto de acompañarme en la culminación del proyecto, por su paciencia, sus correcciones y por ayudarme a darle forma definitiva a esta investigación.

A los docentes de la Escuela de Geología por mi formación académica.

A mis compañeros de clases y salidas de campo, por el apoyo mutuo y por hacer de esta etapa algo inolvidable.

A aquellos amigos que el pregrado me regaló y que la vida llevó por otro rumbo, gracias por haber estado cuando los necesité.

A mis amigos presentes, quienes fueron gran apoyo en esta última etapa, Angie P., Angie U., Eduardo T., Nury E., Paola P. A Fabián S., por sus palabras de ánimo y estar presente en la recta final y ayudarme a cruzar la meta.

**Tabla de Contenido**

	<b>Pág.</b>
Introducción .....	13
1. Planteamiento del problema.....	15
2. Objetivos.....	16
2.1 Objetivo General.....	16
2.2 Objetivos Específicos.....	16
3. Marco teórico .....	17
3.1 Generación de magma.....	17
3.2 Procesos en la cámara magmática.....	18
3.3 Procesos magmáticos en ruta a la superficie.....	20
3.4 Crystal Size Distribution (CSD) .....	23
4. Marco Geológico .....	25
4.1 Tectónica.....	25
4.2 Volcán Cerro Bravo .....	27
4.3 Contexto geológico .....	31
4.4 Episodio eruptivo más reciente del VCB.....	35
5. Metodología .....	36
5.1 Recopilación y revisión bibliográfica .....	36
5.2 Caracterización petrográfica y adquisición de imágenes.....	36
5.3 Procesamiento digital y toma de mediciones de las imágenes .....	37
5.4 Procesamiento de datos y curvas CSD.....	38

5.5	Análisis de resultados y desarrollo del informe final.....	39
6.	Caracterización petrográfica.....	39
6.1	CH1.....	41
6.2	CH2.....	42
6.3	CH4.....	44
6.4	CH5.....	45
6.5	CH6.....	46
6.6	CH7.....	48
6.7	CH8.....	49
7.	Resultados.....	51
7.1	Imágenes binarias de las secciones delgadas.....	51
7.2	Parámetros y datos para CSD.....	54
7.3	CSDCorrections 1.6.....	54
7.4	Curvas CSD.....	56
7.5	Tiempo de residencia.....	59
8.	Discusión.....	60
8.1	Relaciones petrográficas y texturales.....	60
	Plagioclasa.....	61
	Anfíbol.....	62
8.2	Secciones en curvas CSD.....	63
8.3	Distribución de las poblaciones cristalinas.....	66
8.4	Origen curvas CSD.....	71
8.5	Procesos magmáticos.....	72

9. Conclusiones .....	74
10. Recomendaciones y limitaciones .....	76
Referencias Bibliográficas .....	79

### Lista de Tablas

	<b>Pág.</b>
Tabla 1. Etapas de construcción y unidades geomorfológicas asociadas a la actividad e historia eruptiva del VCB (Bustos et al., 2023).....	34
Tabla 2. Lista de las secciones delgadas consideradas en el presente estudio.....	38
Tabla 3. Composición porcentual de las secciones delgadas de las muestras utilizadas en el estudio de Pinzón et al. (2018) del domo más reciente del VCB. Enlista acorde a los grupos y/o fases minerales el porcentaje mineralógico acorde al tamaño, masa fundamental y vesicularidad. Tomado de Pinzón et al. (2018).....	40
Tabla 4. Parámetros en el cálculo de la curva CSD y número de cristales medidos para cada sección delgada.....	54
Tabla 5. Serie de intervalos de tamaño (mm) y el número de mediciones para cada intervalo, de acuerdo con su sección delgada y fase mineral. ....	55
Tabla 6. Datos de CSD de la fase de las plagioclasas y anfíboles de cada sección de las dacitas del VCB. ....	60

## Lista de Figuras

	<b>Pág.</b>
Figura 1. A. Mapa zona NW de Colombia donde se indica la Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín en Colombia (recuadro negro). B. Volcanes pertenecientes a la Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín. Se indica el domo intracratérico del Vólcan Cerro Bravo correspondiente al estudio. C. Volcán Cerro Bravo. Tomado de Pinzón et al. (2018). .....	14
Figura 2. Procesos en la cámara magmática. A. Cristalización fraccionada. B. Mezcla magmática. C. Asimilación de la roca caja. Tomado y modificado de Tarbuck y Lutgens, 2005. ....	20
Figura 3. Configuración tectónica regional de los Andes de Colombia. Tomado de Acosta et al. (2007). ....	25
Figura 4. Características del Volcán Cerro Bravo. Tomado y modificado de Chacón et al. (2023). .....	27
Figura 5. Complejo de domos del Volcán Cerro Bravo y anillo piroclástico. Enumerados del más antiguo al más reciente (del 1 al 9). El séptimo corresponde al anillo piroclástico. Tomado de Monsalve-Bustamante, 2020 (en Monsalve et al., 2017). ....	28
Figura 6. Geomorfología del Volcán Cerro Bravo. Las áreas sombreadas marcan los domos reconocidos en el edificio volcánico. Tomado de Valencia et al. (2022). ....	29
Figura 7. A. Mapa de relieve de sombras indicando las estructuras tipo cráter del Volcán Cerro Bravo, cráter Quebrada Seca (QSC), cráter El Doce (EDC), cráter San Fernando (SFC) y cráter Brasil (BC). B. Fotografía panorámica indicando los cráteres, sector El Once. Tomado de Bustos et al. (2023). Las siglas corresponden a los nombres en inglés, según la publicación de referencia. .....	32

Figura 8. Mapa geomorfológico del Volcán Cerro Bravo. Tomado de Bustos et al. (2023).....	35
Figura 9. A. Cristal de plagioclasa roto (der.) con zonación normal B. Textura FS en cristal de plagioclasa con macla de Carlsbad; y macla albita y zonación incipientes. ....	41
Figura 10. A. Macla combinada albita-Carlsbad (izq.) y macla albita con zonación oscilatoria (der.) en textura glomeroporfirítica. B. Textura de reabsorción e inclusiones de plagioclasa en cristal de hornblenda. C. Inclusiones de cristales opacos y plagioclasa en cristal de ortopiroxeno.....	43
Figura 11. A. Vista sección delgada, completa. B. Glomero cristal compuestos principalmente por fenocristales de hornblenda. Hbl = Hornblenda. ....	44
Figura 12. A. Plagioclasa con macla de la albita y textura coarse-sieve (CS). B. Textura glomeroporfirítica en plagioclasas con macla albita y Carlsbad. ....	45
Figura 13. A. Cristales euhedrales de hornblenda en corte longitudinal (izq.) y transversal (der.) B. Población de plagioclasas, anfíboles y piroxenos. C. Biotita con inclusiones de plagioclasa y opacos, con corana de reacción.....	47
Figura 14. A. Oxihornblenda con textura esqueletal y zonación oscilatoria. B. Pseudomorfo de anfíbol. C. Textura fluidal incipiente (representada con líneas rojas discontinuas). ....	48
Figura 15. A. Plagioclasa con textura CS y FS. B. Zonación oscilatoria en plagioclasa. C. Textura glomeroporfirítica en plagioclasa, anfíbol y opacos.....	50
Figura 16. Imagen binaria correspondiente a cada sección delgada. Representan la fase mineral de las plagioclasas en color negro. ....	51
Figura 17. Imagen binaria correspondiente a cada sección delgada. La fase mineral de anfíboles está representada en color negro. ....	53
Figura 18. Curvas CSD clásicas en la fase de plagioclasa, correspondientes a cada sección delgada. ....	56

Figura 19. Curvas CSD de la fase mineral de anfíboles, correspondientes a cada sección delgada. .....	58
Figura 20. Agrupación de curvas CSD para la fase de las plagioclasas. ....	64
Figura 21. Representación de mezcla de dos magmas.....	65
Figura 22. Comparativa de parámetros cinemáticos $\ln(n^\circ)$ vs. $\text{Log}(G\tau)$ entre las muestras del VCB y otros sistemas volcánicos de referencia en el mundo. Tomado y modificado de Modjarrad (2015).....	66
Figura 23. Discontinuidades presentes en la distribución lineal que representa las fases de plagioclasa y anfíbol en el VCB. ....	68
Figura 24. Comparativa de parámetros cinemáticos $\ln(n^\circ)$ vs. $\text{Log}(G\tau)$ entre las muestras del VCB y otros sistemas volcánicos de Colombia. ....	70

## Resumen

**Título:** Episodio eruptivo más reciente del Volcán Cerro Bravo: Estudio cuantitativo de las fases minerales y sus tiempos de residencia\*

**Autor:** Sergio Armando Díaz Delgado\*\*

**Palabras Clave:** Volcán Cerro Bravo, VCB, Distribución de tamaños de cristal, CSD, tiempos de residencia, plagioclasa, anfíbol.

**Descripción:** El Volcán Cerro Bravo (VCB) es un estratovolcán activo en la Cordillera Central de Colombia. El domo intracraterico que representa su episodio eruptivo más reciente ha sido caracterizado petrográficamente, pero aún se desconocen los tiempos que los cristales permanecieron en el sistema magmático. En este estudio se aplicó la técnica de Distribución de tamaños de cristal (CSD) a 6 secciones delgadas de las mismas muestras analizadas por Pinzón et al. (2018), enfocándose en las principales fases cristales (plagioclasas y anfíboles) con el fin de estimar sus tiempos de residencia y los procesos en la cámara magmática. Las curvas CSD obtenidas muestran formas cóncavas hacia arriba en ambas fases cristalinas, las cuales han sido atribuidas en otros contextos a mezcla de magmas. Sin embargo, mediante la integración con el estudio de Pinzón et al. (2018), se interpreta que la concavidad corresponde a cambios abruptos en la tasa de enfriamiento durante la historia de cristalización: en el primer periodo de formación a profundidades entre 13.2 a 9 km, se definió como una etapa de enfriamiento lento donde crecen los fenocristales, seguido de un periodo corto que refleja la etapa de enfriamiento acelerado durante el ascenso del magma relativamente rápido desde la zona definida entre 13.2 - 9 km hasta otra entre 7.2 y 4.6 km, la cual generó la población de microfenocristales y microlitos observadas en las muestras. Los tiempos de residencia calculados, que difieren entre fenocristales y granos finos, son consistentes con este modelo y con lo reportado para otros centros volcánicos de la región, como el Volcán Nevado del Ruiz y el Campo Volcánico Villamaría-Termalés. Estos resultados aportan nueva información sobre la evolución magmática del VCB y constituyen una base para futuros estudios volcánicos en la zona.

---

\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físico - Químicas. Escuela de Geología. Directora: Erika Julieth Vivas Cruz. Ingeniera Geóloga.

### Abstract

**Title:** The most recent eruptive episode of Cerro Bravo Volcano: Quantitative analysis of mineral phases and their residence times\*

**Author(s):** Sergio Armando Diaz Delgado\*\*

**Key Words:** Cerro Bravo volcano, CBV, Crystal Size Distribution, CSD, residence times, plagioclase, amphibole.

**Description:** The Cerro Bravo Volcano (VCB) is an active stratovolcano in the Colombian Central Cordillera. The intracrater dome, indicating its most recent eruptive episode, has been petrographically characterized; however, the duration of time crystals remaining in the magmatic system is still unknown. This study applied Crystal Size Distribution (CSD) analysis to 6 thin sections from the same samples analyzed by Pinzón et al. (2018), focusing on the main crystal phases (plagioclase and amphibole) in order to estimate their residence times and the processes in the magma chamber. The obtained CSD curves show concave-upward shapes in both crystal phases, which in other contexts have been attributed to magma mixing. However, through integration with the study of Pinzón et al. (2018), the concavity is interpreted as corresponding to abrupt changes in cooling rate during the crystallization history: in the first formation period at depths between 13.2 and 9 km, it is defined as a slow cooling stage where phenocrysts grow, followed by a short period reflecting accelerated cooling during relatively rapid magma ascent from the zone between 13.2–9 km to another between 7.2 and 4.6 km, which generated the population of microphenocrysts and microlites observed in the samples. The calculated residence times, which differ between phenocrysts and fine grains, are consistent with this model and with reports from other volcanic centers in the region, such as Nevado del Ruiz Volcano and the Villamaría-Termalea Volcanic Field. These results provide new information on the magmatic evolution of VCB and constitute a basis for future volcanic studies in the area.

---

\* Undergraduate thesis

\*\* Faculty of Physicochemical Engineering. School of Geology. Director: Erika Julieth Vivas Cruz. Geological Engineer.

## Introducción

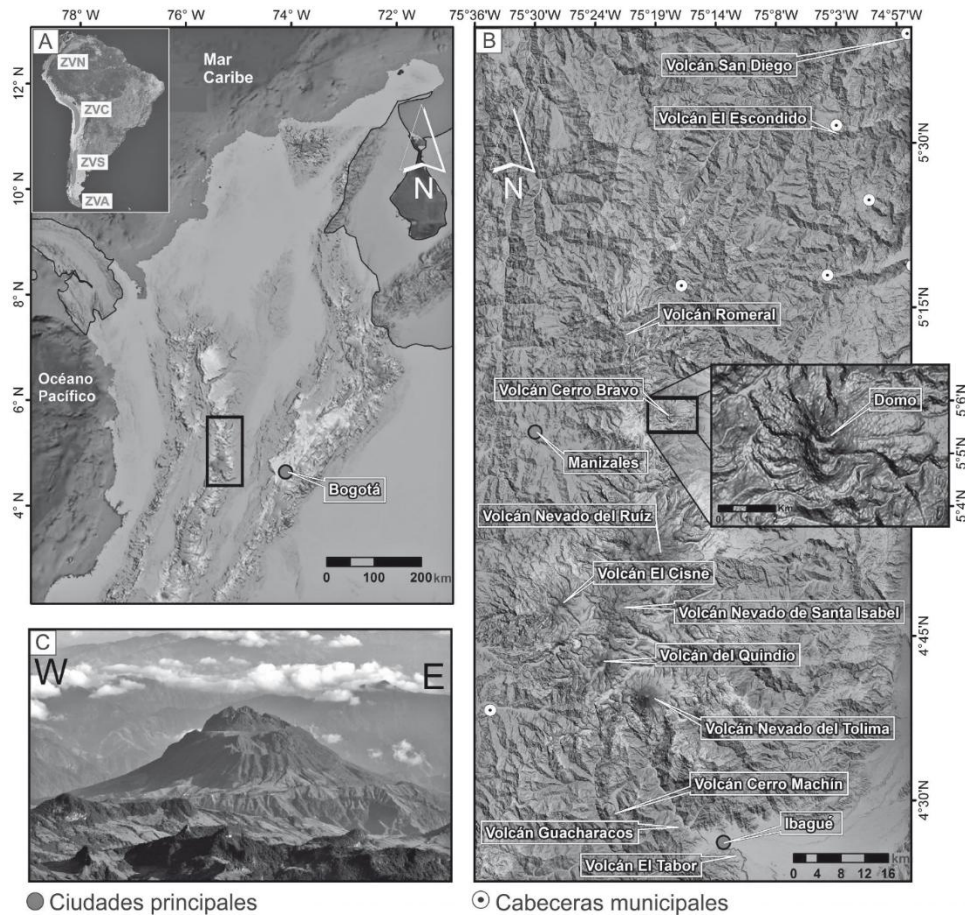
El Volcán Cerro Bravo (VCB), ubicado en la Cordillera Central de Colombia, es un volcán activo de composición dacítica y andesítica (Lescinsky, 1990) ubicado en la Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC; Figura 1; Martínez et al., 2014), ha presentado una historia eruptiva compleja caracterizada por erupciones plinianas y emisiones efusivas (Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991; Alarcón et al., 2020). Su actividad se ha manifestado en flujos de lava, crecimiento y destrucción de domos, así como depósitos de corrientes de densidad piroclástica (CDPs; Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991; Valencia et al., 2022; Bustos et al., 2023). El episodio eruptivo más reciente del VCB ha sido interpretado como la formación de un domo que ocupa casi por completo el cráter del volcán (Thouret et al., 1985; Pinzón et al., 2018), aunque otros estudios sugieren la existencia de un complejo de domos (Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991; Valencia et al., 2022). Para este trabajo, se sigue la propuesta de Thouret et al. (1985) y Pinzón et al. (2018) y se asume que es un solo domo y no varios. El estudio de Pinzón et al. (2018), ha caracterizado las condiciones de las fases minerales principales (plagioclasa, anfíbol y piroxeno) en las rocas del domo más reciente del VCB, estimando profundidades de cristalización entre 4.6 y 30 km, temperaturas entre 800 y 950°C, y presiones entre 1 y 18.5 kbar. Sin embargo, aún se desconocen los tiempos de residencia de estos cristales y su relación con los procesos magmáticos.

El trabajo acá propuesto complementa el trabajo de Pinzón et al. (2018), usando las mismas muestras, para caracterizar cuantitativamente las poblaciones de las fases minerales principales en las rocas dacíticas del domo intracrático más reciente del VCB (Figura 1B), utilizando la metodología de Distribución de tamaños de cristal (CSD por sus siglas en inglés). Esta técnica permite estimar los tiempos de residencia magmática y proporciona información sobre procesos

como la mezcla de magmas, la nucleación de cristales y el engrosamiento textural (Higgins & Roberge, 2003; Modjarrad, 2015). Al analizar la distribución de tamaño de los cristales y estimar los tiempos de residencia de dos de las fases minerales principales, se busca contribuir al conocimiento del episodio eruptivo más reciente del VCB, la evaluación del sistema de alimentación magmático del mismo y dar una escala de tiempo a los procesos que ocurren en él.

**Figura 1**

*A. Mapa zona NW de Colombia donde se indica la Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín en Colombia (recuadro negro). B. Volcanes pertenecientes a la Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín. Se indica el domo intracraterático del Volcán Cerro Bravo correspondiente al estudio. C. Volcán Cerro Bravo. Tomado de Pinzón et al. (2018).*



## 1. Planteamiento del problema

El VCB ha sido objeto de estudios que han permitido reconstruir su historia eruptiva y caracterizar su actividad volcánica. Sin embargo, aún persisten interrogantes sobre los procesos que ocurren en su sistema de alimentación magmática, principalmente con relación a los tiempos de residencia de los cristales. El VCB se encuentra a ~140 km al NW de la ciudad de Bogotá y 20 km NE de la ciudad de Manizales, a su alrededor poblaciones asentadas como las veredas Letras y Brasil, se localizan a menos de 6 km de distancia del volcán (Valencia et al., 2022). Su actividad eruptiva reciente, aproximadamente  $116 \pm 25$  años (depósito de pómez; Lescinsky, 1990), y la presencia de productos volcánicos como lahares, flujos piroclásticos y caídas de ceniza registrados en los últimos 10,000 años (Valencia & Gamboa, 2021), lo convierten en una amenaza significativa para las zonas aledañas.

El estudio de productos volcánicos puede ser usado para examinar los procesos y condiciones que ocurren en el sistema de alimentación magmática (Cashman & Sparks, 2013; Modjarrad, 2015). Dado que el tamaño de los cristales refleja la cinemática de cristalización dentro de un reservorio magmático y los tiempos de residencia del magma (Cashman & Marsh, 1988; Marsh, 1988), diversos análisis pueden ser empleados con el fin de entender y evaluar dichos procesos, entre ellos, el análisis cuantitativo de las poblaciones cristalinas por medio de CSD.

Teniendo en cuenta lo anterior, esta propuesta busca aportar al conocimiento del episodio eruptivo más reciente del VCB, mediante una caracterización cuantitativa de dos de las fases minerales principales reconocidas en las rocas del domo más reciente del VCB (Thouret et al., 1985; Lescinsky, 1990; Pinzón et al., 2018), obteniendo información del sistema de alimentación magmática y estimando sus tiempos de residencia.

## 2. Objetivos

### 2.1 Objetivo General

Caracterizar cuantitativamente las poblaciones cristalinas de dos de las fases minerales principales en las rocas dacíticas del domo intracratérico producido en el episodio eruptivo más reciente del VCB y estimar sus tiempos de residencia en el sistema de alimentación magmática.

### 2.2 Objetivos Específicos

Caracterizar petrográficamente las muestras del domo más reciente del VCB mediante el análisis y la fotografía de secciones delgadas, a fin de identificar las fases cristalinas y determinar el tamaño de grano de los minerales constituyentes.

Realizar las mediciones en las imágenes de las secciones delgadas, de largo y ancho de los cristales de dos de las fases minerales principales (Plagioclasa y anfíbol), en las rocas dacíticas del domo utilizando la herramienta *fit ellipse* del software libre *ImageJ*.

Realizar los cálculos de Distribución de Tamaños de Cristal (CSD) de cada fase mineral principal (plagioclasas y anfíboles) haciendo uso del software libre *CSDCorrections 1.6*.

Interpretar los datos obtenidos del método CSD e integrarlos con las condiciones de cristalización (presión y temperatura) de las fases minerales principales de estas rocas, previamente publicados en el trabajo “Petrogénesis y condiciones de cristalización del domo intracratérico del volcán Cerro Bravo, Colombia”. Por Pinzón, C., Echeverri, J.F., Murcia, H., y Schonwalder-Ángel, D. (2018), Boletín de Geología, 40(3), 67-84.

### 3. Marco teórico

#### 3.1 Generación de magma

El magma se compone de una fase sólida de silicatos cristalizados, una fase líquida de silicatos fundidos y una fase gaseosa que consta especialmente de vapor de agua, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> y otros gases volátiles (Johnson et al., 1994; Sigurdsson et al., 2000; Winter, 2013). Se genera principalmente en el manto superior, a profundidades que varían entre 40 y 700 km, según el contexto geológico, como dorsales oceánicas, zonas de subducción y puntos calientes (Sigurdsson et al., 2000). Una vez formado, el magma asciende hacia la superficie a través de fracturas y zonas de debilidad en la corteza terrestre. Durante este proceso, puede solidificarse en profundidad, dando lugar a rocas ígneas intrusivas, o alcanzar la superficie y generar una erupción, donde se enfría y forma rocas ígneas extrusivas (Tarbuck y Lutgens, 2005; Óladóttir et al., 2008).

Una zona de subducción es un límite de placas convergentes donde una placa tectónica se subduce debajo de otra. Este proceso se da principalmente en los bordes de los océanos, donde la corteza oceánica, más densa y fría, se hunde bajo la corteza continental, menos densa, o bajo otra placa oceánica, la cual es más joven y por ende menos densa (Sigurdsson et al., 2000; Stern, 2002; Best, 2003). La generación de magma en zonas de subducción ocurre principalmente gracias a la introducción de agua en el manto junto a la placa oceánica que está siendo subducida (Sigurdsson et al., 2000; Best, 2003; Winter, 2013). Durante la subducción, la corteza oceánica se encuentra hidratada debido a la presencia de serpentinitas, formadas por el metamorfismo del basalto que compone la placa oceánica, así como por los fluidos contenidos en los espacios porosos de los sedimentos que son arrastrados hacia el interior (Kerrick, 2002; Rupke, 2004; Evans et al, 2013).

Los sedimentos que subducen, como arcillas, carbonatos y materia orgánica, se deshidratan y liberan fluidos que permiten bajar el punto de fusión del manto y facilitar su fusión, a este proceso se le denomina fundición del manto por fundente (Plank & Langmuir, 1993; Sparks, 1993; Grove et al., 2012; Turner & Langmuir, 2022).

### **3.2 Procesos en la cámara magmática**

Una cámara magmática es un área de acumulación de magma ubicada en la corteza terrestre, que puede variar en tamaño y forma, desde pequeños volúmenes de ~1 a 10 km<sup>3</sup> hasta grandes reservorios que alcanzan cientos o incluso miles de km<sup>3</sup> (Marsh, 1989). Estas cámaras alimentan erupciones volcánicas, almacenando el magma que eventualmente será expulsado hacia la superficie (Sigurdsson et al., 2000; Tarbuck y Lutgens, 2005). En la cámara magmática, procesos de diferenciación magmática, permiten que magmas inicialmente máficos cambien a composiciones más félsicas (Tarbuck y Lutgens, 2005). Este cambio en la composición es el resultado de diversos procesos, como la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas, la asimilación de la roca caja y la exsolución de volátiles (Bowen, 1928; Tarbuck y Lutgens, 2005; Dufek et al., 2013).

La cristalización fraccionada (Figura 2A) ocurre cuando los minerales se separan del magma fundido a medida que cristalizan, modificando así la composición del volumen de magma residual (Tarbuck y Lutgens, 2005). Según Bowen (1928), en su serie de reacción explica la relación entre los minerales y temperatura; al momento en que inicia la cristalización, los minerales con un punto de fusión más alto, como el olivino (cristaliza a ~1200-1800°C) y el piroxeno (cristaliza a ~1100-1200°C) cristalizan primero y descienden al fondo de la cámara magmática, alterando la composición química del magma residual. A medida que el magma continúa

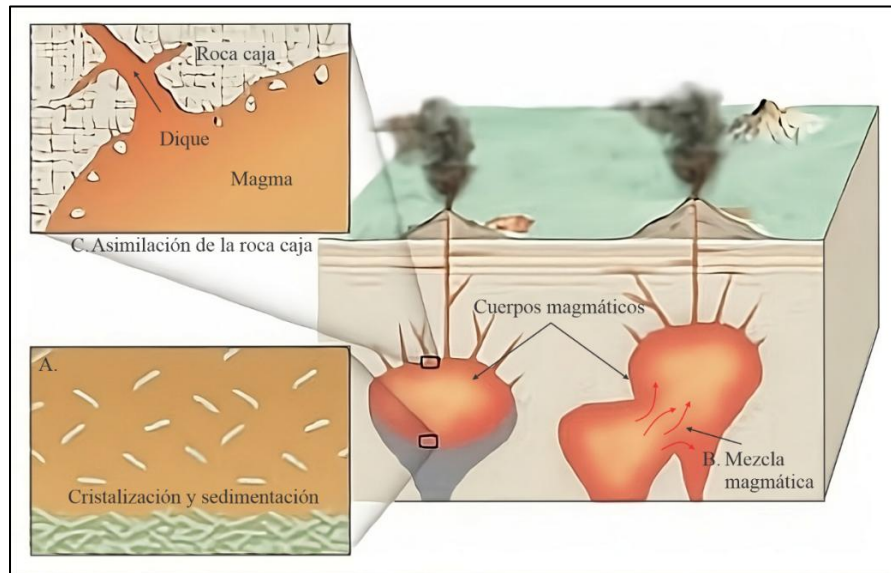
enfriándose, cristalizan minerales como la plagioclasa cálcica (900-1100°C), el anfíbol (800-900°C) y finalmente la biotita y el cuarzo (600-700°C). En magmas máficos (ricos en hierro y magnesio), las asociaciones minerales predominantes incluyen olivino, piroxenos y plagioclasa cálcica; mientras que en magmas félsicos (ricos en sílice y aluminio) se encuentran asociaciones de cuarzo, feldespatos potásicos y biotita. En magmas de composición intermedia (andesítica), las asociaciones minerales suelen incluir plagioclasa intermedia, hornblenda y piroxenos (Bowen, 1928; Marsh, 1988; Best, 2003; Winter, 2013).

La mezcla de magmas ocurre cuando un nuevo magma, proveniente de cámaras más profundas o del manto, asciende y entra en contacto con el magma residente en una cámara magmática. Esta interacción genera un magma de composición intermedia, que puede influir en la dinámica eruptiva del sistema volcánico (Figura 2B; Sparks, 1993; Tarbuck y Lutgens, 2005). La mezcla de magmas también puede desencadenar erupciones explosivas debido a la presencia de volátiles, como H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> y SO<sub>2</sub>, disueltos en ambos magmas. A medida que el magma asciende y la presión disminuye, hay exsolución de volátiles, formando burbujas que aumentan la presión interna. Si esta presión supera la resistencia de la roca circundante, se produce una erupción explosiva (Sigurdsson et al., 2000).

Por otro lado, la asimilación es un proceso mediante el cual el magma a medida que asciende y entra en contacto con la roca caja, funde e incorpora parte de este material. Modificando significativamente la composición del cuerpo magmático, ya que puede provocar la formación de nuevos minerales en el magma, como la cristalización de óxidos de hierro-titanio, si el magma asimila rocas máficas o ultramáficas, o la aparición de minerales hidratados (como anfíboles o biotita) si el magma asimila rocas sedimentarias o metamórficas hidratadas (Figura 2C; Tarbuck y Lutgens, 2005).

**Figura 2**

*Procesos en la cámara magmática. A. Cristalización fraccionada. B. Mezcla magmática. C. Asimilación de la roca caja. Tomado y modificado de Tarbuck y Lutgens, 2005.*

**3.3 Procesos magmáticos en ruta a la superficie**

Cuando el magma asciende a través de la corteza desde la cámara magmática, su evolución se ve modificada por diversos procesos que son fundamentales para entender la dinámica de las erupciones volcánicas. Estos incluyen desgasificación, fragmentación del magma, mezcla de magmas, asimilación de la roca caja. Además de estos, otros factores como descompresión magmática, la geometría del conducto volcánico y la interacción entre este y el edificio volcánico, influyen en el ascenso del magma y las características de los productos eruptivos (Metrich & Wallace, 2008; Burgisser & Degruyter, 2015; Browne & Szramek, 2015). A continuación, se describen los procesos y factores mencionados:

El ascenso del magma conlleva un proceso de desgasificación, donde la fase gaseosa se separa de la fase líquida y afecta en gran medida el estilo de erupción (Burgisser & Degruyter,

2015). A medida que el magma asciende, la disminución de la presión permite que los gases se separen de la fase líquida. Si los gases encuentran vías de escape (como fracturas en las paredes del conducto), pueden separarse del magma, lo que reduce la presión interna y ralentiza el ascenso (Metrich & Wallace, 2008; Burgisser & Degruyter, 2015). Por el contrario, si los gases permanecen en el magma, la fase gaseosa continúa expandiéndose, aumentando la presión interna del magma. Esta expansión puede fragmentar el magma, generando piroclastos que son transportados hacia la superficie por el mismo gas. Este mecanismo es característico de erupciones explosivas (Burgisser & Degruyter, 2015; Cashman & Scheu, 2015; Gonnerman, 2015). También, dependiendo de la tasa de desgasificación puede provocar la cristalización del magma, ya que la pérdida de volátiles aumenta su viscosidad. Este proceso es particularmente importante en magmas ricos en sílice, donde la cristalización puede generar un aumento significativo en la resistencia al flujo, lo que resulta en lavas altamente viscosas en la superficie (Metrich & Wallace, 2008; Burgisser & Degruyter, 2015).

La fragmentación del magma es el proceso por el cual un volumen continuo de magma se rompe en fragmentos discretos debido a la expansión de gases disueltos cuando la presión disminuye. La fragmentación primaria, sucede cuando el magma asciende rápidamente tras una descompresión rápida. La fragmentación secundaria puede ocurrir por cizallamiento y extensión de volátiles. Este proceso genera productos eruptivos desde bloques volcánicos hasta partículas de ceniza finas (Cashman & Scheu, 2015). Además, Cashman et al. (2000) menciona que, a partir de la fragmentación primaria, puede provocar una fragmentación secundaria por descompresión continua, tensiones térmicas, colisiones mecánicas y abrasión.

Durante el ascenso, el tiempo entre la interacción de los magmas y la erupción es significativamente más reducido, lo que impide una completa homogeneización. En consecuencia,

los productos eruptivos revelan diferentes texturas y composiciones, evidenciando el proceso de mezcla magmática. La interacción entre diferentes magmas durante el ascenso puede ocurrir en conductos o en cámaras magmáticas poco profundas, pero es menos común y más limitada a las cámaras más profundas (Sparks & Marshall, 1986).

La asimilación de la roca caja es parcial, ya que el transporte hacia la superficie es limitado para fundir e integrar completamente los fragmentos de la roca circundante. Como resultado, se conservan rasgos originales en los materiales asimilados, evidenciando la incompleta incorporación de los fragmentos (Brown, 1994).

La geometría del conducto volcánico influye en el ascenso del magma y el estilo de erupción, ya que conecta el respiradero volcánico en la superficie, con la región del depósito de magma en la corteza superficial (Browne & Szramek, 2015). En profundidad, el magma se moviliza principalmente a través de diques (planos verticales) y sills (planos horizontales o semi-horizontales), los cuales están interconectados y se expanden para permitir el tránsito del magma, y alimentar un conducto central más superficial (Burgisser & Degruyter, 2015; Rocchi & Breitzkreuz, 2017). En magmas de alta viscosidad, la geometría del conducto también puede influir en la acumulación de tensión, lo que puede liberarse de manera explosiva si las paredes del conducto se deforman o colapsan (Burgisser & Degruyter, 2015).

La interacción entre el conducto y el edificio volcánico influye en la dinámica eruptiva cuando el magma es viscoso. Dado a su alta viscosidad dificulta el flujo y ascenso por las paredes del conducto, lo que puede generar deslizamientos irregulares o “saltos” y liberaciones súbitas de tensión, usualmente se usa esta explicación para los movimientos repentinos en domos de lava (Sparks, 1997; Fink & Griffiths, 1998; Burgisser & Degruyter, 2015). Además, la presión del

magma también puede deformar elásticamente las paredes del conducto, acumulando energía que puede liberarse súbitamente (Burgisser & Degruyter, 2015).

### 3.4 Crystal Size Distribution (CSD)

La distribución de tamaños de cristal (CSD) es una técnica cuantitativa que permite estimar tiempos de residencia mediante la cuantificación de poblaciones de cristales en función de su tamaño, forma y orientación (Marsh, 1988; Higgins & Roberge, 2003). Además, puede proporcionar información sobre los procesos que ocurrieron en el sistema de alimentación magmática, como la mezcla de magmas, la nucleación de cristales y el engrosamiento textural (Textural coarsening), proceso por el cual los cristales incrementan su tamaño como consecuencia de la disolución de los cristales más pequeños contenidos en el magma (Higgins & Roberge, 2003; Rannou & Caroff, 2010; Modjarrad, M., 2015). Cashman y Marsh (1988) y Marsh (1988) propusieron estudiar el número de cristales por unidad de volumen, representándolos gráficamente de forma semilogarítmica. La base teórica del análisis CSD permite la interpretación de estos datos, obteniendo información cuantitativa sobre la tasa de crecimiento de los cristales, la densidad de nucleación, la tasa de nucleación, así como la cinemática de cristalización que las controla (Marsh, 1988; Castro et al. 2003).

La medida de distribución de tamaños de diferentes fases cristalinas también puede proveer información de las escalas de tiempo de cristalización ya que este proceso está controlado por las tasas de crecimiento ( $G$ ) y nucleación ( $J$ ). En la metodología de CSD se utiliza la pendiente de la distribución acumulativa (la densidad de la distribución  $n$ , con unidades de número por volumen por intervalo de tamaño) como una medida estable de la distribución de la población (Blundy and

Cashman, 2008). Se asume que el tamaño dominante ( $L_d$ ) es consecuencia del crecimiento estable del cristal durante una duración apropiada de tiempo ( $\tau$ ). Se tiene entonces que:

$$L_d = G\tau \quad (1)$$

donde  $\tau$  es el tiempo de residencia en condiciones estables. La tasa de nucleación es:

$$J = dN_v/d\tau \quad (2)$$

donde  $N_v$  es el número de cristales por unidad de volumen. A su vez la tasa de nucleación está relacionada con la tasa de crecimiento:

$$J = n^\circ G \quad (3)$$

donde  $n^\circ$  es el número de la densidad de cristales nucleados (intercepto con cero), por lo tanto, se puede determinar para cualquier CSD para el cual se conoce  $G$ .

La curva de Distribución de tamaños de Cristal ( $N(L)$  vs.  $L$ ) refleja cambios en la relación entre la nucleación y el crecimiento de los cristales ( $J/G$ ) durante la cristalización debido a la dependencia de estas tasas al enfriamiento del magma (Blundy and Cashman, 2008). La distribución del tamaño de los fenocristales permite relacionar  $N(L)$  con una función que muestra cómo varían las tasas de nucleación y de crecimiento con el tiempo en un sistema estacionario. Entonces:

$$\ln(N) = \ln(N_0) - L/G\tau \quad (4)$$

Donde  $N_0$  representa la densidad poblacional inicial ( $N$  cuando  $L>0$ ) y su pendiente  $m$  refleja la tasa de crecimiento de los cristales, ya que está inversamente relacionada con el producto de la tasa de crecimiento ( $G$ ) y el tiempo de residencia ( $\tau$ ):

$$m = -\frac{1}{G\tau} \text{ o } \tau = -1/Gm \quad (5)$$

La pendiente  $m$  de la curva CSD, más pronunciada, sugiere un tiempo de residencia más corto (cristales más pequeños) o una tasa de crecimiento más rápida, mientras que una pendiente menos pronunciada indica un tiempo de residencia más largo o una tasa de crecimiento más lenta (Marsh, 1988).

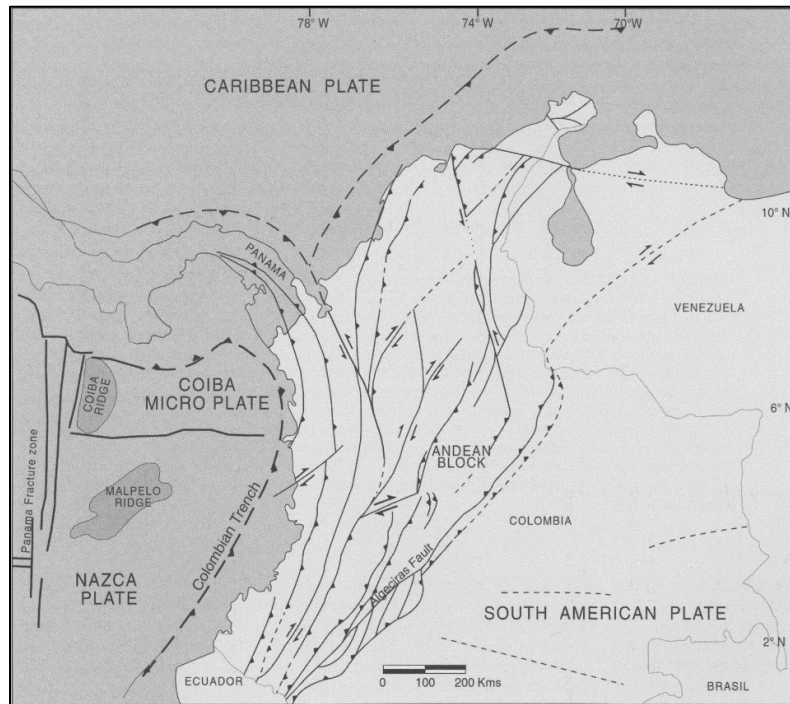
## 4. Marco Geológico

### 4.1 Tectónica

En Colombia, en el sector más septentrional de la cadena volcánica de los Andes, en la Cordillera Central, se ubica la Provincia Volcano Tectónica San Diego-Cerro Machín (PVTSC, cadena volcánica de 140 km de longitud), conformada por al menos 13 estructuras volcánicas, diez volcanes de tipo poligenético y tres campos volcánicos monogenéticos, entre las que se incluye el VCB (Figura 1; Martínez et al., 2014; Murcia et al., 2018). Esta provincia es resultado de la interacción de placas que convergen en esta zona, como lo son las placas oceánicas Nazca y Caribe con un límite de subducción y un límite transpresivo (Audemard, 2001; Pérez et al., 2001; Audemard et al., 2005) respectivamente con relación a la placa Sudamericana, y un régimen de tensión de las microplacas de segundo orden o bloques tectónicos acrecionados al margen occidental del continente, como la microplaca de Coiba y el bloque Panamá Chocó (Figura 3; Bohórquez et al., 2005; García-Delgado et al., 2022).

### Figura 3

*Configuración tectónica regional de los Andes de Colombia. Tomado de Acosta et al. (2007).*



El régimen de esfuerzos actual es complejo y se identifican al menos tres fuentes principales de tensión tectónica: El movimiento transpresivo de la placa Caribe a lo largo de sus bordes N y NE, la colisión interrumpida del bloque Panamá Chocó, cuyo comportamiento rígido provoca una colisión con los Andes del Norte, y la subducción continua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana en el margen pacífico (Cortés & Angelier, 2005). El movimiento transpresivo de la placa Caribe respecto a la placa Sudamericana en el N y NE de los Andes del Norte genera una compresión de dirección WNW-ESE, con un fallamiento inverso principalmente (Cortés et al., 2005). El movimiento lateral del bloque Panamá Chocó, está asociado a regímenes de deslizamiento de rumbo con tendencias de compresión E-W (Trenkamp et al., 2002; Cortés & Angelier, 2005) a una velocidad de desplazamiento actuales de 15-18 mm/año (Mora-Páez et al., 2019). La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana varía a lo largo de la costa este del continente. Fandiño (2020), determinó mediante el análisis de la distribución espacial de hipocentros, que la placa de Nazca presenta un ángulo de buzamiento de  $\sim 30^\circ$  en dirección N105°E

alrededor de la latitud 6°N. Más al norte, el ángulo de buzamiento incrementa a 40° en dirección N55°E. Estos resultados concuerdan con lo reportado por García-Delgado et al. (2022), quienes señalan que el ángulo de subducción de la placa Nazca al sur de Colombia varía entre 30-40° pudiendo alcanzar hasta 45° en la latitud de 5.6° N. La tasa estimada de subducción entre la placa de Nazca y la placa Sudamérica ocurre a una velocidad aproximada de 5-7 cm/año (Trenkamp et al., 2002).

#### **4.2 Volcán Cerro Bravo**

El VCB (N 05°05'27.22" y W 75°17'33.88", a 4030 msnm) es un estratovolcán de composición dacítica y andesítica activo en la Cordillera Central de Colombia (Lescinsky, 1990; Monsalve–Bustamante et al., 2020). Se sitúa en el municipio de Herveo, Tolima, 140 km al NW de la ciudad de Bogotá y 20 km NE de la ciudad de Manizales (Lescinsky, 1990).

Según Thouret (1988, en Lescinsky, 1990), el VCB tiene un volumen de 11.5 km<sup>3</sup> y está conformado por tres edificios construidos sobre una estructura antigua denominada como Quebrada Seca. Por otro lado, Lescinsky (1990) define que la actividad volcánica ha migrado de S a N, y está constituido por dos edificios volcánicos: Cerro Bravo Viejo, denominada por la caldera Quebrada Seca y Volcán Cerro Bravo Moderno (Figura 4), dividido en cuatro estructuras: flujos de lava, cono del sur, complejo reciente de domos y el colapso en forma de U al norte.

#### **Figura 4**

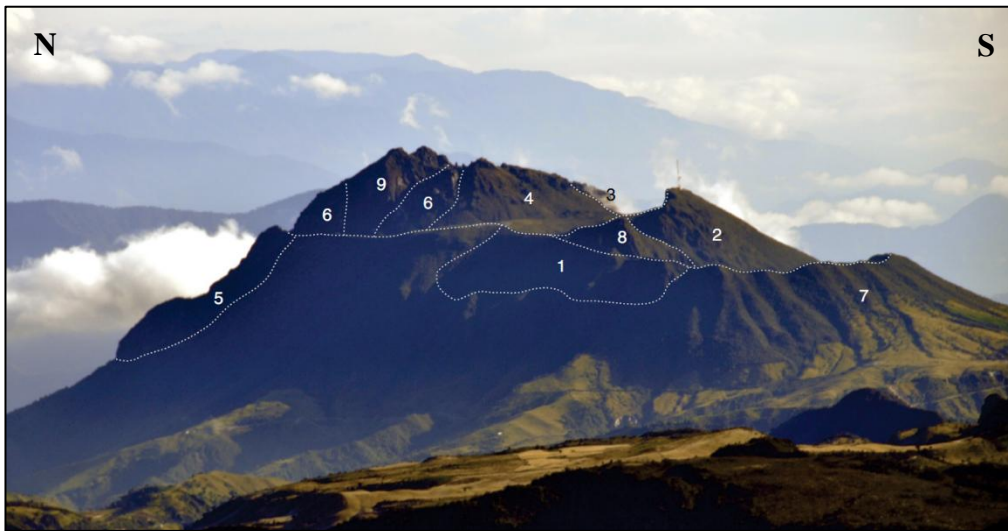
*Características del Volcán Cerro Bravo. Tomado y modificado de Chacón et al. (2023).*



Se ha identificado que el volcán está definido por dos edificios principales (Figura 5 y 6; Monsalve, 1991; Valencia et al., 2022). De acuerdo con Monsalve (1991) la estructura sur, o primera caldera, se encuentra parcialmente destruida en su sector norte, mientras que Valencia et al. (2022) la identifican como un cono piroclástico. La estructura norte, representa el último episodio eruptivo, está ocupada por un complejo de domos (Monsalve, 1991; Arango-Palacio et al., 2017; Valencia et al., 2022). Esta última también presenta un colapso parcial en su sector norte, se relaciona al derrumbe de uno de los domos del complejo (Monsalve, 1991).

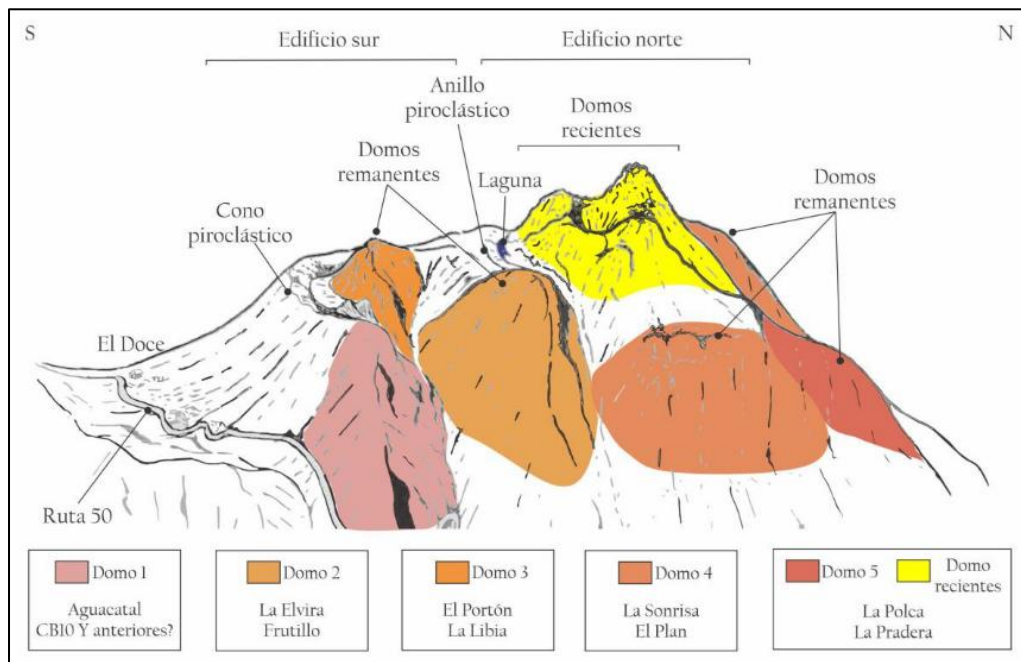
### Figura 5

*Complejo de domos del Volcán Cerro Bravo y anillo piroclástico. Enumerados del más antiguo al más reciente (del 1 al 9). El séptimo corresponde al anillo piroclástico. Tomado de Monsalve-Bustamante, 2020 (en Monsalve et al., 2017).*



**Figura 6**

*Geomorfología del Volcán Cerro Bravo. Las áreas sombreadas marcan los domos reconocidos en el edificio volcánico. Tomado de Valencia et al. (2022).*



Sin embargo, en Bustos et al. (2023) pudieron identificar cuatro etapas de construcción similares a cráteres (de S a N y de mayor o menor tamaño): Quebrada Seca (QSC), con una elevación de ~3500 msnm, con un ancho de ~3 km, forma semicircular y abierto hacia el NW. Su

pendiente es de 30 a  $>45^\circ$ . El Doce (EDC), con forma de herradura, abierto hacia el NE, con un ancho de  $\sim 1$  km y elevación de  $\sim 3700$  msnm. Pendientes entre 35 a  $52^\circ$ . San Fernando (SFC), Semicircular abierta al NE, con  $\sim 3900$  msnm. Su ancho es de  $\sim 800$  m y pendientes de  $\sim 20^\circ$ . Brasil (BC), con  $\sim 4000$  msnm, forma semicircular de  $\sim 500$  m de ancho, abierto al N y pendientes de 35- $45^\circ$  (Figura 7).

De acuerdo con Thouret (en Lescinsky, 1990), la actividad eruptiva más antigua está asociada a flujos de lava pertenecientes a la caldera de Quebrada Seca, datados en el Pleistoceno tardío. Estas lavas mediante el método K-Ar, arrojaron una edad de  $50 \pm 50$  Ma. Sin embargo, Bustos et al. (2023), basados en nuevas dataciones de K-Ar, proponen una edad nueva en el inicio de la evolución del Cerro Bravo. Seleccionaron una muestra lava del cráter Quebrada Seca obteniendo una edad de  $230 \pm 30$  Ma, que corresponde al Pleistoceno Medio, lo que sugiere una edad más antigua en su actividad volcánica en comparación a la edad del Pleistoceno tardío reportada previamente (Lescinsky, 1990).

La evolución del VCB ha estado marcada por una actividad bimodal desde el Pleistoceno Medio, caracterizada por eventos tanto efusivos como explosivos. Esta actividad se manifiesta en flujos de lava, ascenso y destrucción de domos de lava, así como depósitos de corrientes de densidad piroclástica (CDPs), tanto concentradas (flujos piroclásticos de bloques, cenizas y pómez) como diluidas (Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991; Valencia et al., 2022; Bustos et al., 2023). La migración progresiva de la actividad volcánica de sur a norte, junto con la alineación de los cráteres, sugiere un control estructural y geomorfológico en la migración de los conductos y el ascenso del magma (Monsalve-Bustamante, 2020; Bustos et al., 2023). Estos procesos han definido la morfología y configuración estructural del Cerro Bravo actual.

### 4.3 Contexto geológico

Las rocas más antiguas que conforman la Cordillera Central consisten en neises y anfibolitas precámbricas y metasedimentos posiblemente del Paleozoico temprano (?) (Alvarez, 1983), está limitado en su flanco occidental por el sistema de fallas de Romeral (Silvia-Pijao, Cauca Almaguer) y en el oriental por la falla de Palestina y fallas transcurrentes e inversas de ángulo alto (Alvarez, 1983; Bohórquez et al., 2005).

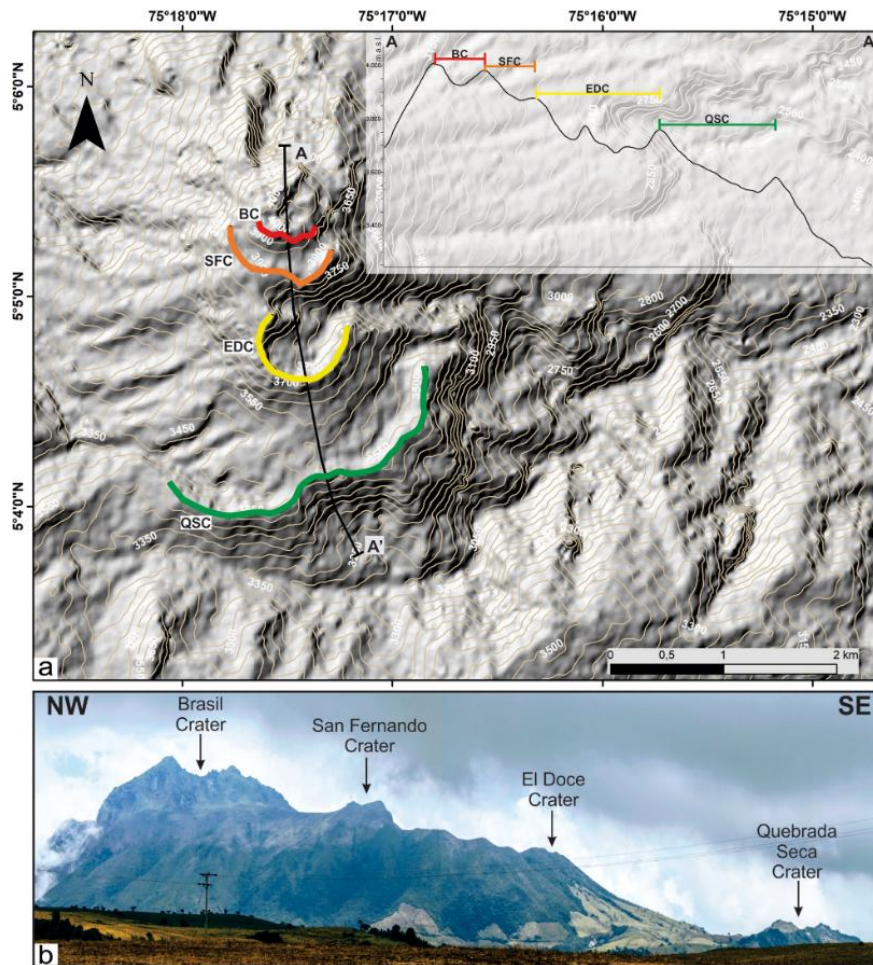
El basamento del VCB está conformado por rocas metamórficas Paleozoicas de grado medio a bajo del Complejo Cajamarca (Monsalve, 1991; Maya y González, 1995), las cuales presentan un contacto fallado con las Anfibolitas de Padua, de edad Triásico. Adicionalmente, el Complejo Cajamarca es intruido por varios cuerpos plutónicos, entre los que destacan, el Stock de Manizales, del Paleoceno y el Batolito de El Bosque, del Eoceno (Barreo & Vesga, 1976; Monsalve, 1991). Estas unidades geológicas se encuentran cubiertas por depósitos volcanoclásticos correspondientes a la Formación Casabianca, del Plioceno-Pleistoceno (Borrero & Naranjo, 1990). También existen alrededor del volcán depósitos de flujos de lava de composición andesítica y textura porfirítica (Gómez & Montes, 2020). Sin embargo, aún se desconoce su origen. Adicionalmente, Alarcón et al., (2020) en su trabajo identifica un depósito de flujo piroclástico de bloque y cenizas denominado “Herveo-welded block and ash flow deposit” (WBAF), el cual se emplazó entre 7 y 2.9 Ma a 10km al este del VCB y se encuentra mayormente cubierto por depósitos volcánicos más recientes.

Alrededor del VCB se identificaron tres fallas principales con orientaciones NW-SE (borde norte), NE-SW (límite noroeste) y NNE-SSW (frontera sureste, correspondiente a la falla de Palestina), siendo el sistema de fallas N-S el principal control estructural para el ascenso del magma en la zona (Bohórquez et al., 2005; Murcia et al., 2018; Bustos et al., 2023).

La tectónica local del VCB está controlada por la interacción de sistemas de fallas activas con orientaciones N-S, NE-SW y NW-SE, las cuales han desarrollado un régimen de esfuerzos compresivos durante el Cuaternario (Bohórquez et al., 2005). Según estos autores, la actividad volcánica del VCB ha mostrado una migración hacia el norte, que podría estar relacionado con un sistema de fallas sinestrales de orientación NNW, que facilita el ascenso del magma a través de fracturas de tensión, favoreciendo la apertura de nuevos conductos magmáticos. Como resultado, el VCB se caracteriza por la presencia de cuatro etapas de construcción similares a cráteres: Quebrada Seca (QSC), El Doce (EDC), San Fernando (SFC) y Brasil (BC) (Figura 7; Bustos et al., 2023).

### **Figura 7**

*A. Mapa de relieve de sombras indicando las estructuras tipo cráter del Volcán Cerro Bravo, cráter Quebrada Seca (QSC), cráter El Doce (EDC), cráter San Fernando (SFC) y cráter Brasil (BC). B. Fotografía panorámica indicando los cráteres, sector El Once. Tomado de Bustos et al. (2023). Las siglas corresponden a los nombres en inglés, según la publicación de referencia.*



La primera descripción de los depósitos piroclásticos fue realizada por Herd (1982). Él reconoció muchos de los depósitos generalizados de tefra encontrados en el complejo Ruiz-Tolima que no se originaron allí y podrían rastrearse hasta el VCB (Lescinsky, 1990). Además, observó que se repetían ciclos de depósitos, capas de suelo sobre capas de cenizas, seguido de flujos de lava, luego capas de tefra y finalmente otra de suelo, lo que sugería que este material había sido erupcionado en un corto periodo de tiempo (aprox. 10 años). Posteriormente, Lescinsky (1990) realizó mediciones y observaciones detalladas de los depósitos piroclásticos, todos posteriores al retroceso de la glaciación hace unos 13000 años. Él encontró cuatro épocas eruptivas, separadas por más de 1000 años de inactividad, con nueve episodios eruptivos dentro de cada época, cada

episodio con intervalos de solo cientos de años entre ellos; definiendo en patrón de actividad constante para el VCB. Valencia et al. (2022), estudiaron el registro geológico de los últimos 14.000 años y definieron unidades correspondientes a flujos hiperconcentrados (con edades de  $4045 \pm 24$  años hasta  $1420 \pm 82$  años), CDP's (con edades de  $1608 \pm 23$  hasta  $837 \pm 73$  años) y caídas piroclásticas ( $323 \pm 23$  años).

Bustos et al. (2023) delimitaron y relacionaron unidades geomorfológicas (UG) que ellos identificaron (Figura 8) y denominaron Etapas de construcción (EC):

**Tabla 1**

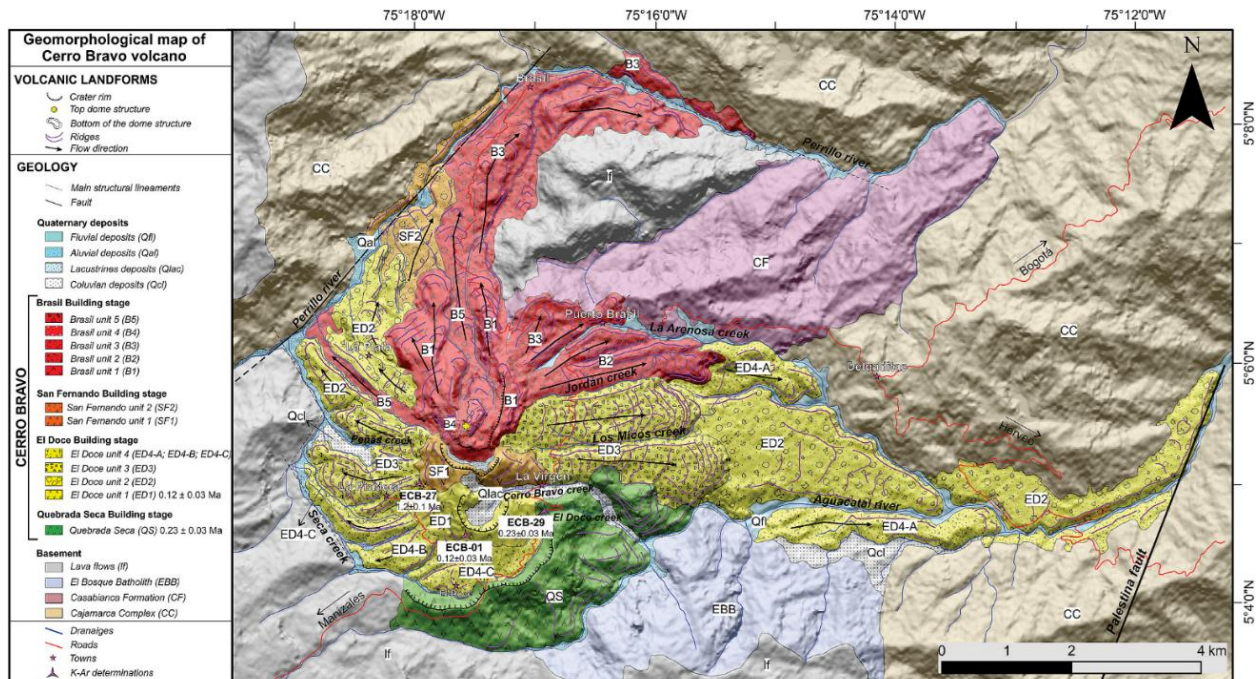
*Etapas de construcción y unidades geomorfológicas asociadas a la actividad e historia eruptiva del VCB (Bustos et al., 2023).*

EC	UG	Actividad eruptiva
<b>Brasil</b>	B5	Corrientes de densidad piroclásticas (CDP)
	B4	Domo erosionado
	B3	CDP rica en líticos jóvenes y depósitos volcanoclásticos removilizados
	B2	Depósitos de flujos de bloques y cenizas
	B1	Flujo de lava
<b>San Fernando</b>	SF2	CDP y CDP rica en pómez y líticos jóvenes
	SF1	Flujo de lava
<b>El Doce</b>	ED4-C	Flujo de bloques y cenizas y depósitos fluviales
	ED4-B	CDP rica en pómez
	ED4-A	CDP
	ED4	CDP concentrada
	ED3	Flujos de lava bien preservados
	ED2	Depósitos de flujos de bloques y cenizas
	ED1	Flujo de lava
<b>Quebrada Seca</b>	QS	Flujos de lava intermedios y viscoso

Nota. Estas etapas y unidades se indican en el mapa geomorfológico de la Figura 8.

## Figura 8

Mapa geomorfológico del Volcán Cerro Bravo. Tomado de Bustos et al. (2023).



### 4.4 Episodio eruptivo más reciente del VCB

El edificio moderno del volcán (Lescinsky, 1990) o la etapa de construcción Brasil (Bustos et al., 2023) comprende el episodio eruptivo más reciente, que dio origen al domo estudiado en este trabajo (Thouret et al., 1985; Pinzón et al., 2018). En el edificio actual se han observado otros depósitos como CDP's, flujos de lava y depósitos de flujos de bloques y cenizas (Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991; Valencia et al., 2022; Bustos et al., 2023). Diversos estudios interpretan este episodio eruptivo como la formación de un complejo de domos (Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991; Arango-Palacio et al., 2017; Valencia et al., 2022).

Actualmente, el cráter del VCB está ocupado por un domo parcialmente destruido, que representa el episodio efusivo más reciente con una edad no mayor a 1 Ma (Thouret et al., 1985;

Lescinsky, 1990; Pinzón et al., 2018; Bustos et al., 2023). Estudios de cristalización han permitido identificar la presencia de una zona de acumulación de magma entre ~20 a 30 km (Londoño, 2016; Murcia et al., 2018) y una cámara magmática entre 4.6 y 13.2 km de profundidad (Pinzón et al., 2018). Este domo, correspondiente a la unidad geomorfológica B4 (Tabla 1) según el estudio de Bustos et al. (2023), se localiza en la cima del volcán cubriendo un área de 0.25 km<sup>3</sup> y se caracteriza por bordes empinados, crestas irregulares y pendientes pronunciadas (Bustos et al., 2023).

## **5. Metodología**

Para la realización de este trabajo se hizo uso de las secciones delgadas del estudio de Pinzón et al. (2018), otorgadas por la Dra. Dayana Schonwalder, docente del programa de Geología de la Universidad Industrial de Santander. Para el análisis CSD, se implementó la metodología propuesta por Higgins (2000), basada en los estudios de Cashman y Marsh (1988) y Marsh (1988).

### **5.1 Recopilación y revisión bibliográfica**

Recopilación, organización y análisis de estudios previos sobre el VCB, integrando información geológica, petrológica, petrográfica y su evolución eruptiva. Además, la recopilación de estudios que aplicaron la metodología de CSD, para ser aplicada de la manera más acorde a este estudio. Se identificó la metodología, los insumos necesarios, los programas requeridos para su entendimiento y aplicación.

### **5.2 Caracterización petrográfica y adquisición de imágenes**

La caracterización petrográfica se realizó mediante la identificación de las fases minerales, el grado de cristalinidad, el tamaño de grano, la forma y la relación espacial de los cristales. Para

cada sección delgada se tomaron fotografías utilizando una magnificación de 5x con una resolución de 300 píxeles por pulgada, con el microscopio óptico de luz transmitida (Nikon Eclipse 50i POL) del laboratorio petrográfico de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander. Además, en el laboratorio petrográfico del Servicio Geológico Colombiano (SGC), sede Guatiguará, se obtuvo un escáner fotográfico de cada sección mediante el sistema Metasystems, que cuenta con un microscopio Zeiss Axio Imager Z2 motorizado y óptica corregida al infinito (IC2S). El escaneo se realizó con el objetivo 5x a un ángulo de 0°.

### **5.3 Procesamiento digital y toma de mediciones de las imágenes**

En la Tabla 2, el número de secciones delgadas disponibles es 7; sin embargo, la sección CH4 fue descartada, ya que en ella se observó una alteración de sus propiedades, lo que dificulta la identificación de sus cristales y el procesamiento de las imágenes. Sin embargo, fue considerada para la caracterización petrográfica. Cada imagen escaneada fue procesada y convertida en una imagen binaria correspondiente a la fase mineral; es decir, cada sección obtuvo dos imágenes binarias: una con la fase de las plagioclasas y otra con la de los anfíboles, mediante el software *ImageJ* (<https://imagej.net/ij/>). El procesamiento digital de las imágenes escaneadas incluyó el ajuste de los niveles de brillo y contraste, así como el balance de color, con el fin de optimizar la relación señal-ruido. Asimismo, se aplicaron filtros de imagen orientados a resaltar y discriminar exclusivamente la fase mineral de interés. A partir de la imagen binaria, se obtuvieron las mediciones utilizando la herramienta *fit ellipse* de este software (Esta herramienta reemplaza el área del cristal por la elipse que mejor se ajuste, para obtener la longitud del eje mayor (largo) y menor (ancho)).

**Tabla 2**

*Lista de las secciones delgadas consideradas en el presente estudio.*

<b>Muestra</b>	<b>Estructura</b>	<b>Estado de la muestra</b>	<b>Caracterización</b>	<b>Estudio CSD</b>
<b>CH1</b>	Domo	Favorable	✓	✓
<b>CH2</b>	Domo	Favorable	✓	✓
<b>CH4</b>	Domo	Desfavorable	✓	x
<b>CH5</b>	Domo	Favorable	✓	✓
<b>CH6</b>	Domo	Favorable	✓	✓
<b>CH7</b>	Domo	Favorable	✓	✓
<b>CH8</b>	Domo	Favorable	✓	✓

#### **5.4 Procesamiento de datos y curvas CSD**

La curva CSD es una gráfica semilogarítmica de la densidad de población de cristales de un tamaño dado por unidad de volumen, en función del tamaño (Castro et al., 2003). El eje Y de los gráficos de CSD representa el logaritmo natural (Ln) de la densidad de población, y el eje X representa los intervalos de longitud (por mm). El software *CSDCorrections 1.6* (<https://mdhiggins.ca/csdcorrections.html>) genera curvas CSD mediante la simulación de un sólido 3D definido por los ejes corto, intermedio y largo (*Short: Intermediate: Long*; S:I:L), cuya orientación se ajusta según la fábrica de la roca (masiva, foliada o lineada). El programa secciona este sólido aleatoriamente para modelar distribuciones de longitud y ancho, aplicando correcciones estereológicas que mitigan el efecto de sección de corte y la probabilidad de intersección (Higgins, 2000).

En el software *CSDCorrections* se establecieron parámetros de fábrica, factor de redondez (0.1), forma de contorno, tipo de medición y área para cada fase mineral, y así se calculó la curva CSD. Se estableció el parámetro de fábrica como masivo en todos los cálculos debido al tipo de

roca. El cálculo de los valores de la forma de contorno (*Outline shape*) basado en la relación de los ejes S:I:L, se realizó mediante el uso de la hoja de cálculo *ShapeCalc* (Mangler et al. 2022; <https://www.martinmangler.com/shapecalc/>), la cual realiza estimaciones de formas de cristales 3D a partir de datos 2D, usando el mismo algoritmo de *CSDCorrections* (Higgins, 2000; se utilizaron como datos de entrada los valores de los ejes mayor y menor de *fit ellipse* en *ImageJ*). En el tipo de medición (*Measurement type*) se empleó para las plagioclasas el eje mayor del elipsoide (*Ellipsoid Major axis*), mientras que para los anfíboles el eje menor (*Ellipsoid Minor axis*), lo anterior, basado en las recomendaciones técnicas del software según el hábito cristalográfico de cada fase mineral.

### **5.5 Análisis de resultados y desarrollo del informe final**

Por último, los resultados obtenidos mediante el método CSD se interpretaron e integraron con las condiciones de cristalización (presión y temperatura) de las fases minerales principales reportadas en el estudio de Pinzón et al. (2018), con el fin de estimar sus tiempos de residencia en los diferentes niveles del sistema de alimentación magmática del VCB. Todo el desarrollo de la investigación se consolidó en un informe final, que aportó información detallada sobre la dinámica magmática del VCB y contribuyó al conocimiento científico en el campo de la vulcanología.

## **6. Caracterización petrográfica**

Para caracterizar petrográficamente las muestras del domo más reciente del VCB se analizaron siete secciones delgadas. En cada una se identificaron las fases minerales principales,

las texturas cristalinas, la textura general de la roca, la relación cristal–matriz y la disposición espacial de los cristales, con el fin de inferir los procesos magmáticos asociados.

De acuerdo con las descripciones previas de Pinzón et al. (2018), las rocas presentan en general, una textura porfirítica, caracterizada por fenocristales ( $\geq 0.5$  mm) y microfenocristales (0.5 – 0.05 mm) subhedrales a euhedrales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, inmersos en una masa fundamental microlítica ( $< 0.05$  mm) de composición similar, además de minerales accesorios. Asimismo, la matriz afanítica muestra tonalidades grisáceas y, en algunas secciones, una textura fluidal incipiente. A continuación, se presentan las descripciones petrográficas obtenidas a partir del análisis directo de cada sección delgada en nicols cruzados (NX) y paralelos (N//); los porcentajes composicionales reportados en las descripciones corresponden a los mostrados en la Tabla 3 en Pinzón et al. (2018):

### Tabla 3

*Composición porcentual de las secciones delgadas de las muestras utilizadas en el estudio de Pinzón et al. (2018) del domo más reciente del VCB. Enlista acorde a los grupos y/o fases minerales el porcentaje mineralógico acorde al tamaño, masa fundamental y vesicularidad. Tomado y modificado de Pinzón et al. (2018).*

Sección	Mineralogía (%)						Crist.%	M.F.	Vesic.%	Total
	Pl		Anf		Px					
	Fn	Mf	Fn	Mf	Fn	Mf				
CH1	9.9	9.9	6.8	8.6	1.9	4.1	41	58	1	100
CH2	5.9	15.1	8.7	5.5	4.6	2.3	42	57	1	100
CH4	9.8	12.9	6.7	6.7	1.3	2.6	40	59	1	100
CH5	10.9	12.9	9.9	7.9	2	2.5	46	54	0	100
CH6	14.8	13.7	9.8	8.8	3.8	1	52	48	0	100
CH7	16.7	10.9	13.2	6.4	1.2	4.6	53	46	1	100
CH8	10.8	10.3	11.4	8.2	2.5	4.7	48	51	1	100

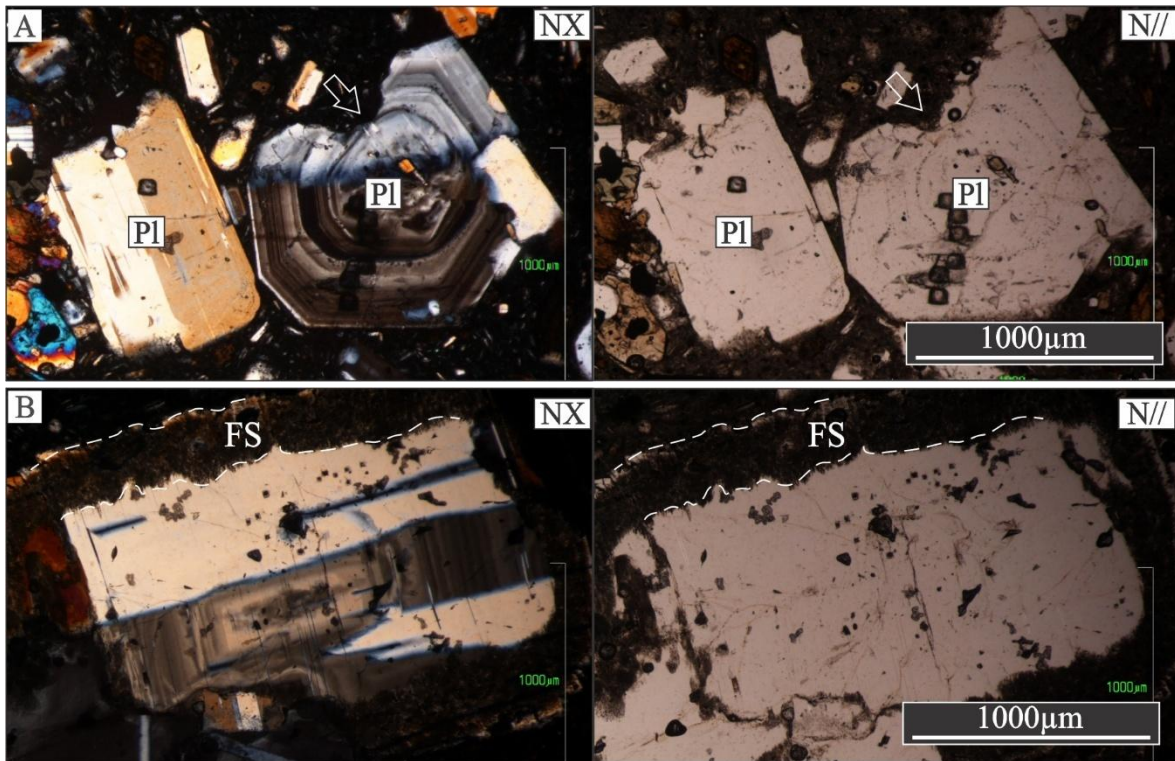
*Nota.* M.F.= Masa Fundamental. Pl = Plagioclasa. Anf = Anfíbol. Px = Piroxeno. Fn = Fenocristal.  
Mf = Microfenocristal.

## 6.1 CH1

La sección presenta una textura porfirítica seriada, con fenocristales de plagioclasa en un 9.9%, anfíboles en un 6.8% y piroxenos en un 1.9%. Su masa fundamental comprende un 58%, y 1% de vesicularidad. La fase mineral predominante es la plagioclasa con un 19.8% entre fenocristales y microfenocristales (Tabla 3), se presenta en cristales subhedrales a euhedrales con hábito tabular. Se observa la macla polisintética de la albita, maclas combinadas como albita-Carlsbad (Figura 9.A) y otras con macla de la albita atravesadas por una zonación oscilatoria formando texturas glomeroporfiríticas; a su vez, se observaron como inclusiones en anfíbol (chadocristal). Además, se observó la textura de tamiz gruesa (coarse-sieve texture; CS, por sus siglas en inglés) y fina (fine-sieve texture; FS, por sus siglas en inglés; Figura 9.B).

### Figura 9

*A. Cristal de plagioclasa roto (der.) con zonación normal B. Textura FS en cristal de plagioclasa con macla de Carlsbad; y macla albita y zonación incipientes.*



*Nota.* La Figura 9.A consta de una superficie irregular (flecha) a través de la cual el interior del cristal está en contacto directo de la masa fundamental.

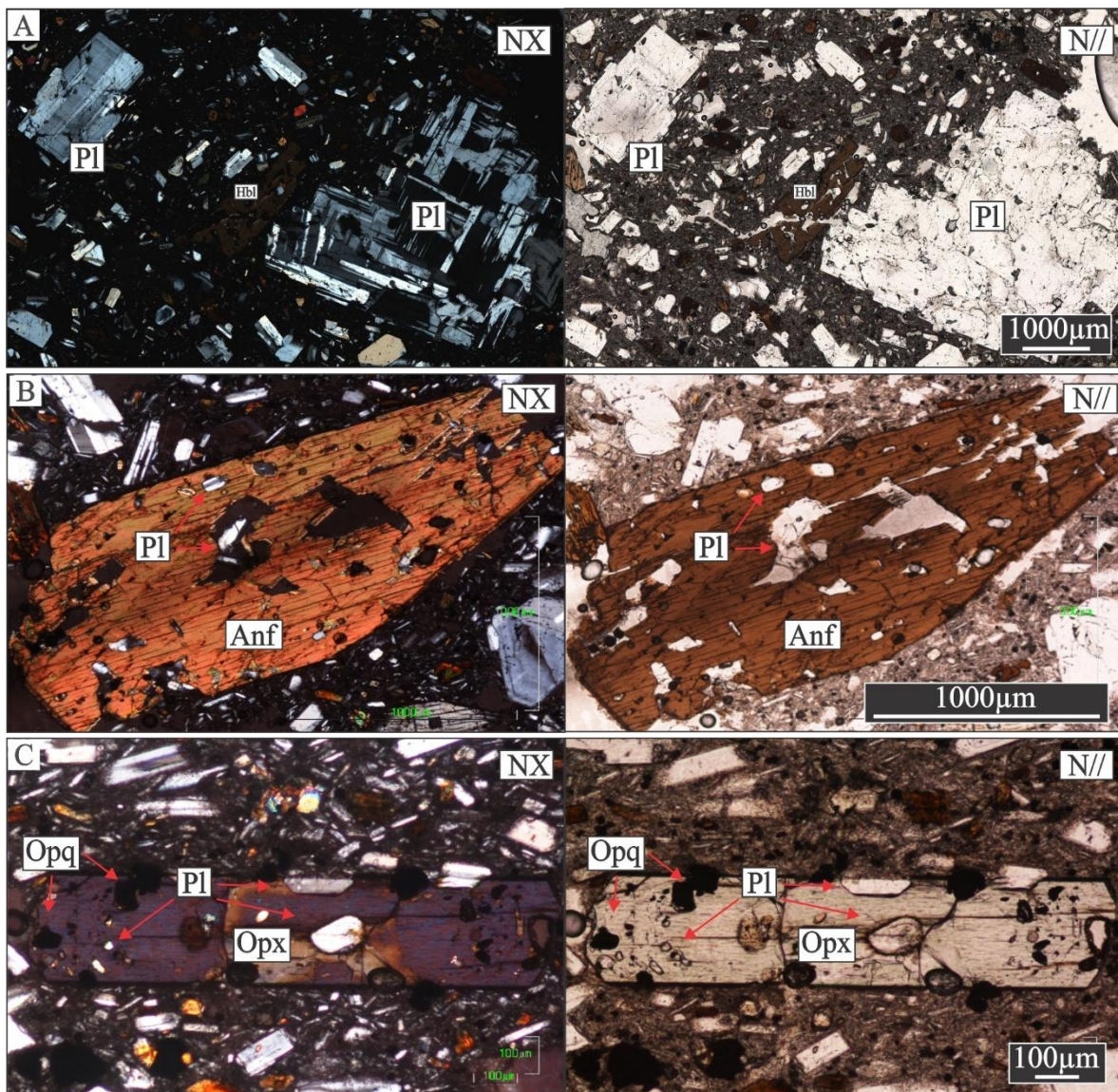
## 6.2 CH2

La sección presenta una textura porfírica con fenocristales de anfíbol en un 8.7%, plagioclasas en un 5.9% y piroxenos en un 4.6%. Su masa fundamental comprende un 57%, y 1% de vesicularidad. La fase mineral predominante es la plagioclasa con un 21% entre fenocristales y microfenocristales (Tabla 3), se presenta en cristales subhedrales y algunos euhedrales. Se observa la macla polisintética de la albita, maclas combinadas como albita-Carlsbad y otras con macla de la albita atravesadas por una zonación oscilatoria (Figura 10.A), también, como inclusiones en anfíbol (chadocristal; Figura 10.B) y formando texturas glomeroporfírica. La siguiente fase predominante, anfíbol, se aprecia macla simple en hornblendas, y textura de reabsorción (Figura

10.B). Finalmente, en la fase de los piroxenos, se observó inclusiones de plagioclasa y cristales opacos o vesículas vacías (Figura 10.C).

### Figura 10

*A. Macla combinada albita-Carlsbad (izq.) y macla albita con zonación oscilatoria (der.) en textura glomeroporfírica. B. Textura de reabsorción e inclusiones de plagioclasa en cristal de horblenda. C. Inclusiones de cristales opacos y plagioclasa en cristal de ortopiroxeno.*



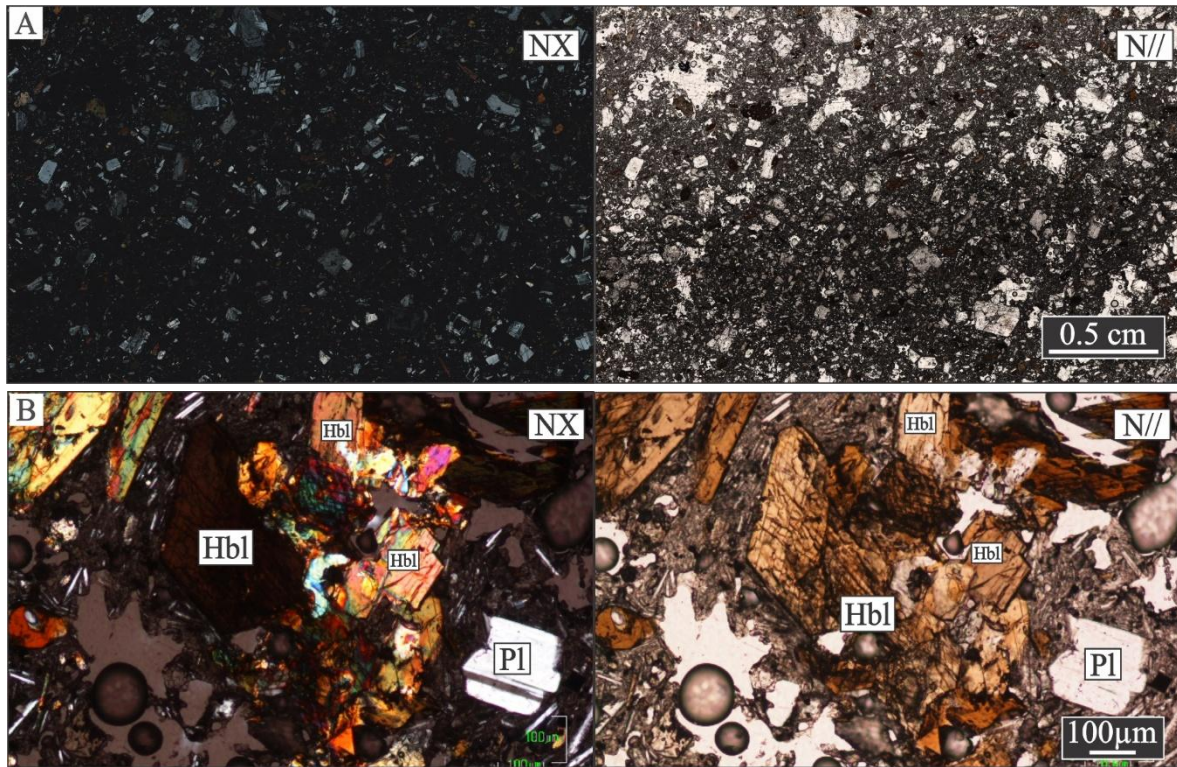
*Nota.* Opq = Opacos, Opx = Ortopiroxeno.

### 6.3 CH4

La sección presenta una textura porfirítica seriada (Figura 11.A) con fenocristales de plagioclasa en un 9.8%, anfíbol en un 6.7% y piroxenos en un 1.3%. Se observa que la sección presenta una alteración que dificulta la observación e identificación de cristales. En la vista N// de la Figura 11.A se aprecia en su matriz variaciones en el tono gris característico, indicando posiblemente meteorización química. Su masa fundamental comprende un 59%, y 1% de vesicularidad. La fase mineral predominante es la plagioclasa con un 22.7% entre fenocristales y microfenocristales (Tabla 3), se presenta en cristales subhedrales y algunos euhedrales a anhedrales. Se observa la macla polisintética de la albita-Carlsbad en cristales de plagioclasa subhedrales con textura CS incipiente, a su vez, se presentó textura porfirítica y zonación oscilatoria de esta fase mineral. Se identifica textura glomeroporfirítica compuesto principalmente por cristales de hornblenda con birrefringencia moderada-alta (Figura 11.B).

#### Figura 11

*A. Vista sección delgada, completa. B. Glomerocristal compuestos principalmente por fenocristales de hornblenda. Hbl = Hornblenda.*

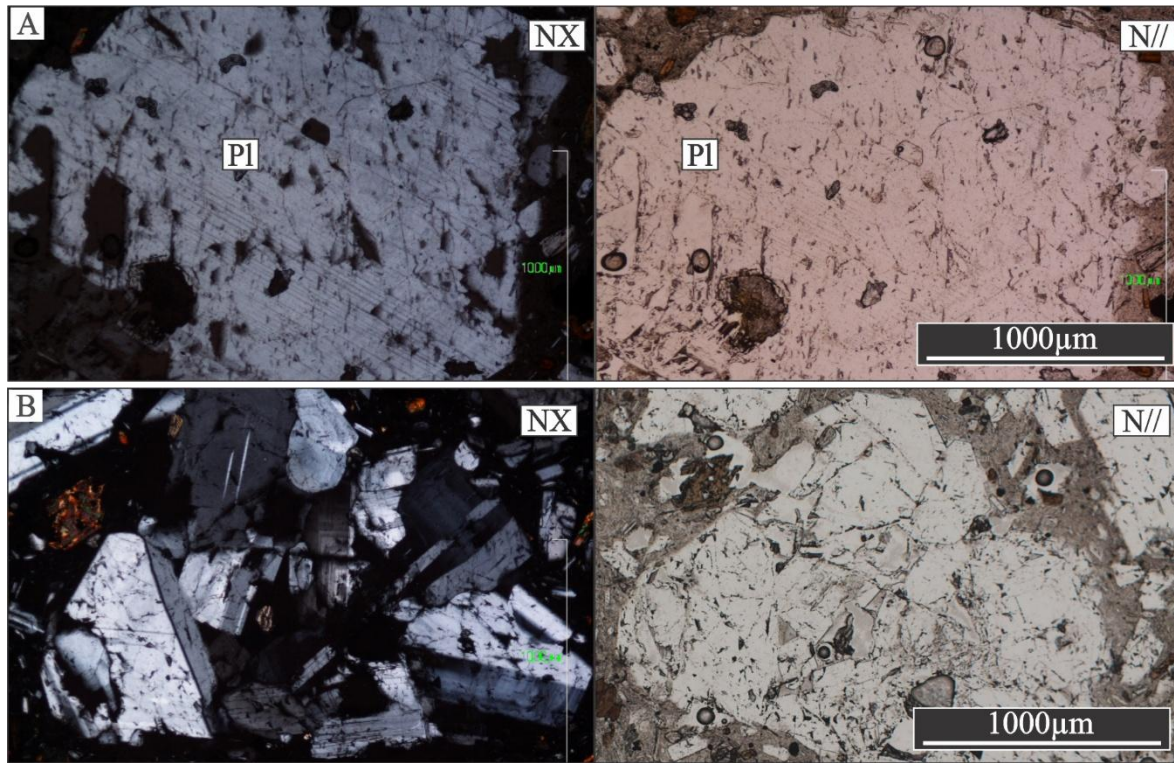


#### 6.4 CH5

La sección presenta una textura porfirítica seriada con fenocristales de plagioclasa en un 10.9%, anfíbol en un 9.9% y piroxenos en un 2%. Su masa fundamental comprende un 54%, y 0% de vesicularidad. La fase mineral predominante es la plagioclasa con un 23.8% entre fenocristales y microfenocristales (Tabla 3), se presenta en cristales subhedrales y algunos euhedrales. Se observa de igual forma, la macla polisintética de la albita, las maclas de Carlsbad y otras con macla de la albita y zonación oscilatoria, también se encuentran con frecuencia en glomerocristales (Figura 12.B). Se aprecia en cristales de plagioclasa, con textura CS (Figura 12.A), y en anfíbol, con textura de reabsorción (TR).

#### Figura 12

*A. Plagioclasa con macla de la albita y textura coarse-sieve (CS). B. Textura glomeroporfirítica en plagioclasas con macla albita y Carlsbad.*



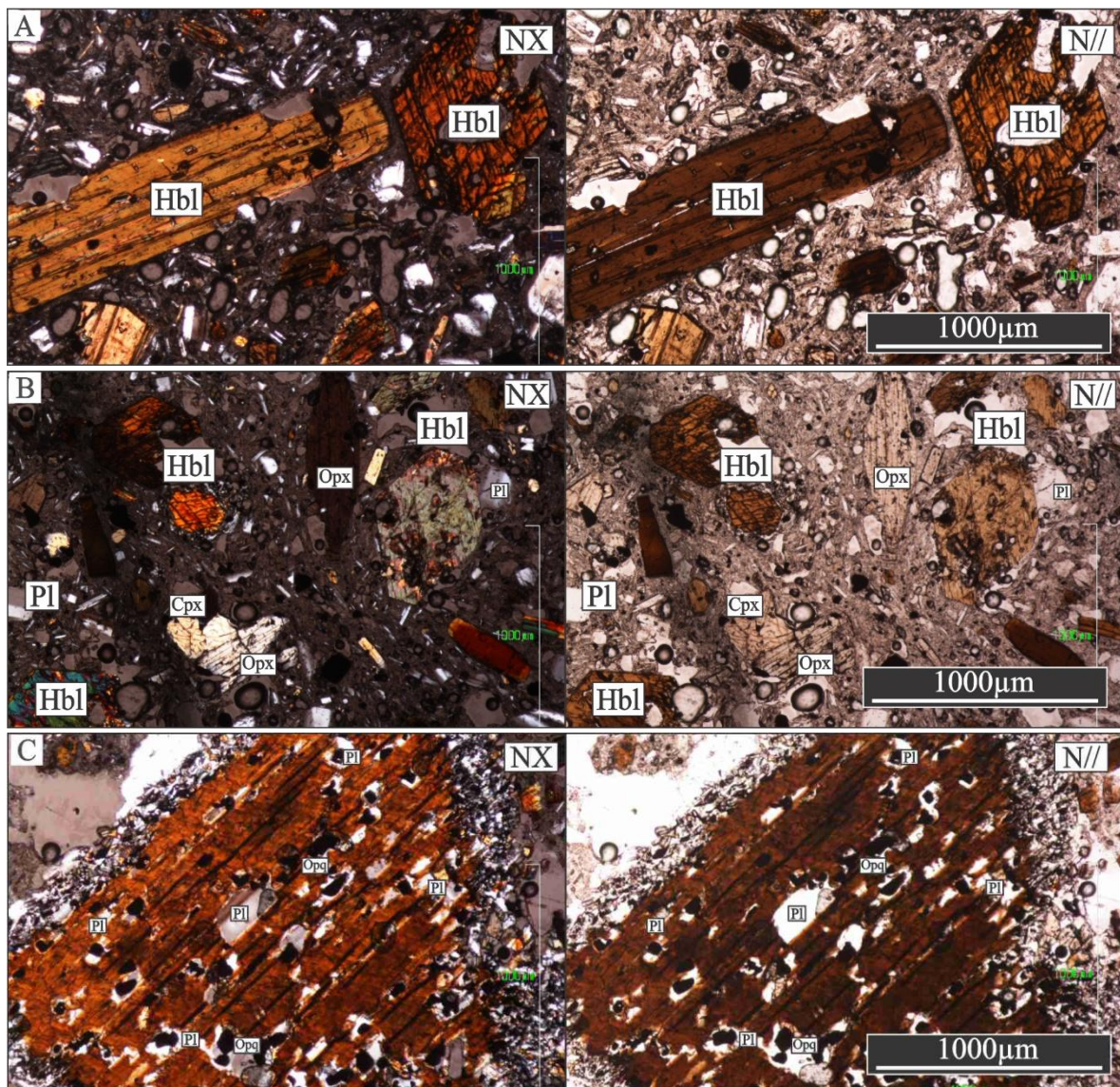
## 6.5 CH6

La sección presenta una textura porfírica seriada con fenocristales de plagioclasa en un 14.8%, anfíbol en un 9.8% y piroxenos en un 3.8%. Su masa fundamental comprende un 48%, y 0% de vesicularidad. La fase mineral predominante es la plagioclasa con un 28.5% entre fenocristales y microfenocristales (Tabla 3), se presenta en cristales subhedrales y algunos euhedrales. Se observan la macla polisintética de la albita, maclas combinadas como albita-carlsbad, zonación oscilatoria y otras con macla de la albita atravesadas por una zonación oscilatoria en glomerocristales. En la siguiente fase predominante, se aprecian hornblendas en corte longitudinal y transversal (Figura 13.A), algunas de ellas más subhedrales, junto con varios cristales de piroxeno en diferentes estructuras cristalinas (Figura 13.B). Finalmente, se observó biotita caracterizada por un intenso pleocroísmo marrón-rojizo, presenta una corona de reacción

compuesta por óxidos de Fe-Ti y microlitos, además contiene inclusiones de plagioclasa (chadocrystal) y opacos (Figura 13.C).

### Figura 13

*A. Cristales euhedrales de hornblenda en corte longitudinal (izq.) y transversal (der.) B. Población de plagioclasas, anfíboles y piroxenos. C. Biotita con inclusiones de plagioclasa y opacos, con corana de reacción.*

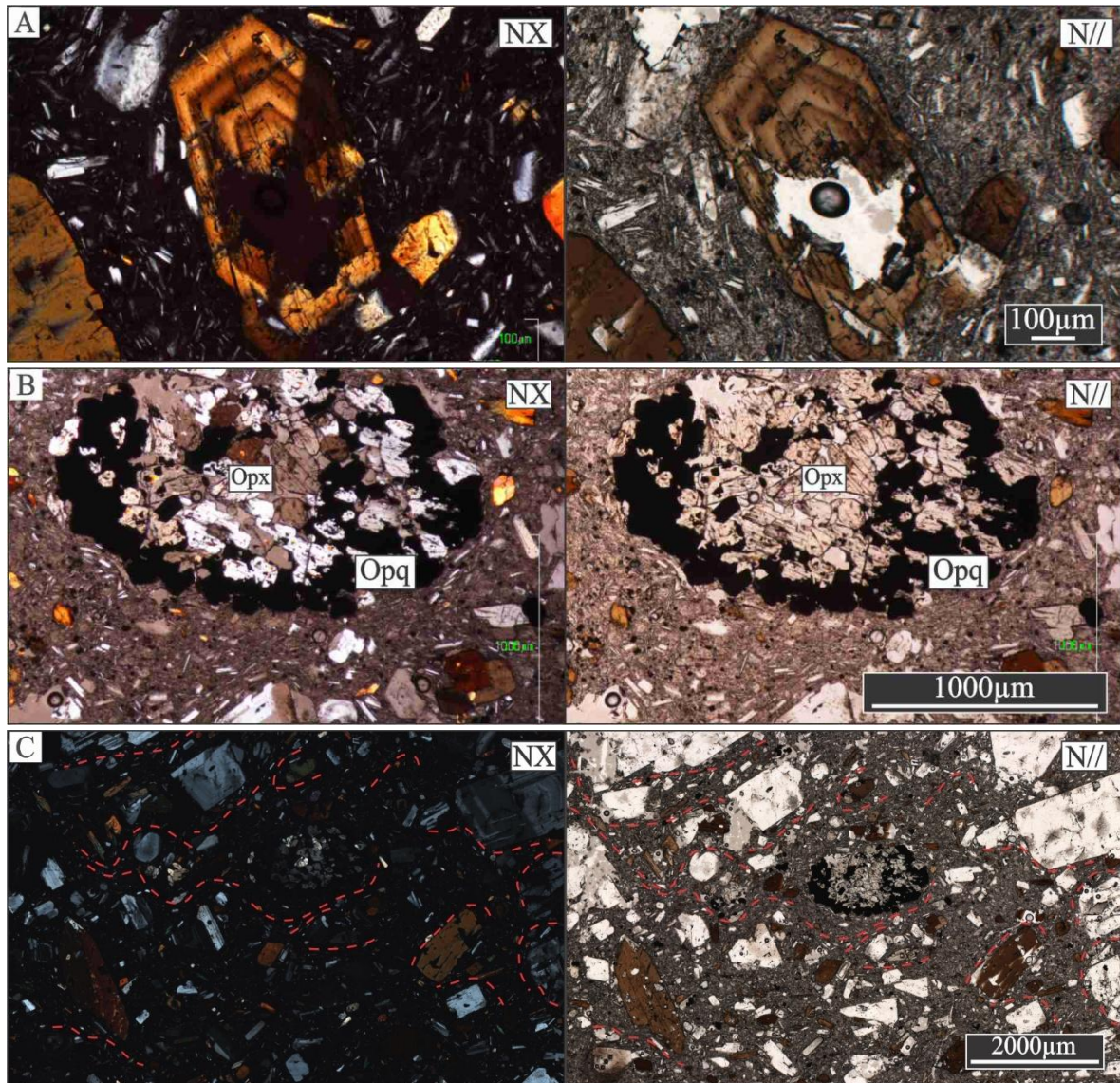


## 6.6 CH7

La sección presenta una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa en un 16.7%, anfíbol en un 13.2% y piroxenos en un 1.2%. Su masa fundamental comprende un 46%, y 1% de vesicularidad. La fase mineral predominante es la plagioclasa con un 27.6% entre fenocristales y microfenocristales (Tabla 3), se presenta en cristales subhedrales a anhedrales y algunos euhedrales. Se observa la macla polisintética de la albita, maclas combinadas como albita-carlsbad y otras con macla de albita-periclina, con zonación oscilatoria y una leve textura CS; además, se observa la presencia de textura glomeroporfirítica. En la fase del anfíbol, se encontraron cristales de oxihornblenda con textura esquelética y zonación oscilatoria (Figura 14.A). Se encontró un pseudomorfo de anfíbol (probablemente hornblenda), reemplazado por un agregado de ortopiroxenos, algunas plagioclasas y óxidos de Fe-Ti (Figura 14.B). Finalmente, la masa fundamental muestra una textura fluidal incipiente, dado que los microlitos muestran una alineación preferencial local alrededor de los microfenocristales y fenocristales (Figura 14.C), se logra apreciar en la parte inferior de la Figura 14.B.

### Figura 14

*A. Oxihornblenda con textura esquelética y zonación oscilatoria. B. Pseudomorfo de anfíbol. C. Textura fluidal incipiente (representada con líneas rojas discontinuas).*



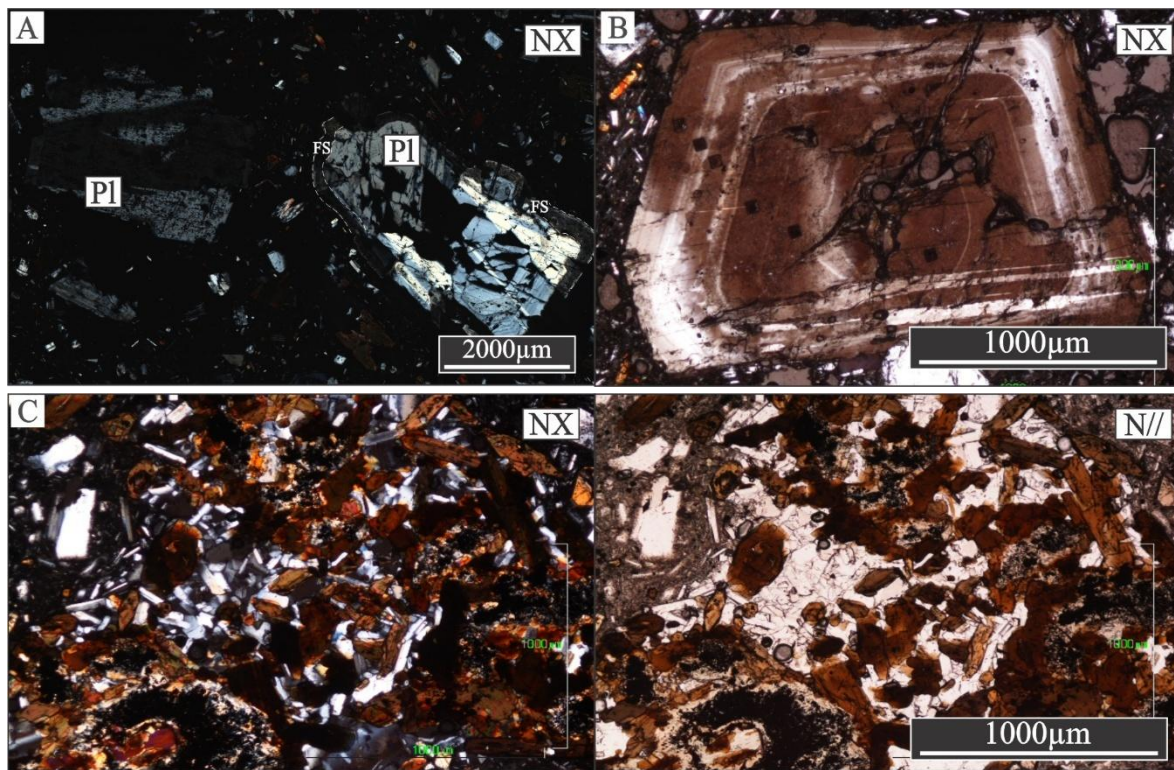
## 6.7 CH8

La sección presenta una textura porfirítica con fenocristales de anfíbol en un 11.4%, plagioclasas en un 10.8% y piroxenos en un 2.5%. Su masa fundamental comprende un 51%, y 1% de vesicularidad. La fase mineral predominante es la plagioclasa con un 21.1% entre fenocristales y microfenocristales (Tabla 3), se presenta en cristales subhedrales y algunos euhedrales. Se observan las maclas polisintéticas de la albita, maclas combinadas como albita-

carlsbad y otras con macla de la albita, así como zonación oscilatoria. También se observó en las plagioclasas una mayor presencia de las texturas CS y FS (Figura 15.A). Finalmente, se apreció una textura glomeroporfirítica compuesta por plagioclasa, anfíbol y opacos (Figura 15.C).

### Figura 15

*A. Plagioclasa con textura CS y FS. B. Zonación oscilatoria en plagioclasa. C. Textura glomeroporfirítica en plagioclasa, anfíbol y opacos.*



En la mayoría de las secciones delgadas, se puede evidenciar al mismo tiempo varios tipos de texturas y demás características anteriormente identificadas, sin embargo, en cada una de ellas se mostró las imágenes que mejor las representaban.

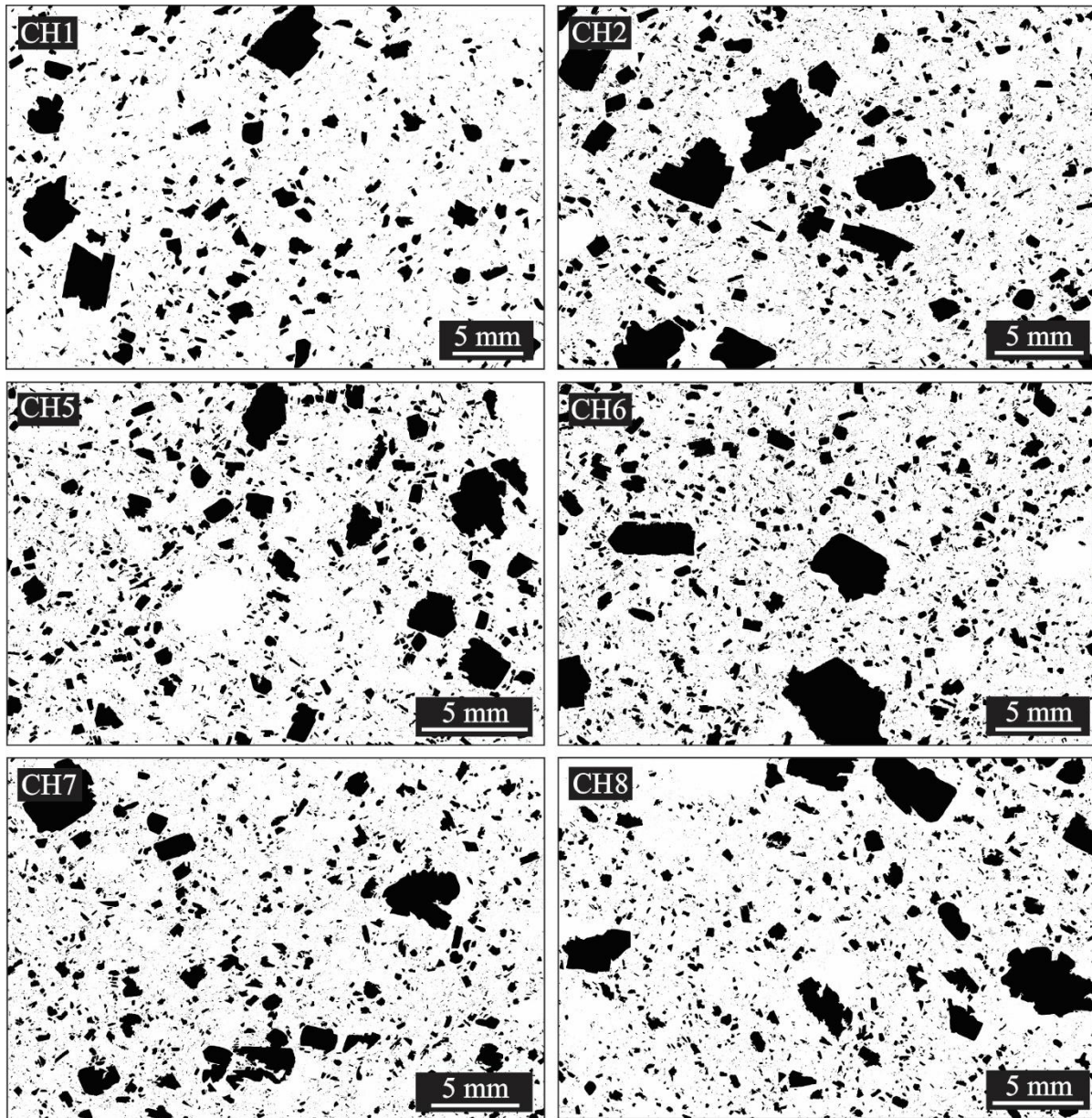
## 7. Resultados

### 7.1 Imágenes binarias de las secciones delgadas

A partir del procesamiento digital realizado, se importó el resultado en el software ImageJ, donde se obtuvo una imagen binaria preliminar y, posteriormente, se realizaron correcciones de contorno de los cristales, reducción de ruido e integración de cristales no representados. Las siguientes imágenes corresponden a las imágenes binarias finales de cada sección delgada correspondiente a las plagioclasas:

#### **Figura 16**

*Imagen binaria correspondiente a cada sección delgada. Representan la fase mineral de las plagioclasas en color negro.*

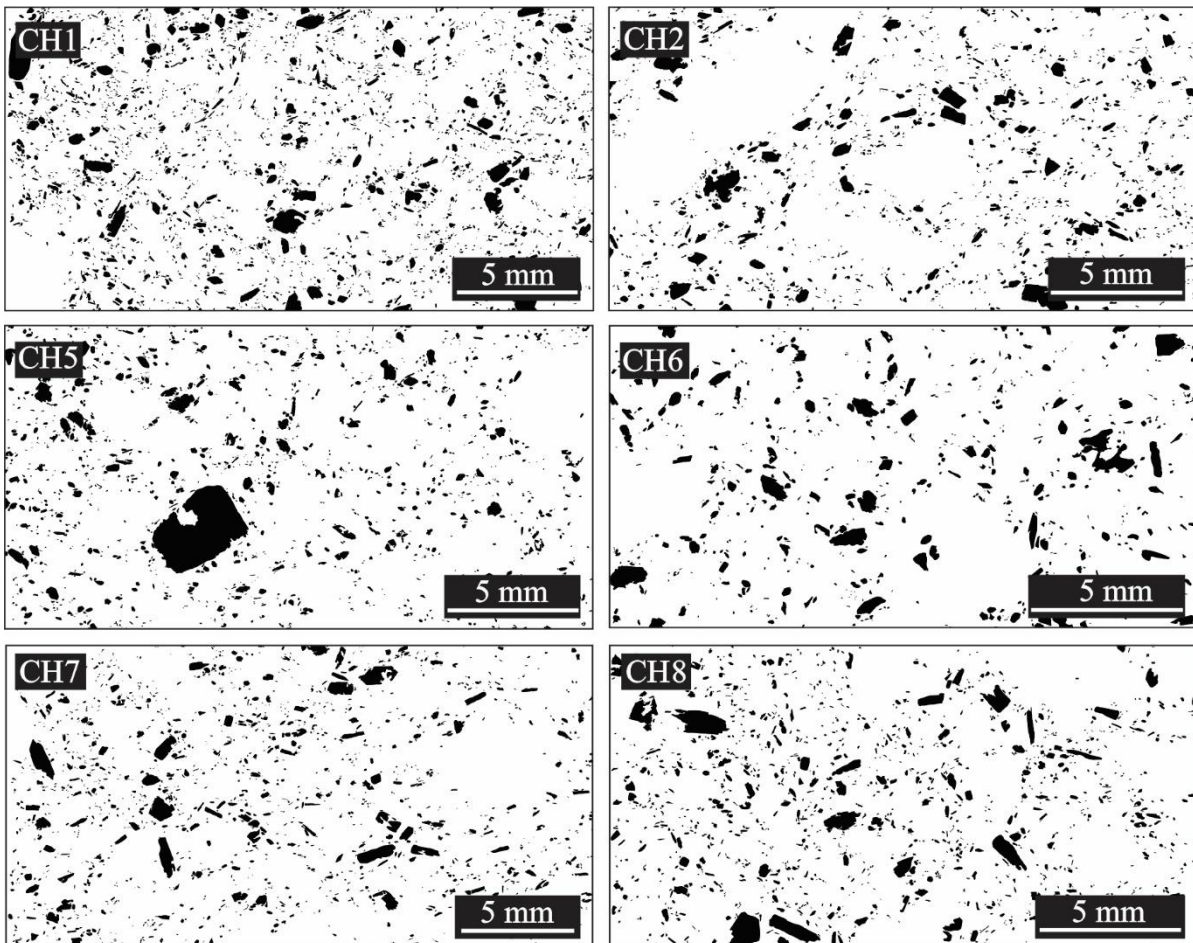


A diferencia de las plagioclasas, la fase mineral de los anfíboles no lograba ser representada exclusivamente posterior al procesamiento digital de la imagen, por lo que se optó a hacer uso de herramientas de edición gráfica de mapa de bits, realizando una segmentación manual de alta resolución. El procedimiento consistió en la delimitación individual de los bordes de cada cristal para asegurar la integridad de la distribución de tamaños y morfologías. Las siguientes imágenes

corresponde a las imágenes binarias finales de cada sección delgada correspondiente a los anfíboles:

**Figura 17**

*Imagen binaria correspondiente a cada sección delgada. La fase mineral de anfíboles está representada en color negro.*



Finalmente, mediante la herramienta de medición de partículas del software, se obtuvo una tabla con las mediciones correspondientes a los cristales (eje mayor/largo y menor/ancho), la cual fue exportada para ser procesada en *CSDcorrections*.

## 7.2 Parámetros y datos para CSD

Los parámetros de forma y el número de cristales ingresados en el software CSD Corrections para el cálculo de las curvas CSD se muestran en la Tabla 3. Como se mencionó anteriormente, estos parámetros de forma se obtienen a partir del análisis de la relación del largo/ancho del conjunto de cristales objetivo en cada sección delgada, por medio de la hoja de cálculo desarrollada para este fin (*ShapeCalc*).

**Tabla 4**

*Parámetros en el cálculo de la curva CSD y número de cristales medidos para cada sección delgada.*

Sección	Núm. de cristales medidos		S:I:L	
	Plagioclasa	Anfíbol	Plagioclasa	Anfíbol
CH1	9797	2783	1:1.8:4.8	1:1.75:6
CH2	19376	1604	1:2:5.6	1:1.75:6
CH5	19916	1506	1:1.95:5.6	1:1.6:5
CH6	19878	691	1:2.2:5.2	1:1.6:4.2
CH7	18915	1641	1:2.1:6	1:1.85:5
CH8	18923	1435	1:1.6:5.2	1:1.75:6

## 7.3 CSDCorrections 1.6

El agrupamiento de datos se realizó mediante una escala logarítmica de base 10 con cinco intervalos por década, donde cada límite equivale a  $10^{0.2}$  (aproximadamente 1.6) veces el tamaño del intervalo anterior. Aunque estos límites se definen en las intersecciones originales en 2D, el software aplica una corrección durante la conversión 3D, basada en que la longitud de intersección más probable equivale a la dimensión intermedia (Intermediate, I) del cristal sólido (Higgins, 2000).

**Tabla 5**

*Serie de intervalos de tamaño (mm) y el número de mediciones para cada intervalo, de acuerdo con su sección delgada y fase mineral.*

Inter. Tamaño (mm)	CH1		CH2		CH5		CH6		CH7		CH8	
	Pl	Anf	Pl	Anf	Pl	Anf	Pl	Anf	Pl	Anf	Pl	Anf
6.31	2	-	3	-	-	-	2	-	2	-	1	-
3.98	1	-	3	-	2	-	-	-	1	-	3	-
2.51	16	-	5	-	7	1	4	-	6	-	3	-
1.58	32	-	20	-	20	-	26	-	26	-	21	-
1	94	3	62	2	46	-	73	3	55	3	40	4
0.631	156	17	151	16	124	8	189	7	132	13	129	6
0.398	213	30	262	22	249	27	349	30	271	28	226	19
0.251	413	88	495	62	350	69	546	56	421	87	331	47
0.158	610	205	939	118	455	198	930	95	739	191	583	121
0.1	912	439	1704	243	879	257	1607	136	1340	304	853	251
0.0631	1114	895	2849	492	1691	402	2946	161	2517	448	1480	492
0.0398	1219	715	3575	397	2273	329	4046	131	3397	365	1958	334
0.0251	1598	340	5411	219	3662	157	6091	65	5234	199	2832	127
0.0158	1737	23	3829	24	4502	33	3068	7	4455	3	3603	9
0.01	1061	-	68	-	3743	-	1	-	319	-	2905	-
0.0063	-	-	-	1	1913	-	-	-	-	-	3955	-
0.004	619	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-
0.0025	-	28	-	6	-	25	-	-	-	-	-	4
0.0016	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	21

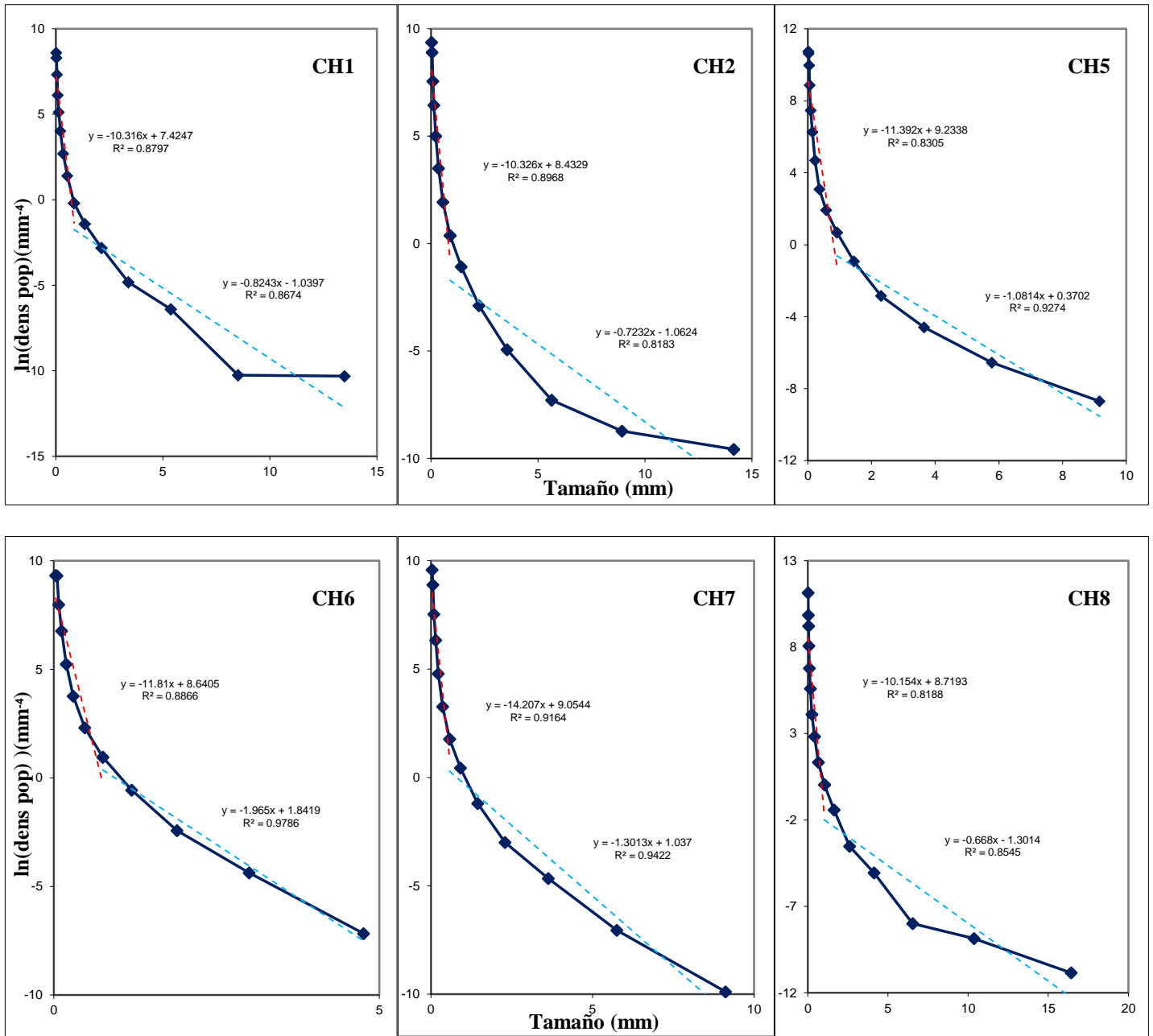
*Nota.* Los intervalos de los tamaños de los cristales se expresan de manera decreciente. Cada valor en la columna ‘Inter. Tamaño (mm)’ representa el límite superior del intervalo, y el número de cristales dentro del intervalo, en la fila correspondiente para cada sección y fase mineral. El límite inferior del intervalo corresponde directamente al valor inferior en la columna.

#### 7.4 Curvas CSD

A partir de los parámetros definidos en el software y de las mediciones de los cristales, se generaron las curvas CSD clásicas. Para determinar si la población cristalina seguía un modelo lineal o bimodal, se aplicaron ajustes de regresión lineal para minimizar la suma de las diferencias entre la línea de regresión y los datos reales, hasta obtener el coeficiente de determinación óptimo ( $R^2$ ; Figura 21). En el caso de las plagioclasas (Figura 18) fue necesario realizar el análisis en dos segmentos para obtener un  $R^2 > 0.80$ .

#### **Figura 18**

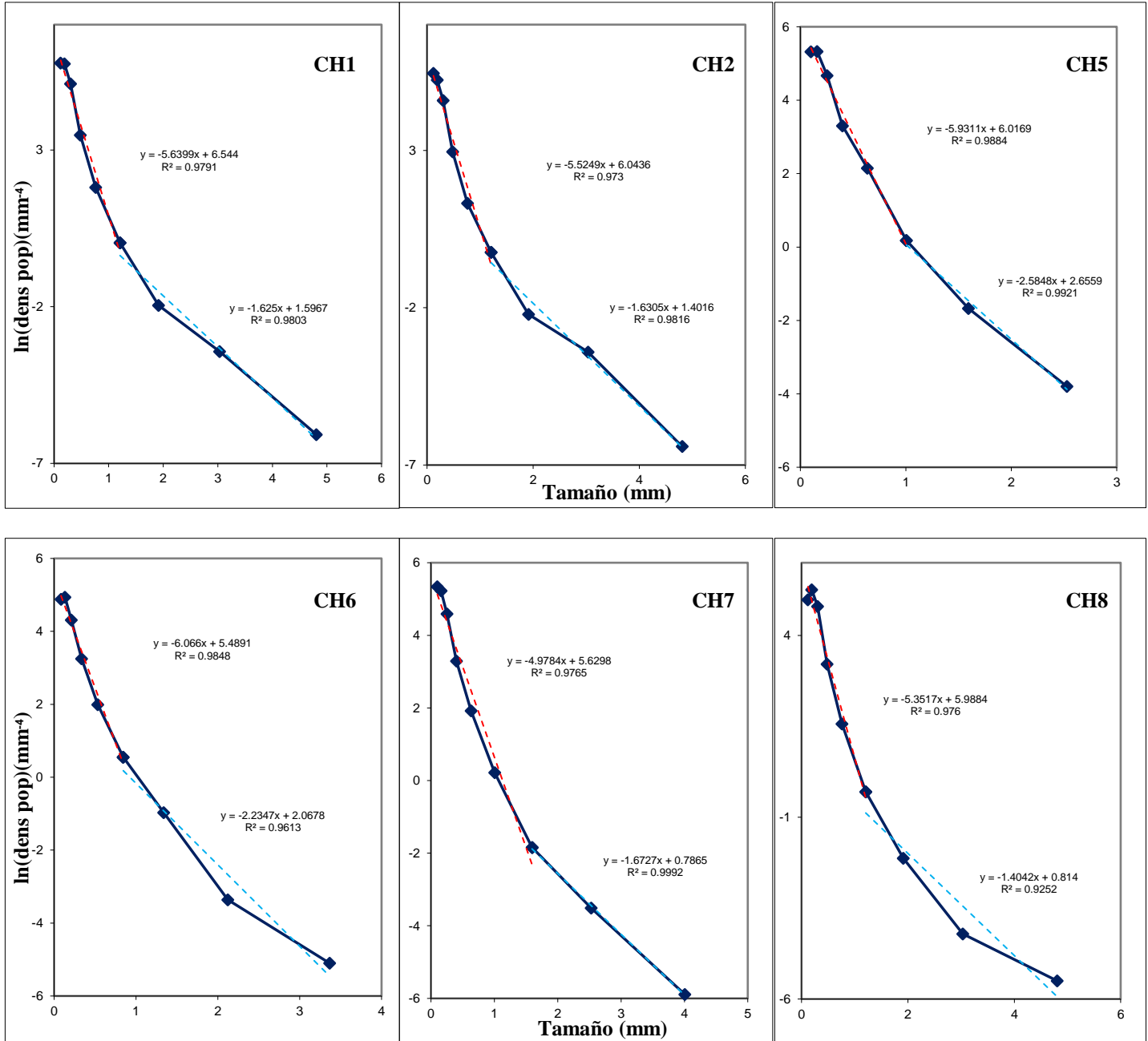
*Curvas CSD clásicas en la fase de plagioclasa, correspondientes a cada sección delgada.*



En la fase de los anfíboles, aunque el análisis de regresión lineal simple de las curvas de anfíboles arrojó coeficientes de determinación elevados ( $R^2 > 0.90$ ), la distribución no es lineal, sino cóncava hacia arriba. Por lo tanto, un modelo simple basado en una sola población de cristales no puede aplicarse. Se optó por una segmentación bimodal de la curva para diferenciar los procesos de cristalización de enfriamiento rápido, con una tasa de crecimiento más lenta (Higgins, 1996).

**Figura 19**

*Curvas CSD de la fase mineral de anfíboles, correspondientes a cada sección delgada.*



## 7.5 Tiempo de residencia

Para estimar el tiempo de residencia ( $\tau$ ) de los cristales en el sistema magmático, se utiliza la pendiente obtenida de los segmentos lineales en los gráficos CSD (Figura 18 y 19). Mediante la ecuación (5), donde  $G$  representa la tasa de crecimiento del mineral y la pendiente  $m$ , que se calcula a partir de las ecuaciones de las regresiones lineales de estos segmentos, se obtiene  $\tau$  que varía dependiendo del valor de  $G$  que se asuma para el sistema.

Las tasas de crecimiento varían según la composición del magma y el entorno de cristalización. Para la plagioclasa en sistemas andesíticos y dacíticos, diversos autores reportan tasas de  $1 \cdot 10^{-10}$  a  $1 \cdot 10^{-12}$  cm/s para fenocristales formados en reservorios profundos, y tasas más rápidas de  $1 \cdot 10^{-7}$  a  $1 \cdot 10^{-10}$  cm/s para cristales finos formados previamente y durante la erupción (Cashman, 1990,1993; Hammer et al., 1999; Armienti et al., 2007; Brugger & Hammer, 2010). Para anfíboles, se asumieron tasas de  $1 \cdot 10^{-10}$  a  $1 \cdot 10^{-11}$  cm/s para calcular  $\tau$  en la cámara magmática, tanto en los cristales finos como en los fenocristales (Modjarrad, 2015). Esta distinción es importante para comprender la evolución del sistema. Mientras que los fenocristales se desarrollan en reservorios estables bajo condiciones cercanas al equilibrio magmático (Billon et al., 2025), los microfenocristales y los microlitos son el resultado del aumento de la tasa de enfriamiento, provocado por la descompresión y el cambio drástico de las condiciones P y T durante el ascenso del magma hacia la superficie (Brugger & Hammer, 2010).

Con base en lo anterior, en este estudio se decidió no emplear una única tasa para todo el sistema, a fin de ajustar adecuadamente la historia magmática del domo del VCB. Se emplearon valores diferenciados de  $G$  para los fenocristales ( $1 \cdot 10^{-10}$  mm/s) y para microlitos y microfenocristales ( $1 \cdot 10^{-9}$  mm/s), obteniendo los siguientes resultados:

**Tabla 6**

*Datos de CSD de la fase de las plagioclasas y anfíboles de cada sección de las dacitas del VCB.*

Sección	Granos finos								Fenocristales							
	Pendiente (-1/G $\tau$ )		Ln( $n^*$ ) mm <sup>-4</sup>	Log(G $\tau$ )		Tiempo de residencia (años) Basado en G=10 <sup>-9</sup> mm/s		Pendiente (-1/G $\tau$ )		Ln( $n^*$ ) mm <sup>-4</sup>	Log(G $\tau$ )		Tiempo de residencia (años) Basado en G=10 <sup>-10</sup> mm/s			
CH1	-10.32	<u>-5.64</u>	7.42	<u>6.54</u>	-1.01	<u>-0.75</u>	3.07	<u>5.62</u>	-0.82	<u>-1.63</u>	-1.04	<u>1.60</u>	0.08	<u>-0.21</u>	384.69	<u>195.14</u>
CH2	-10.33	<u>-5.52</u>	8.43	<u>6.04</u>	-1.01	<u>-0.74</u>	3.07	<u>5.74</u>	-0.72	<u>-1.63</u>	-1.06	<u>1.40</u>	0.14	<u>-0.21</u>	438.47	<u>194.48</u>
CH5	-11.39	<u>-5.93</u>	9.23	<u>6.02</u>	-1.06	<u>-0.77</u>	2.78	<u>5.35</u>	-1.08	<u>-2.58</u>	0.37	<u>2.66</u>	-0.03	<u>-0.41</u>	293.23	<u>122.68</u>
CH6	-11.81	<u>-6.07</u>	8.64	<u>5.49</u>	-1.07	<u>-0.78</u>	2.68	<u>5.23</u>	-1.97	<u>-2.23</u>	1.84	<u>2.07</u>	-0.29	<u>-0.35</u>	161.37	<u>141.90</u>
CH7	-14.21	<u>-4.98</u>	9.05	<u>5.63</u>	-1.15	<u>-0.70</u>	2.23	<u>6.37</u>	-1.30	<u>-1.67</u>	1.04	<u>0.79</u>	-0.11	<u>-0.22</u>	243.68	<u>189.57</u>
CH8	-10.15	<u>-5.35</u>	8.72	<u>5.99</u>	-1.01	<u>-0.73</u>	3.12	<u>5.93</u>	-0.67	<u>-1.40</u>	-1.30	<u>0.81</u>	0.18	<u>-0.15</u>	474.70	<u>225.82</u>
$\bar{x}$							2.83	<u>5.71</u>							332.69	<u>178.26</u>

*Nota.* Los valores subrayados corresponden a la fase de los anfíboles.

## 8. Discusión

### 8.1 Relaciones petrográficas y texturales

Las rocas analizadas del domo más reciente del VCB presentan una mineralogía de composición andesítica-dacítica. Su textura general es porfirítica, caracterizada por fenocristales ( $\geq 0.5$  mm) y microfenocristales (0.5 – 0.05 mm) de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, inmersos en

una masa fundamental microlítica ( $<0.05$  mm) de composición similar, con una textura fluidal incipiente en algunas secciones. Las fases minerales identificadas y sus texturas permiten inferir los procesos magmáticos ocurridos durante la cristalización y el ascenso del magma.

### ***Plagioclasa***

La plagioclasa es la fase mineral más abundante, presentándose en cristales de hábito tabular, desde subhedrales hasta euhedrales. Las maclas más comunes son la polisintética de la albita y las maclas combinadas albita-Carlsbad y albita-periclina. Se observaron cristales con zonación normal, producto de una cristalización fraccionada. La presencia de zonación oscilatoria es un rasgo característico que indica fluctuaciones en las condiciones de presión, temperatura o composición del fundido durante el crecimiento del cristal (Ginibre et al., 2002; Viccaro et al., 2010; Pinzón et al., 2018). Este tipo de zonaciones se asocia comúnmente con procesos convectivos dentro de la cámara magmática, donde los cristales se mueven a través de gradientes térmicos o composicionales (Singer et al., 1995).

Se identificaron dos tipos de textura de tamiz en las plagioclasas: textura gruesa (coarse-sieve, CS) y textura fina (fine-sieve, FS). La textura CS, caracterizada por cavidades de disolución de mayor tamaño y forma ameboide, ha sido interpretada como producto de la descompresión rápida durante el ascenso de un magma subsaturado en agua (Nelson & Montana, 1992; Blundy & Cashman, 2001). En este proceso, la disminución de la presión genera inestabilidad en la plagioclasa, lo que provoca su disolución parcial. Por el contrario, la textura FS, con cavidades más pequeñas y distribuidas en bandas concéntricas, se atribuye a la interacción del cristal con un magma más caliente y rico en calcio, lo que sugiere procesos dinámicos durante el ascenso del magma o posibles recargas en la cámara magmática (Tsuchiyama, 1985; Renjith, 2014).

Otras texturas observadas incluyen superficies irregulares y cristales rotos (Figura 9.A), que evidencian procesos de descompresión violenta durante la erupción, en los que la expansión de las vesículas atrapadas en el interior del cristal puede provocar su fragmentación (Best & Christiansen, 1997). Las texturas glomeroporfiríticas, en las que varios cristales de plagioclasa y anfíbol se agrupan, se forman durante procesos de reabsorción mineral. Los cristales experimentan disolución parcial debido a cambios en condiciones como P y T, se desarrolla una capa límite fundida alrededor de ellos. Si dos o más cristales en disolución se aproximan, la porción intermedia de sus capas límite queda aislada del líquido circundante, lo que genera una composición que se sobresatura y cristaliza nuevo material que une los cristales parcialmente reabsorbidos (Hogan, 1993; Renjith, 2014).

### ***Anfíbol***

El anfíbol se presenta como cristales subhedrales a euhedrales, con hábito prismático. Una textura frecuente es la de reabsorción, caracterizada por bordes irregulares y corrosión. Esta textura indica inestabilidad del anfíbol, lo que ocurre cuando el magma asciende a profundidades donde las condiciones de P y T están fuera del campo de estabilidad del mineral (Rutherford & Hill, 1993). Adicionalmente, se observan oxihornblendas con fuerte pleocroísmo marrón-rojizo, zonación oscilatoria, textura esquelética y microlitos. Estas texturas son evidencia de un desequilibrio del anfíbol debido a la pérdida de agua durante el ascenso adiabático del magma o al almacenamiento en una cámara somera, donde el mineral se desestabiliza (Rutherford & Hill, 1993; Browne & Gardner, 2006). La presencia de inclusiones de plagioclasa (chadocristales) dentro de los anfíboles (Figuras 10.B) sugiere que la cristalización del anfíbol ocurrió después o simultáneamente con la de la plagioclasa. Estas inclusiones también se observaron en cristales de

piroxeno (Figura 10.C), lo que indica que la plagioclasa cristalizó antes o simultáneamente con esta fase mineral.

Un hallazgo significativo es la presencia de un pseudomorfo de anfíbol (Figura 14.B), compuesto por un agregado de ortopiroxenos, plagioclasas y óxidos de Fe-Ti. Este reemplazo textural es consistente con el desequilibrio de la hornblenda bajo condiciones de baja P y T, comúnmente asociado al ascenso del magma hacia niveles más superficiales (Rutherford & Hill, 1993; Pinzón et al., 2018).

## 8.2 Secciones en curvas CSD

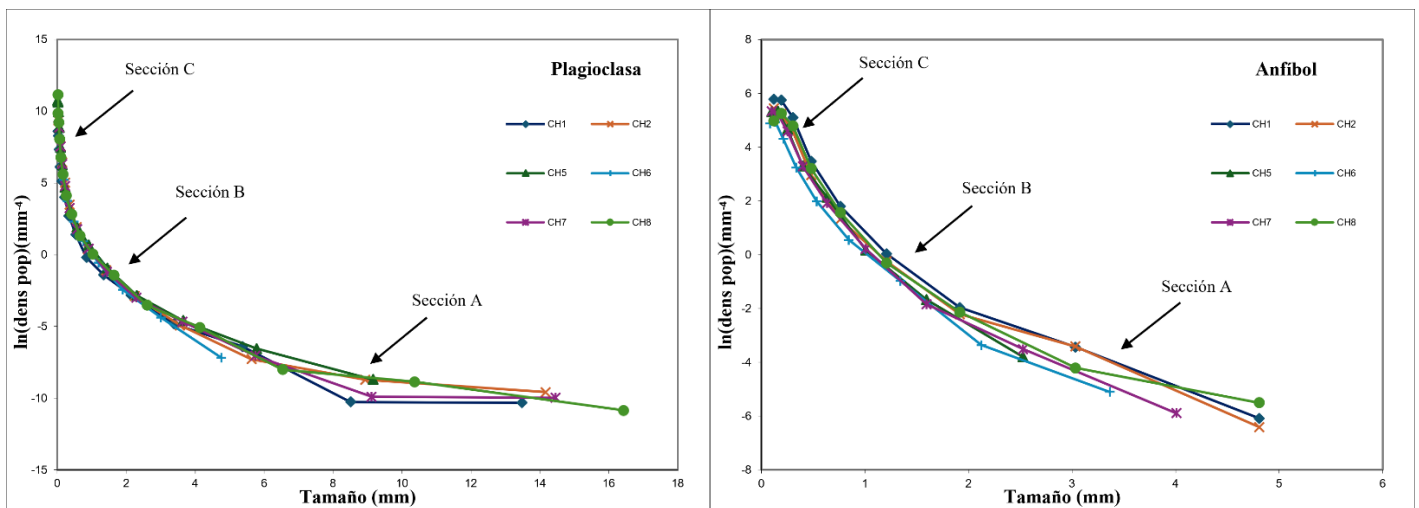
Armienti et al. (2008) en su estudio CSD en las lavas del Monte Etna, diferencian las principales características en el tratamiento simultáneo de aproximadamente 25 secciones delgadas, con la finalidad de analizar la continuidad de las poblaciones cristalinas. El análisis se divide principalmente en tres secciones: la sección A, cuya pendiente es la más baja y poco pronunciada, corresponde al periodo con la mayor tasa de crecimiento y una tasa baja de enfriamiento, responsables de la formación de fenocristales. La sección B, con una pendiente un poco más pronunciada que la anterior, corresponde a la fracción de microfenocristales a microlitos, y la sección C, con la mayor pendiente, corresponde a la formación de microlitos. Las secciones B y C se asocian con el ascenso del magma y el aumento de la tasa de enfriamiento durante la erupción; la diferencia entre ambas se debe a la tasa de enfriamiento (Armienti, 2008; Rayo-Rocha & Zuluaga, 2011). También cuenta con una sección D, ubicada en el punto más arriba de la curva (anterior a la sección C), relacionada con la nucleación de cristales poserupción.

La Figura 20 muestra las curvas CSD de la fase de las plagioclasas y anfíboles resultante del tratamiento simultáneo de las 6 secciones de este estudio, ambas fases minerales presentan una

forma logarítmica típica cóncava hacia arriba (Figura 18 y 19). Sin embargo, se observan diferencias significativas entre las curvas de plagioclasa y de anfíbol. Las plagioclasas exhiben una concavidad más pronunciada y una curva más extendida hacia tamaños mayores, con un punto de partida más alto en su eje y una pendiente mucho más pronunciada en su primer tramo. Lo cual indica que las plagioclasas registran una historia de cristalización más compleja. Mientras que, los anfíboles presentan una curva menos cóncava y más restringida en tamaño, con una pendiente inicial menos pronunciada, lo que sugiere que su cristalización estuvo dominada por condiciones más homogéneas y restringidas, probablemente dentro de una cámara magmática somera.

### Figura 20

*Agrupación de curvas CSD para la fase de las plagioclasas y anfíboles.*

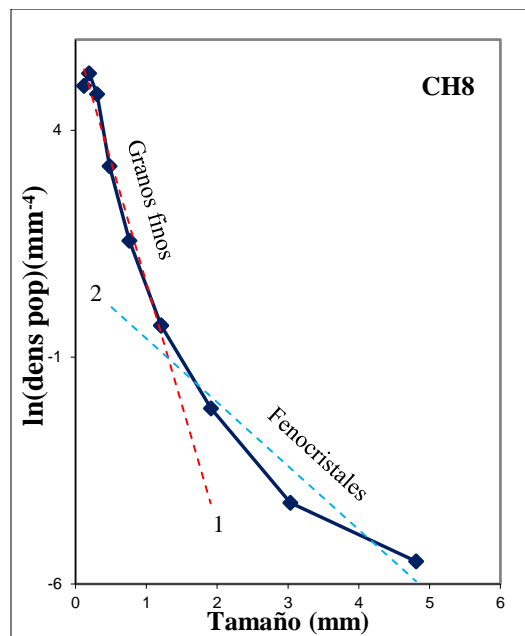


No obstante, estas curvaturas reflejan una historia magmática compleja o la coexistencia de múltiples poblaciones cristalinas en la misma roca. Higgins (1996) explica las curvas CSD cóncavas hacia arriba contrastantes: una pendiente pronunciada para los cristales pequeños y pendientes más suaves para tamaños mayores (fenocristales), cuya suma de dos CSD lineales, dada la escala logarítmica del eje de la densidad poblacional ( $y$ ), da como resultado una curva CSD

cóncava hacia arriba, como se representa en la Figura 21. Con base en lo anterior, para analizar más detalladamente las curvas se aplicaron regresiones lineales a las dos poblaciones cristalinas presentes en las CSD obtenidas, diferenciándolas según sus secciones en la curva y la inclinación de la pendiente. Para la sección B y C de Armienti et al. (2008) o la pendiente más pronunciada, correspondiente a microlitos y microfenocristales (Higgins, 1996), se denominó Grano finos, y para la sección A o pendiente más suave, se denominó Fenocristales; esta agrupación realizada se observa claramente en la Tabla 6.

### Figura 21

*Representación de mezcla de dos magmas.*



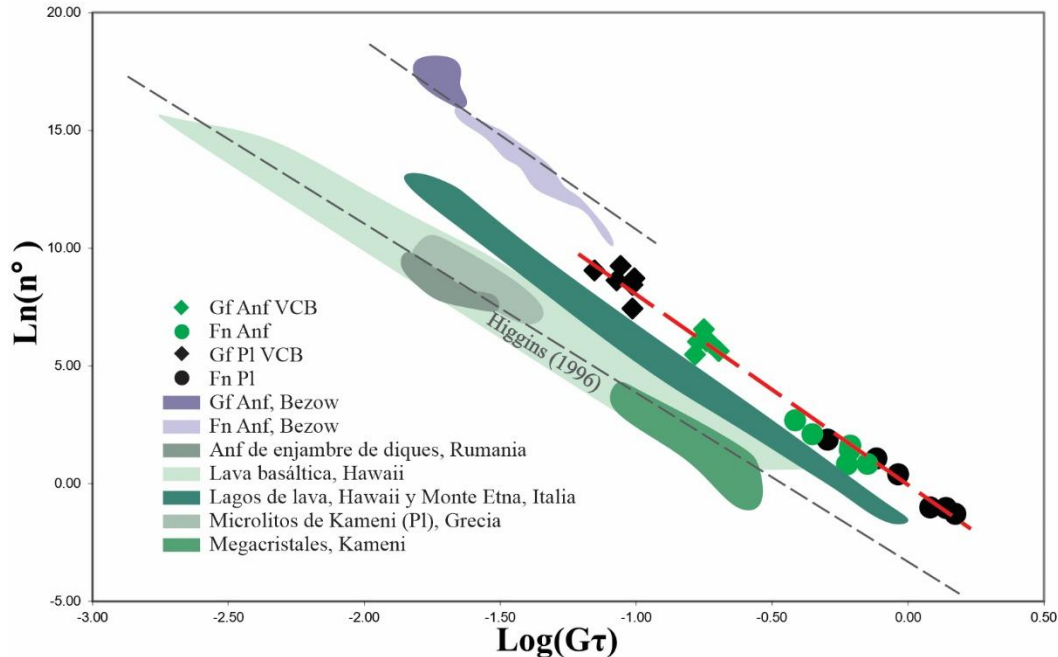
*Nota.* El CSD lineal de mayor pendiente (1) corresponde a cristales finos (granos finos), y el segmento de pendiente suave corresponde a los cristales de mayor tamaño (2; fenocristales). Los segmentos lineales de ambas poblaciones de cristales se representan mediante líneas punteadas. Ejemplo tomado de la muestra CH8 correspondiente a la fase de los anfíboles.

### 8.3 Distribución de las poblaciones cristalinas

A partir de los valores obtenidos en la tabla 6, se realizó un gráfico para evaluar la representatividad de las curvas CSD obtenidas, mediante un diagrama de dispersión entre el logaritmo de la densidad de nucleación ( $\ln(n^\circ)$ ) vs. el logaritmo del producto de la tasa de crecimiento por el tiempo de residencia ( $\log(G\tau)$ ). En este estudio, tanto las poblaciones de fenocristales como las de granos finos exhiben en general una distribución lineal; una tendencia que coincide con los patrones observados en plagioclasas y anfíboles en diversos entornos volcánicos en el mundo:

#### Figura 22

*Comparativa de parámetros cinemáticos  $\ln(n^\circ)$  vs.  $\log(G\tau)$  entre las muestras del VCB y otros sistemas volcánicos de referencia en el mundo. Tomado y modificado de Modjarrad (2015).*



*Nota.* La fase de los anfíboles se ve representada por: Dacitas de Bezow, Urmia, Irán de Modjarrad, (2015), Enjambre de diques Motru, S. Carpathians, Rumania de Nkono et al. (2006). La fase de

las plagioclasas se ve representada por: análisis en Hawaii de Cashman (1990); Montet Etna, Italia, de Armienti et al. (1994) y microlitos y megacrystalos de Kameni, Grecia Higgins (1996). Las líneas punteadas representan una estimación de la correlación entre los datos. Gf = Granos finos, Fn = Fenocristales.

La gráfica permite observar si la pendiente y el intercepto son consistentes entre las poblaciones cristalinas. La distribución lineal observada indica que, aunque las condiciones del sistema puedan haber variado, los cristales siguieron una trayectoria de cristalización concordante entre ambas poblaciones cristalinas (Gf y Fn). Esta colinealidad, presente incluso en diversas fases cristalinas, sugiere que las curvas CSD obtenidas son cinemáticamente significativas y comparables con las documentadas en otros sistemas volcánicos del mundo (Higgins, 1996). Aunque las correlaciones presentan ligeros desplazamientos en los demás entornos volcánicos, mantienen un comportamiento paralelo tanto para las plagioclasas como para los anfíboles (Figura 22).

La distribución lineal presenta una preferencia hacia el costado derecho de la gráfica ( $\log(G\tau)$ ) y valores medios a bajos de  $(\ln(n^\circ))$ . Esto indica que, en términos generales, que el sistema magmático del VCB favoreció el crecimiento cristalino sobre la nucleación masiva. En otras palabras, el magma permaneció el tiempo suficiente en el reservorio para que los cristales alcanzaran tamaños considerables, en lugar de enfriarse tan rápidamente para que solo se generaran cristales muy pequeños. Bajo esta interpretación, resulta coherente que la población de fenocristales se ubique a la derecha de la gráfica, mientras que los granos finos se ubiquen a la izquierda (Figura 23).

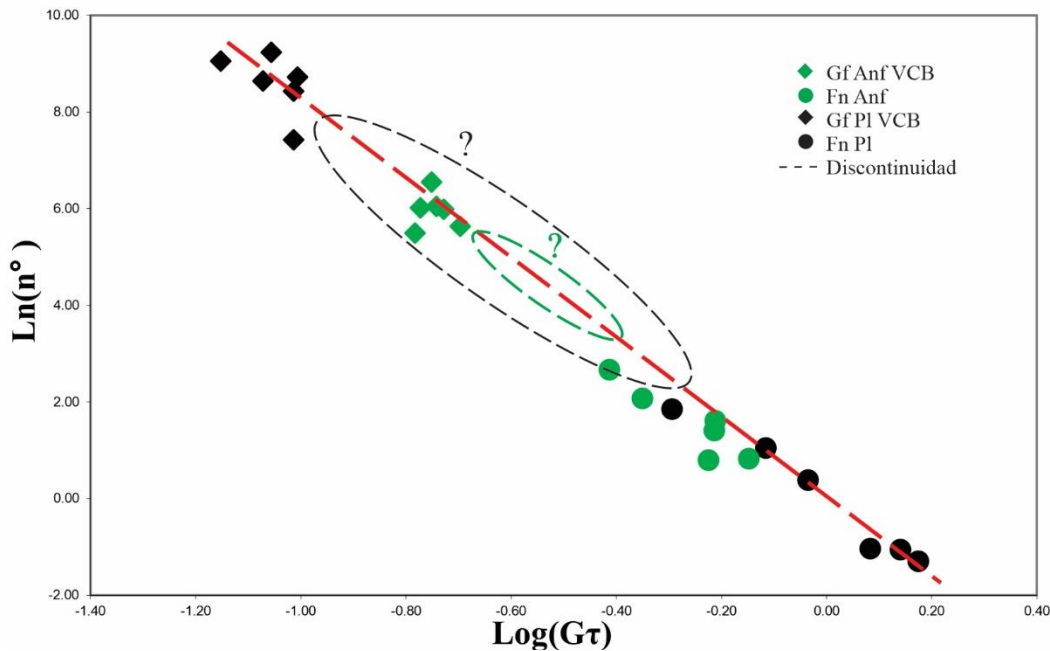
Al comparar la fase de los anfíboles (fenocristales y granos finos) del VCB con los anfíboles reportados en otros contextos (e.g., dacitas de Bezow), se observa que los anfíboles del

VCB representan un sistema magmático más estable antes de la erupción o emplazamiento final, evidenciado por mayor densidad poblacional  $n^\circ$  en microfenocristales y fenocristales, que microlitos.

No obstante, al examinar con mayor detalle la distribución lineal, se aprecia que no es completamente continua a lo largo del eje  $x$  (Figura 23). Esto sugiere que las tasas de nucleación y crecimiento no fueron del todo constantes durante la historia de cristalización, debido a un factor externo que inestabilizó el sistema impidiendo la cristalización (Pinzón et al, 2018). Aunque el significado exacto de esta distribución no es del todo claro, la alineación de los segmentos es consistente con la existencia de al menos dos poblaciones de cristales que se formaron en un mismo sistema bajo diferentes condiciones fisicoquímicas, probablemente asociadas a distintos niveles de almacenamiento magmático o a cambios en la tasa de enfriamiento durante el ascenso del magma. Lo que resulta claro es que la densidad de nucleación ( $n^\circ$ ), la tasa de crecimiento ( $G$ ) y el tiempo de residencia ( $\tau$ ) dependen de la tasa de enfriamiento (Higgins, 1996).

### **Figura 23**

*Discontinuidades presentes en la distribución lineal que representa las fases de plagioclasa y anfíbol en el VCB.*



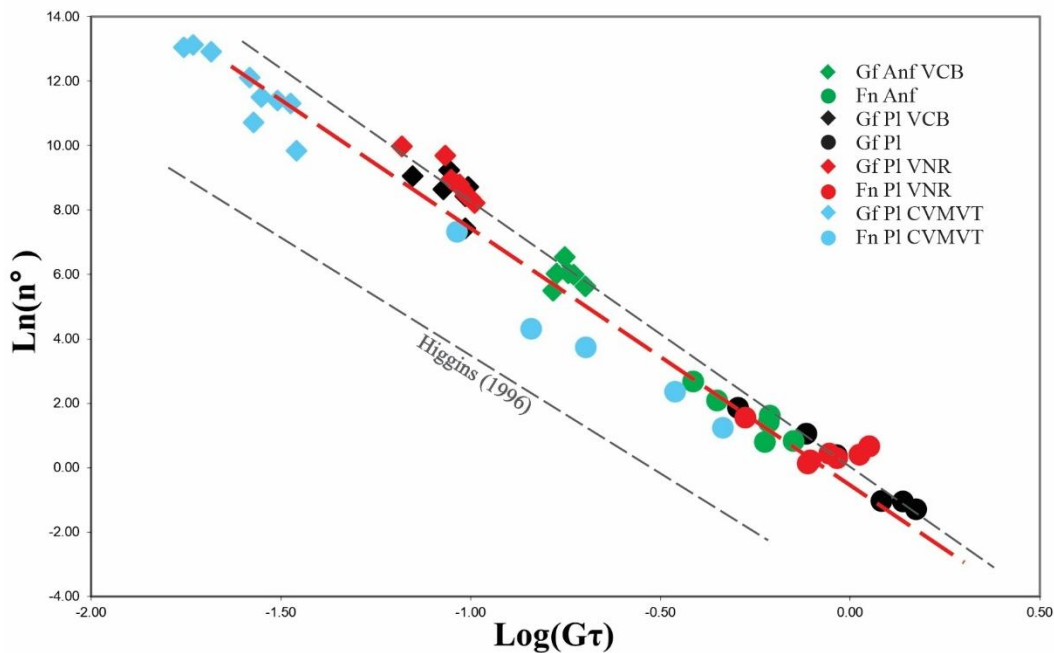
Se graficaron los puntos de  $\ln(n^\circ)$  vs.  $\log(G\tau)$  para las plagioclasas del Volcán Nevado del Ruiz (VNR; Rayo-Rocha & Zuluaga, 2011) y el Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termal (CVMVT; Vivas Cruz, 2018). Al igual que en otros productos volcánicos del mundo, se observa una cristalización sistemática reflejada en una tendencia general de distribución lineal de puntos (Figura 24). De igual forma, en el contexto de Colombia, los datos de los tres centros volcánicos se alinean en una franja continua con grandes similitudes, especialmente para el VNR con una gran precisión entre las plagioclasas del Ruíz respecto al Cerro Bravo.

La alta similitud entre estos edificios volcánicos puede explicarse por su contexto geológico compartido en la PVTSC y por su ubicación en el segmento más septentrional de la Zona Volcánica Norte de los Andes (Martínez et al., 2014; Monsalve–Bustamante et al., 2020). Ambos volcanes presentan composiciones andesíticas a dacíticas con afinidad calco-alcalina y comparten un basamento metamórfico del Complejo Cajamarca y rocas plutónicas del Batolito de El Bosque (Monsalve, 1991; Maya y González, 1995; Rayo-Rocha & Zuluaga, 2011). Además,

estudios geofísicos previos han propuesto la existencia de un reservorio magmático profundo (20-30 km) que alimenta tanto al VNR como a los volcanes de la PVTSC, incluyendo al VCB (Londoño & Sudo, 2002; Londoño, 2016). Esta configuración sugiere que los magmas que alimentan ambos edificios volcánicos podrían derivar de una fuente común en profundidad, evolucionando posteriormente en cámaras someras independientes, pero con condiciones de enfriamiento y cristalización comparables (Rayo-Rocha & Zuluaga, 2011).

### Figura 24

*Comparativa de parámetros cinemáticos  $\text{Ln}(n^\circ)$  vs.  $\text{Log}(G\tau)$  entre las muestras del VCB y otros sistemas volcánicos de Colombia.*



*Nota.* La fase de las plagioclasas se ve representada por: flujos de lava andesíticas y dacíticas del VNR (Rayo-Rocha & Zuluaga, 2011) y domos y flujos de lava correspondientes al CVMVT (Vivas Cruz, 2018).

#### 8.4 Origen curvas CSD

Las curvas obtenidas para plagioclasas y anfíboles del domo más reciente del VCB presentan una geometría cóncava hacia arriba. Una posible explicación de este tipo de curvas es la mezcla de magmas (Higgins, 1996). Donde la mezcla de magmas con CSD contrastantes resulta en una CSD con una pendiente pronunciada para los cristales pequeños y una pendiente más suave para los de mayor tamaño. Sin embargo, esta interpretación se descartó porque no parece ser la que mejor se ajusta a la información geotermobarométrica de Pinzón et al. (2018). Marsh (1988) también propuso que el proceso de "finis destruction" (destrucción de cristales pequeños por convección adiabática) puede generar concavidades, pero en las muestras del VCB se observa una abundante población de microlitos (Tabla 5) sin evidencia de reabsorción.

Por último, este tipo de curva también ha sido explicado en diferentes sistemas volcánicos y atribuido a cambios abruptos en la tasa de enfriamiento a lo largo de la historia de cristalización (Marsh, 1988; Cashman, 1993; Higgins, 1996; Armienti et al., 1994). Higgins (1996) señaló que cambios abruptos en la tasa de enfriamiento pueden producir este tipo de curvas CSD; como en los basaltos de Kauai, Hawaii, se formó por enfriamiento lento a profundidad seguido por enfriamiento más rápido en el conducto. Según Pinzón et al. (2018), el magma del VCB ascendió desde un reservorio profundo (>20 km) hasta una cámara somera ubicada entre 13 y 4.6 km, donde se registran dos poblaciones de anfíbol con diferentes condiciones P-T (pargasita a mayor profundidad y edenita/magnesihornblenda más somera), separadas por un hiato térmico que indica un ascenso relativamente rápido. Se puede interpretar como una historia de enfriamiento lento en la cámara (responsable de los fenocristales), seguida de un enfriamiento acelerado durante la descompresión final (responsable de los microlitos), lo que genera curvas CSD cóncavas hacia arriba. En consecuencia, el modelo de cambios en la tasa de enfriamiento resulta ser el más

concordante con la geotermobarometría, las texturas de desequilibrio y las poblaciones cristalinas encontradas en el domo más reciente del VCB.

### **8.5 Procesos magmáticos**

La evidencia textural indica que el magma experimentó una historia compleja de cristalización fraccionada, descompresión y ascenso escalonado. Las plagioclasas presentan maclas combinadas (albita-Carlsbad, albita-periclina) y zonaciones oscilatorias, normales e inversas, que reflejan cambios en la temperatura, la presión y la composición del fundido dentro de la cámara magmática, probablemente asociados a procesos convectivos (Singer et al., 1995; Pinzón et al., 2018). Las texturas de tamiz (coarse-sieve CS y fine-sieve FS) y las superficies irregulares de disolución indican episodios de descompresión rápida y de desequilibrio térmico, típicos del ascenso de magma desde niveles profundos hacia la superficie (Nelson & Montana, 1992; Blundy & Cashman, 2001). En los anfíboles, la presencia de oxihornblenda con pleocroísmo marrón-rojizo, bordes de reacción opacíticos (Pinzón et al., 2018) y pseudomorfos reemplazados por ortopiroxeno, plagioclasa y óxidos, constituye evidencia directa de la desestabilización del anfíbol debido a la pérdida de agua y la descompresión durante el ascenso (Rutherford & Hill, 1993). Además, la textura fluidal incipiente en la masa fundamental sugiere que los microlitos se alinearon durante el flujo final en el conducto.

Los tiempos de residencia obtenidos a partir de las curvas CSD (Tabla 6) cuantifican las dos etapas principales de este proceso. De acuerdo con el modelo de evolución magmática por Pinzón et al. (2018), propusieron dos periodos de formación en dos zonas con condiciones estables dentro de una misma cámara ubicada entre 13.2 y 4.6 km. Se establece para los fenocristales, tanto de plagioclasa como de anfíbol, tiempos de residencia promedios de 332.69 y 178.26 años

respectivamente, que corresponde un periodo de almacenamiento y crecimiento lento en la zona de 13.2 a 9 km de profundidad en la cámara magmática, donde las condiciones de enfriamiento eran bajas y dominaba el crecimiento sobre la nucleación ( $G = 1 \cdot 10^{-10}$  mm/s). La diferencia en los tiempos de residencia entre plagioclasas y anfíboles refleja historias de cristalización distintas. Las plagioclasas pudieron iniciar su crecimiento en el reservorio profundo (20–30 km), donde cristalizaron los piroxenos a alta presión y continuaron creciendo durante el ascenso y dentro de la cámara somera (13.2–9 km), donde se formaron simultáneamente con los fenocristales de los anfíboles, lo que explica su mayor tiempo de residencia. En cambio, los anfíboles son estables únicamente en la cámara somera (Pinzón et al., 2018), por lo que su registro temporal es más breve. Por el contrario, los granos finos (microlitos y microfenocristales) presentan tiempos de residencia notablemente cortos: 2.83 años para la plagioclasa y 5.71 años para el anfíbol. Higgins (1996) ya había señalado que estos tiempos de residencia cortos corresponden a la nucleación de cristales poco antes de la erupción, inducida por el ascenso rápido y la descompresión final. En el VCB, este corto periodo refleja la etapa de enfriamiento acelerado ( $G = 1 \cdot 10^{-9}$  mm/s) durante el ascenso relativamente rápido del magma desde la zona definida entre 13.2 y 9 km hasta otra entre 7.2 y 4.6 km, la cual generó la población de microfenocristales y microlitos observados en las muestras. El tiempo de residencia más corto de los microlitos de plagioclasa, puede estar relacionado con la sección D que mencionaba Armienti (2008), donde hay una alta nucleación de cristales poserupción. Esto se puede observar en la Tabla 5, donde se muestra que la densidad de microlitos (<0.05 mm) consta de miles para cada sección.

Estos resultados son consistentes con lo documentado en otros volcanes de la región. Rayo-Rocha & Zuluaga (2011) obtuvieron curvas CSD cóncavas hacia arriba en las plagioclasas del Volcán Nevado del Ruiz y estimaron un tiempo de residencia promedio de 261.7 años para los

fenocristales, un valor similar al observado en el VCB (332.69 años para la plagioclasa). Ambos volcanes presentan composiciones andesíticas a dacíticas con afinidad calco-alcalina y comparten un basamento metamórfico del Complejo Cajamarca y rocas plutónicas del Batolito de El Bosque (Monsalve, 1991; Maya y González, 1995; Rayo-Rocha & Zuluaga, 2011), además del mismo reservorio magmático profundo (Londoño & Sudo, 2002; Londoño, 2016). Por su parte, Vivas Cruz (2018) en el Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termal identificó curvas CSD lineales (enfriamiento rápido) y cóncavas (bimodales), con tiempos de residencia para granos finos entre 0.65 y 0.98 años, lo cual respalda la idea de que los tiempos cortos están asociados a la nucleación pre y poseruptiva. La similitud en las formas de las curvas y en los rangos de tiempo sugiere que el VCB, el VNR y el CVMVT responden a una misma dinámica magmática regional, donde el ascenso y los cambios en la tasa de enfriamiento son los principales controladores de las texturas y de la distribución de tamaños de cristal.

## 9. Conclusiones

El episodio eruptivo más reciente del Volcán Cerro Bravo (VCB) carecía de una caracterización cuantitativa de sus poblaciones cristalinas y de estimaciones de los tiempos de residencia de sus fases minerales principales, lo que limitaba la comprensión de los procesos en su sistema de alimentación magmática. Para abordar esta problemática, se aplicó la técnica de Distribución de Tamaños de Cristales (CSD) en seis secciones delgadas del domo intracraterico del VCB, correspondientes a las mismas muestras estudiadas por Pinzón et al. (2018), procesando imágenes digitales y generando curvas CSD para plagioclasas y anfíboles con el software

*CSDCorrections 1.6*, asumiendo una tasa de crecimiento  $G = 1 \times 10^{-10}$  mm/s para los fenocristales y  $G = 1 \times 10^{-9}$  mm/s para los granos finos.

Se caracterizaron cuantitativamente las poblaciones cristalinas de plagioclasa y anfíbol en las rocas dacíticas del domo intracrático del episodio eruptivo más reciente del VCB y se estimaron sus tiempos de residencia en el sistema de alimentación magmática. Se identificaron dos poblaciones cristalinas diferenciadas por tamaño: granos finos y fenocristales, con curvas CSD cóncavas hacia arriba, lo que indica una historia compleja de cristalización fraccionada, descompresión y ascenso escalonado. Los tiempos de residencia obtenidos fueron: 2.83 años para granos finos de plagioclasa, 5.71 años para granos finos de anfíbol, 178.26 años para fenocristales de anfíbol y 332.69 años para fenocristales de plagioclasa.

Se caracterizaron petrográficamente las muestras del domo mediante el análisis y la toma fotográfica de secciones delgadas, identificando las fases cristalinas y determinando el tamaño de grano de los minerales constituyentes. Las rocas presentan textura porfírica con fenocristales ( $\geq 0.5$  mm) y microfenocristales (0.5–0.05 mm) de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, inmersos en una masa fundamental microlítica ( $< 0.05$  mm; Pinzón et al., 2018). En las plagioclasas se identificaron maclas de albita, Carlsbad y albita-periclina, zonación normal y oscilatoria, texturas de tamiz, superficies irregulares, cristales rotos y texturas glomeroporfíricas. En los anfíboles se observaron texturas de reabsorción, oxihornblenda con textura esquelética y zonación oscilatoria. En los piroxenos se identificaron inclusiones de plagioclasa y de opacos. La masa fundamental presenta, en algunas muestras, una textura fluidal incipiente.

Se realizaron las mediciones en las imágenes de las secciones delgadas de largo y ancho y de los cristales de plagioclasa y anfíbol en las rocas dacíticas del domo utilizando la herramienta *fit ellipse* del software libre *ImageJ*. Para cada cristal se obtuvieron los valores del eje mayor

(longitud) y eje menor (ancho), que fueron exportados para su procesamiento en *CSDCorrections 1.6*.

Se realizaron los cálculos CSD de plagioclasas y anfíboles con el software libre *CSDCorrections 1.6*. Se estableció una fábrica masiva para todas las muestras, se calcularon las relaciones S:I:L mediante *ShapeCalc* a partir de las mediciones en *ImageJ*, y se empleó el tipo de medición "Ellipsoid Major Axis" para plagioclasas y "Ellipsoid Minor Axis" para anfíboles. Se generaron curvas CSD clásicas para cada sección delgada y fase mineral, aplicando regresiones lineales por segmentos para obtener pendientes ( $m$ ) e interceptos ( $\ln(n^0)$ ) con  $R^2 > 0.80$  y  $0.90$ .

Se interpretaron los datos obtenidos mediante el método CSD y se integraron con las condiciones de cristalización (presión y temperatura) de las fases minerales principales reportadas por *Pinzón et al. (2018)*. Los fenocristales de plagioclasa (332 años) y anfíbol (178 años), se asocian con la zona definida entre 13.2 y 9 km de una cámara magmática somera; las plagioclasas posiblemente también asociadas al reservorio magmático profundo (20-30 km), mientras que los granos finos de plagioclasa (2.83 años) y anfíbol (5.71 años) se interpretan como el resultado de un ascenso relativamente rápido de la zona definida de los fenocristales a otra entre 7.2 y 4.6 km de profundidad de esta misma cámara somera.

## 10. Recomendaciones y limitaciones

La mayoría de los datos CSD se obtienen en dos dimensiones (secciones delgadas), pero la teoría requiere volúmenes en 3D. La conversión estereológica es compleja y a menudo asume que todos los cristales tienen una forma tridimensional promedio constante (un único factor de forma). Sin embargo, en la naturaleza, la forma de los cristales suele cambiar a medida que crecen

(por ejemplo, pasando de tabulares a prismáticos), lo que puede introducir errores en las curvas finales (Higgins, 2000).

Efectos de truncamiento, ocurre en los tamaños de cristales más pequeños debido a los límites de resolución del microscopio o del análisis de imagen, lo que provoca una caída artificial en la gráfica al no poder detectar los microlitos más diminutos o los tamaños más grandes debido a la limitación física del área de una sección delgada estándar. Los fenocristales grandes son escasos, y si el área analizada es pequeña, la estadística para estos tamaños pierde fiabilidad, aplanando artificialmente la curva (Armienti, 2008).

La teoría clásica de CSD asume condiciones de estado estacionario y tasas de crecimiento ( $G$ ) constantes. Sin embargo, en sistemas naturales los magmas sufren enfriamientos variables, descompresión, mezcla de magmas e interacciones complejas. Por esto, la determinación cuantitativa exacta de las tasas de nucleación ( $J$ ) y crecimiento, así como los tiempos de residencia, debe tomarse con precaución y a menudo representan solo "estimaciones máximas" (Zellmer et al., 1999).

El estado de la roca es determinante para la calidad del análisis. Como se evidenció en una de las secciones delgadas (CH4; donde no se pudo distinguir los bordes de las plagioclasas y demás), tuvo que ser descartada debido a alteración que dificultó la identificación y segmentación adecuada de los cristales, afectando la confiabilidad de las mediciones.

El análisis CSD no debe interpretarse de forma aislada. Se recomienda combinar los hallazgos texturales con análisis geoquímicos de roca total y, si es posible, datos isotópicos (como isótopos de Sr), además de otros análisis que permitan recopilar más información sobre la muestra. Esta integración permite corroborar correlaciones estratigráficas, confirmar si hubo mezcla de

magmas y validar las estimaciones de los tiempos de residencia, reduciendo así la ambigüedad que puede tener una curva CSD por sí sola (Armienti et al., 2007).

### Referencias Bibliográficas

- Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., & Mora, H. (2007). Strike-slip deformation within the Colombian Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, 272(1), 303–319. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.16>
- Alarcón, E., Murcia, H., Borrero, C., & Arnosio, M. (2020). Evidence for welding of a block and ash pyroclastic flow deposit: the case of Cerro Bravo Volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 82(1). <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1334-5>
- Alvarez, J. (1983). Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los Intrusivos Granitoides MesoCenozoicos. *Boletín Geol. Ingeominas*. 26. 1-175. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol26.2.1983.53>
- Arango-Palacio, E., Robayo, C.F., Chica, P.A. (2017). Caracterización geomorfológica y morfometría del volcán Cerro Bravo, Tolima-Colombia. [Specialization thesis, Universidad de Manizales, Colombia, p. 140].
- Armienti, P., Francalanci, L., & Landi, P. (2007). Textural effects of steady state behaviour of the Stromboli feeding system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(1–2), 86–98. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.05.004>
- Armienti, P., Pareschi, M. T., Innocenti, F., & Pompilio, M. (1994). Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(4), 402–414. <https://doi.org/10.1007/bf00320974>
- Armienti, P. (2008). Decryption of Igneous Rock Textures: Crystal Size Distribution Tools. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 623–649. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.16>

- Audemard, F. A. (2001). Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology*, 23(2-3), 431–453. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(00\)00116-4](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(00)00116-4)
- Audemard, F. A., Romero, G., Rendon, H., & Cano, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4), 181–233. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.08.001>
- Barrero, D., Vesga, C.J., (1976). Mapa geológico del Cuadrángulo K-9 Armero y mitad sur del Cuadrángulo J-9 La Dorado. Escala 1:100000. INGEOMINAS, Bogotá, pp.133.
- Best, M. G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology* second edition. Blackwell Science Ltd.
- Best, M. G., & Christiansen, E. H. (1997). Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1), 63–73. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0063:oobpia>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0063:oobpia>2.3.co;2)
- Billon, M., Vander Auwera, J., Namur, O., *et al.* (2025). Plagioclase crystal size distributions, growth and nucleation rates in an anhydrous arc basaltic andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 180, 26. <https://doi.org/10.1007/s00410-025-02213-9>
- Blundy, J., & Cashman, K. (2001). Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(6), 631–650. <https://doi.org/10.1007/s004100000219>
- Blundy, J., & Cashman, K. (2008). Petrologic Reconstructions of Magmatic System variables and processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69: 179-239.

- Bohórquez, O. P., Monsalve, M. L., Velandia, F., Gil, F., & Mora, H. (2005). Marco tectónico de la cadena volcánica más septentrional de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín de Geología*, 27, 56-71.
- Borrero P., C. A., & Naranjo H., J. L. (1990). Casabianca Formation: A Colombian example of volcanism-induced aggradation in a fluvial basin. En S. N. Williams (Ed.), *Nevado del Ruiz Volcano, Colombia*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4), 253–267.
- Bowen, N. L. (1928). *La evolución de las rocas ígneas*. Dover.
- Brown, M. (1994). The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36(1-2), 83–130. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90009-4)
- Browne, B., & Szramek, L. (2015). Rates of Magma Ascent and Storage. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 203–214. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00009-2>
- Brugger, C. R., & Hammer, J. E. (2010). Crystallization Kinetics in Continuous Decompression Experiments: Implications for Interpreting Natural Magma Ascent Processes. *Journal of Petrology*, 51(9), 1941–1965. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq044>
- Burgisser, A., & Degruyter, W. (2015). Magma Ascent and Degassing at Shallow Levels. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 225–236. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00011-0>
- Bustos, E., Arnosio, M., Murcia, H., Arango Palacio, E., & Gómez-Vasconcelos, M. G. (2023). Volcanic evolution through geomorphological mapping: A case study of Cerro Bravo volcano (Colombia). *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104472. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104472>

- Cashman, K. V. & Marsh, B. D. (1988). Crystal Size Distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi Lava Lake. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 292-305. <https://doi.org/10.1007/BF00375363>
- Cashman, K., Sturtevant, B., Papale, P., & Navon, O. (2000). Magmatic Fragmentation. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer & J. Stix (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes* (2nd ed., pp. 421–430). Academic Press, San Diego.
- Cashman, K. V., & Scheu, B. (2015). Magmatic Fragmentation. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 459–471. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00025-0>
- Chacón Ortiz, Z., Monsalve, M. L., Castaño, L. M., & Rodríguez, Y. (2023). Informe técnico. Anomalía de temperatura y salida de gases en el flanco suroriental del Complejo Volcánico Cerro Bravo. Servicio Geológico Colombiano.
- Cortés, M., & Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1-4), 29–58. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.020>
- Cortés, M., Angelier, J., & Colletta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24(1), n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2003tc001551>
- Dufek, J., Huber, C., Karlstrom, L., & Fagents, S. A. (2013). Magma chamber dynamics and thermodynamics. *Modeling Volcanic Processes*, 5–31.
- Evans, B. W., Hattori, K., & Baronnet, A. (2013). Serpentinite: What, Why, Where? *Elements*, 9(2), 99–106. <https://doi.org/10.2113/gselements.9.2.99>

- Fandiño, J. H. (2020). Geometría de subducción de la placa de Nazca bajo el noroeste de Suramérica, a partir del análisis de microsismicidad reciente [Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia].
- Fink, J. H., & Griffiths, R. W. (1998). Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: Insights from laboratory models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B1), 527–545. <https://doi.org/10.1029/97jb02838>
- García-Delgado, H., Velandia, F., Bermúdez, M. A., & Audemard, F. (2022). The present-day tectonic regimes of the Colombian Andes and the role of slab geometry in intraplate seismicity. *International Journal of Earth Sciences*, 111(7), 2081–2099. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02227-9>
- Ginibre, C., Wörner, G., & Kronz, A. (2002). Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(3), 300–315. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0351-z>
- Gómez, J. & Montes, N.E. (Comp.). (2020). Mapa Geológico de Colombia 2020. Escala 1:1.000.000. Servicio Geológico Colombiano, 2 hojas. Bogotá.
- Gonnermann, H. M. (2015). Magma Fragmentation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43(1), 431–458. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105206>
- Grove, T. L., Till, C. B., & Krawczynski, M. J. (2012). The Role of H<sub>2</sub>O in Subduction Zone Magmatism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1), 413–439. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105310>

- Hammer JE, Cashman KV, Hoblitt RP, Newman S (1999). Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bull Volcanol* 60:355–380. <https://doi.org/10.1007/s004450050238>
- Herd, D.G. (1982). Glacial and volcanic geology of the Ruiz - Tolima volcanic complex, Cordillera Central, Colombia. INGEOMINAS Bogotd Publ. Geol. Esp. 8.
- Higgins, M.D. (1996): Magma dynamics beneath Kameni Volcano, Greece, as revealed by crystal size and shape measurements. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70: 37-48.
- Higgins, M.D. (2000). Measurement of Crystal Size Distributions. *American Mineralogist*, 85, 1105-1116.
- Higgins, M.D. & Roberge, J. (2003): CSD of plagioclase and amphibole from Soufriere Hills volcano, Montserrat: evidence for dynamic crystallization, textural coarsening cycles. *Journal of Petrology*, 44 (8): 1401-1411.
- Johnson, M. C., Anderson Jr., A. T., & Rutherford, M. J. (1994). Chapter 8. PRE-ERUPTIVE VOLÀTILE CONTENTS OF MAGMAS. *Volatiles in Magmas*, 281–330. <https://doi.org/10.1515/9781501509674-014>
- Kerrick, D. (2002). GEOLOGY: Serpentinite Seduction. *Science*, 298(5597), 1344–1345. <https://doi.org/10.1126/science.298.5597>
- Lescinsky, D.T. (1990). Geology, Volcanology, and Petrology of Cerro Bravo, a Young, Dactic, Stratovolcano in West-Central Colombia. MSc Thesis. Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College. EE. UU. Department of Geology and Geophysics.
- Londoño, J. (2016). Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín volcanic complex, central Colombia. Implications for future volcanic activity at Nevado

- del Ruiz, Cerro Machín and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 156-168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.003>
- Mangler, M. F., Humphreys, M. C. S., Wadsworth, F. B., Iveson, A. A., & Higgins, M. D. (2022). Variation of plagioclase shape with size in intermediate magmas: a window into incipient plagioclase crystallisation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 177(6). <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01922-9>
- Marsh, B. D. (1988). Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 277-291.
- Marsh, B. D. (1989). Magma Chambers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1), 439–472. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.17.050189.002255>
- Martínez, T., Valencia, R., Ceballos, H., Narváez, M., Pulgarín, A., Correa, T., Navarro, A., Murcia, A., Zuluaga, M., Rueda, G., & Pardo, V. (2014). *Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz. Informe final, Bogotá – Manizales – Popayán. Servicio Geológico Colombiano.*
- Maya, M. y González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín geológico, INGEOMINAS*, 35(2-3), 43-57.
- Metrich, N., & Wallace, P. J. (2008). Volatile Abundances in Basaltic Magmas and Their Degassing Paths Tracked by Melt Inclusions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 363–402. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.10>
- Modjarrad, M. (2015). Crystal Size Distribution of amphiboles from Bezow dacites, Urmia, Iran. *Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie - Abhandlungen*, 276(1), 101–110. <https://doi.org/10.1127/njgpa/2015/0482>

- Monsalve, M.L. (1991). Mapa preliminar de amenaza volcánica del volcán Cerro Bravo. INGEOMINAS. Manizales.
- Monsalve–Bustamante, M.L. (2020). The volcanic front in Colombia: Segmentation and recent and historical activity. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38, p. 97–159. Bogotá.  
<https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.03>
- Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., Fernandes, R. M., Diederix, H., La Fermina, P., Cardona-Piedrahita, L., Lizarazo, S., Peláez-Gaviria, J. R., Díaz-Mila, F., Bohórquez-Orozco, O., Giraldo-Londoño, L., & Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes—A new GPS velocity field. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 76-91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002>
- Murcia, H., Borrero, C., & Németh, K. (2018). Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes' volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.013>
- Nelson, S. T., & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11–12), 1242–1249.
- Okumura, S., Nakamura, M., Uesugi, K., Nakano, T., & Fujioka, T. (2013). Coupled effect of magma degassing and rheology on silicic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 163–170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.056>
- Óladóttir, B.A., Sigmarsson, O., Larsen, G. et al. (2008). Katla volcano, Iceland: magma composition, dynamics and eruption frequency as recorded by Holocene tephra layers. *Bull Volcanol* 70, 475–493. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0150-5>

- Pérez, O. J., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J. R., Hernández, N., Moncayo, C., Hoyer, M., & Kozuch, M. (2001). Velocity field across the Southern Caribbean Plate Boundary and estimates of Caribbean/South-American Plate Motion using GPS Geodesy 1994–2000. *Geophysical Research Letters*, 28(15), 2987–2990. Portico. <https://doi.org/10.1029/2001gl013183>
- Pinzón, C., Echeverri, J.F., Murcia, H., y Schonwalder-Ángel, D. (2018). Petrogénesis y condiciones de cristalización del domo intracratérico del volcán Cerro Bravo, Colombia. *Boletín de Geología*, 40(3), 67-84. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n3-2018004>
- Plank, T., & Langmuir, C. H. (1993). Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362(6422), 739–743. <https://doi.org/10.1038/362739a0>
- Rannou, E., & Caroff, M. (2010). Crystal Size Distribution in Magmatic Rocks: Proposition of a Synthetic Theoretical Model. *Journal of Petrology*, 51(5), 1087–1098. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg012>
- Rayo-Rocha, L., & Zuluaga, C. A. (2011). PROCESOS MAGMÁTICOS EN EL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ: UN ANÁLISIS CUANTITATIVO TEXTURAL. *Boletín De Geología*, 33(2), 59–72.
- Renjith, M. L. (2014). Micro-textures in plagioclase from 1994–1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5(1), 113–126. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.03.006>
- Rocchi, S., & Breikreuz, C. (2017). Physical Geology of Shallow-Level Magmatic Systems—An Introduction. *Advances in Volcanology*, 1–10. [https://doi.org/10.1007/11157\\_2017\\_32](https://doi.org/10.1007/11157_2017_32)

- Rupke, L. (2004). Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1-2), 17–34. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.018>
- Rutherford, M. J., & Hill, P. M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B11), 19667–19685. Portico. <https://doi.org/10.1029/93jb01613>
- Sigurdsson, H., Houghton, B. F., & Ballard, R. D. (2000). *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press.
- Singer, B. S., Dungan, M. A., & Layne, G. D. (1995). Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *American Mineralogist*, 80(7–8), 776–798. <https://doi.org/10.2138/am-1995-7-815>
- Sparks, RSJ. (1993). Magma generation in the earth. In C. Hawkesworth, & C. Wilson (Eds.), *Understanding the Earth* (pp. 91 - 114). Cambridge University Press.
- Sparks, RSJ. (1997). Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 177–189. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(97\)00109-x](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(97)00109-x)
- Sparks, R.S.J & Marshall, L.A., (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. In: I. Kushiro (Editor), M. Sakuyama and H. Fukuyama Memorial Volume. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29: 99-124.
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4). <https://doi.org/10.1029/2001rg000108>.

- Tarbuck, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física* (8ª ed.). Pearson Prentice Hall.
- Thouret, J.-C., Murcia, A., Salinas, R., & Vatin-Perignon, N. (1985). Aspectos volcanoestructurales y dinamismo eruptivo reciente de los volcanes Cerro Bravo y Nevado del Tolima, Cordillera Central de Colombia. En *Memorias del VI Congreso Latinoamericano de Geología* (Vol. 1, pp. 269–288).
- Thouret, J.-C. (1999). Volcanic geomorphology—An overview. *Earth-Science Reviews*, 47(1–2), 95–131. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00014-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00014-8)
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America: CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157–171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)
- Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside–albite–anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1–16. <https://doi.org/10.1007/BF01177585>
- Turner, S., & Langmuir, C. (2022). Sediment and ocean crust both melt at subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 584, 117424. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117424>
- Valencia G., Martínez L. M., Monsalve M. L. Galarza J. J. (2022). Mapa de amenaza volcánica del complejo volcánico Cerro Bravo segunda versión memoria– junio de 2022. Manizales.
- Viccaro, M., Giacomoni, P. P., Ferlito, C., & Cristofolini, R. (2010). Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos*, 116(1–2), 77–91. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.012>

- Vivas Cruz, E. (2018). Interpretación de procesos magmáticos aplicando la técnica “Distribución de tamaños de cristales” en rocas del campo volcánico monogenético Villamaría-Termale, Cordillera Central de Colombia. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia. Disponible en: <http://repositorio.uptc.edu.co/handle/001/2544>
- Winter, J. D. (2013). Principles of igneous and metamorphic petrology: Pearson New International Edition.
- Zellmer, G., Blake, S., Vance, D., Hawkesworth, C., and Turner, S. 1999. Plagioclase residence times at two island arc volcanoes (Kameni Islands, Santorini, and Soufriere, St. Vincent) determined by Sr diffusion systematic. *Contribution Mineral Petrology*, 136: 345-345.