

Indicadores petrográficos en inclusiones fluidas en las rocas de domo intracratérico del Volcán
Cerro Bravo

Juana Valentina Mora Amado

Trabajo de Grado para Optar al Título de Geóloga

Director

Dayana Andrea Schonwalder Ángel

Doctora en Geología

Universidad Industrial de Santander

Facultad de ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Geología

Bucaramanga

2026

Agradecimientos

Agradezco a Dios, a mi familia, maestros y compañeros por su apoyo, guía y confianza, pilares esenciales para culminar este trabajo.

Tabla de Contenido

Introducción	9
1 Planteamiento del problema y justificación	10
2 Objetivos	11
2.1 Objetivo general.....	11
2.2 Objetivos específicos	11
3 Marco teórico	12
3.1 Inclusiones fluidas	12
3.1.1 Clasificación de acuerdo con su evolución	16
4 Marco geológico	18
4.1 Petrología del domo intracratérico del Volcán Cerro Bravo.....	21
4.1.1 Condiciones de cristalización (termobarometría).....	22
4.2 Geología estructural	22
5 Metodología	24
5.1 Revisión bibliográfica	24
5.2 Trabajo de campo.....	24
5.3 Preparación de muestras	25
5.4 Análisis e integración de datos	26
6 Resultados	27
6.1 Características texturales.....	27
6.1.1 Texturas macroscópicas y clasificación modal.....	27
6.1.2 Petrografía de secciones delgadas.....	30
6.2 Clasificación tipo de acuerdo con su genética	33
6.2.1 Inclusiones fluidas primarias.....	33

6.2.2	Inclusiones fluidas secundarias	35
6.3	Características de modificación en inclusiones fluidas	38
7	Discusión	41
8	Conclusiones	45
9	Recomendaciones.....	47
	Referencias bibliográficas	48
	Ápndice.....	58

Lista de Figuras

Figura 1 Representación de la clasificación de acuerdo con el número de fases presentes 11

Figura 2 Representación de la zona de atrapamiento de inclusiones fluidas primarias y secundarias.....14

Figura 3 Mapa geológico de la zona de estudio18

Figura 4 Vista panorámica del volcán Cerro Bravo desde el sector El Once en la vía Manizales-Mariquita. 19

Figura 5 Mapa de fallas y lineamientos principales en la zona de estudio 22

Figura 6 Texturas macroscópicas27

Figura 7 Clasificación modal según Streckeisen (1976) de las rocas del domo intracratérico del Volcán Cerro Bravo 29

Figura 8 imágenes representativas de la sección VCBSD-4.2. 31

Figura 9 Inclusiones fluidas primarias alineadas a zonación en fenocristales de plagioclasa.33

Figura 10 Inclusiones fluidas primarias aisladas en fenocristales de plagioclasa sin zonación 36

Figura 11 Inclusiones fluidas secundarias organizadas en estelas y asociadas a fractura 35

Figura 12 Inclusiones fluidas secundarias trifásicas 37

Figura 13 Inclusiones fluidas con decrepitación 38

Figura 14 Inclusiones fluidas con estiramiento..... 39

Lista de tablas

Tabla 1 Estación, muestras y coordenadas del Volcán Cerro Bravo.....	24
Tabla 2 Propiedades macroscópicas de las muestras estudiadas	26
Tabla 3 Recálculo en cuarzo y plagioclasa para la clasificación modal de cada muestra	34

Resumen

Título: Indicadores petrográficos en inclusiones fluidas en las rocas de domo intracrático del Volcán Cerro Bravo*

Autor: Juana Valentina Mora Amado**

Palabras Clave: Cerro Bravo; inclusiones fluidas; procesos geológicos; sistemas magmáticos.

Descripción:

Este trabajo presenta un análisis petrográfico integrado del domo intracrático del Volcán Cerro Bravo, basado en microscopía óptica y en la caracterización morfológica y tipológica de inclusiones fluidas, con el fin de reconstruir la evolución del sistema magmático-hidrotermal. La metodología incluyó el análisis de muestras de mano, el conteo modal de 500 puntos en secciones delgadas y la caracterización petrográfica de inclusiones fluidas, lo que permitió determinar la mineralogía, reconocer cambios texturales y documentar evidencias de procesos magmáticos.

Los resultados evidencian la presencia de dos grupos principales de inclusiones fluidas: (1) inclusiones primarias, asociadas a zonación oscilatoria en cristales de plagioclasa, y (2) inclusiones secundarias, alojadas en plagioclasas con textura de tamiz y en sistemas de fracturas. Asimismo, la mineralogía analizada presenta texturas de desequilibrio, tales como coronas de reacción, bahías de corrosión y bordes corroídos, que reflejan condiciones de inestabilidad relacionadas con variaciones de presión, temperatura y composición del sistema. En conjunto, estas evidencias permiten interpretar una evolución del sistema desde condiciones magmáticas profundas hacia niveles someros, seguida por una transición a una etapa de circulación hidrotermal tardía.

*Trabajo de Grado

**Facultad de Físicoquímicas. Escuela de Geología. Directora Dayana Andrea Schonwalder, Geóloga, PhD

Abstract

Title: Petrographic indicators in fluid inclusions in the intracrater dome rocks of the Cerro Bravo Volcano*

Author: Juana Valentina Mora Amado **

Keywords: Cerro Bravo; fluid inclusions; geological processes; magmatic systems.

Description:

This work presents an integrated petrographic analysis of the intracrater dome of Cerro Bravo Volcano, based on optical microscopy and the morphological and typological characterization of fluid inclusions, in order to reconstruct the evolution of the magmatic- hydrothermal system. The methodology included the analysis of hand samples, modal counting of 500 points in thin sections, and the petrographic characterization of fluid inclusions, which allowed for the determination of mineralogy, the recognition of textural changes, and the documentation of evidence of magmatic processes.

The results show the presence of two main groups of fluid inclusions: (1) primary inclusions, associated with oscillatory zoning in plagioclase crystals, and (2) secondary inclusions, hosted in sieve-textured plagioclase and in fracture systems. Furthermore, the analyzed mineralogy exhibits disequilibrium textures, such as reaction crowns, corrosion bays, and corroded rims, which reflect instability conditions related to variations in pressure, temperature, and composition of the system. Taken together, this evidence allows us to interpret an evolution of the system from deep magmatic conditions to shallow levels, followed by a transition to a late hydrothermal circulation stage.

*Bachelor Thesis

**Faculty of Physico-Chemical Engineering. School of Geology. Thesis advisor Dayana Andrea Schonwalder, Geologist, PhD

Introducción

El presente trabajo estudia la clasificación modal macroscópica, la petrografía de secciones delgadas y secciones doblemente pulidas con el propósito de caracterizar las rocas del domo intracratérico del Volcán Cerro Bravo y analizar la evolución de los fluidos atrapados durante la cristalización mineral. A través del estudio de inclusiones fluidas, se busca reconocer con petrografía variaciones en la forma y estructura que indiquen cambios de presión, temperaturas registradas en el sistema, así como identificar los procesos de modificación posteriores a su atrapamiento (Roedder, 1984; Shepherd, 1985).

Este estudio es importante porque las inclusiones fluidas son un registro de las condiciones fisicoquímicas presentes durante la formación de los minerales que nos permiten evaluar los cambios ocurridos en el sistema hidrotermal asociado al domo (Bodnar, 2003; Pirajno, 2009). Su análisis brinda información clave para comprender la estabilidad y cambios del sistema, además de la evolución de los paleofluidos y los procesos geológicos que afectaron al domo desde su formación hasta su exposición (Goldstein, 2001; Pirajno, 2009).

Esto, se realizó mediante la recolección y caracterización macroscópica de las rocas del domo intracratérico, seleccionando las zonas mejor preservadas para la elaboración de secciones delgadas y la determinación de su clasificación modal. Posteriormente, se identificaron los minerales huéspedes de inclusiones fluidas y se prepararon secciones doblemente pulidas para describirlas, evaluando su evolución petrográfica y reconocer posibles procesos de modificación asociados a cambios en su estabilidad

La información obtenida se interpretó mediante petrografía óptica, considerando las características texturales y los cambios observados en las inclusiones con el fin de reconstruir las condiciones del sistema durante la formación del domo intracratérico del Volcán Cerro Bravo.

1 Planteamiento del problema y justificación

Las inclusiones fluidas corresponden a volúmenes de paleofluidos confinados en minerales durante su crecimiento o por eventos posteriores de microfracturamiento, los cuales conservan información sobre las condiciones fisicoquímicas del sistema al momento de su atrapamiento, particularmente variaciones de presión, temperatura y composición (Mangas y Sierra, 1991). Su análisis constituye una herramienta para reconstruir la dinámica interna del magma, los procesos de enfriamiento y la interacción con fluidos magmáticos e hidrotermales que sirven para caracterizar la evolución de un sistema volcánico (Lowenstern, 2003).

Para el domo intracratérico del Volcán Cerro Bravo no se dispone de estudios petrográficos detallados de inclusiones fluidas, lo que genera una brecha en el entendimiento de los procesos geológicos asociados a su formación. Este vacío limita la identificación de la naturaleza de los paleofluidos, su comportamiento durante el crecimiento de los minerales hospedantes y su contribución a la evolución de sistemas geotérmicos y a su química hidrotermal. En consecuencia, no es posible interpretar adecuadamente la historia magmática que dio origen a las rocas del domo.

A partir de lo anterior, se plantea la siguiente pregunta de investigación: ¿Cuáles son las características petrográficas de las inclusiones fluidas en las rocas del domo intracratérico del Volcán Cerro Bravo y qué información aportan sobre los fluidos magmáticos e hidrotermales involucrados en su formación?

2 Objetivos

2.1 Objetivo general

Evaluar, mediante petrografía óptica, las variaciones morfológicas y la clasificación del tipo de inclusiones fluidas, con el fin de interpretar los cambios ocurridos en el sistema durante la formación del domo intracrático del Volcán Cerro Bravo

2.2 Objetivos específicos

- Describir y clasificar petrográficamente las rocas que conforman el domo intracrático del Volcán Cerro Bravo.
- Identificar los minerales huésped de las inclusiones fluidas mediante el uso de microscopía óptica.
- Clasificar genéticamente las inclusiones fluidas según su etapa de atrapamiento, distinguiendo aquellas formadas durante el crecimiento del mineral y las generadas por fracturación posterior o con base en su relación con los planos de crecimiento.
- Determinar los procesos evolutivos de decrepitación, recristalización y estiramiento a partir de las modificaciones observadas en las inclusiones fluidas.

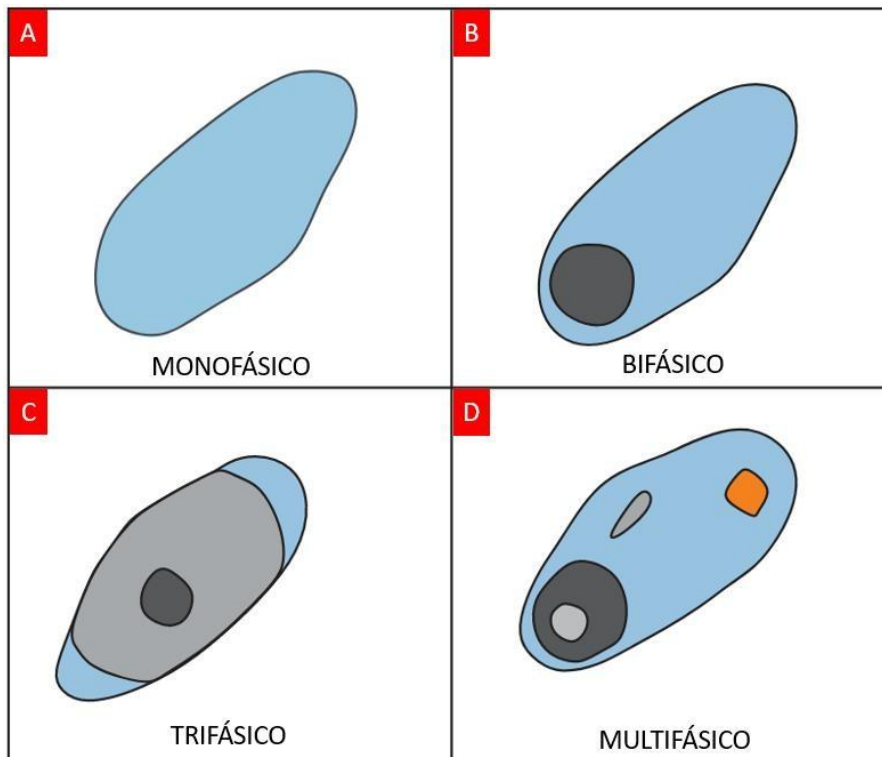
3 Marco teórico

3.1 Inclusiones fluidas

Según Mangas Viñuela y Sierra Sánchez (1991), las inclusiones fluidas corresponden a paleofluidos atrapados en minerales huésped durante su crecimiento cristalino y/o a lo largo de eventos de fracturación posteriores. Estas inclusiones preservan información del sistema en forma de fases líquida, vapor y sólida, y pueden clasificarse como bifásicas, trifásicas o multifásicas, dependiendo del número de fases presentes (Figura 1). Su estudio permite reconstruir los procesos geológicos asociados a variaciones de presión, temperatura y composición que afectan la evolución del sistema magmático.

Figura 1

Representación de la clasificación de acuerdo con el número de fases presentes



Nota. Esquema de distribución de fases presentes. A) Monofásica, una sola fase. B) Bifásica, dos fases L + V. C) Trifásica, tres fases L+V+S. D) Multifásica, más de tres fases L+L+V+S. Basado en Mangas Viñuela y Sierra Sánchez (1991).

la formación de inclusiones fluidas primarias o secundarias no depende de procesos geológicos (cristalización fraccionada, desgasificación, recarga magmática) sino del momento de atrapamiento del fluido con respecto al crecimiento del cristal. No obstante, algunos procesos favorecen el atrapamiento de inclusiones primarias, mientras que otros se asocian a inclusiones secundarias o pseudo-secundarias (Van den Kerkhof, 2001; Bodnar, 2003; Samson et al., 2003). En el caso, de inclusiones fluidas primarias (Figura 2) se reconocen petrográficamente por su disposición paralela a los planos de crecimiento del mineral huésped (zonación) y por su distribución dispersa (Roedder, 1984; Reynolds et al, 1994). Un ejemplo de procesos geológicos para la formación de inclusiones fluidas primarias es: cristalización fraccionada, desgasificación magmática y mezcla de magmas (Jerram *et al.*, 2018).

La cristalización fraccionada ocurre cuando un magma comienza a enfriarse durante su almacenamiento en la cámara magmática. A medida que la temperatura disminuye, los minerales cristalizan de forma secuencial según su estabilidad termodinámica (Edmonds y Wallace, 2017). Durante este proceso, el contenido de volátiles disueltos en el magma aumenta progresivamente, por tanto, no son incorporados en las estructuras cristalinas tempranas. Como resultado, el fundido residual se enriquece en H₂O, CO₂, Cl y S, favoreciendo la aparición de una fase fluida incipiente en las etapas avanzadas de cristalización (Wallace, 2005). Si el crecimiento cristalino es relativamente continuo bajo condiciones de presión y temperatura estables, pequeñas porciones

del fluido quedarán atrapadas entre las caras de crecimiento de los cristales, originando inclusiones fluidas primarias (Roedder, 1984; Goldstein & Reynolds, 1994).

La desgasificación magmática se produce por la disminución de la presión durante el ascenso del magma. En condiciones profundas, los volátiles se encuentran disueltos en el magma debido a la alta presión litostática. Sin embargo, al ascender el magma, la solubilidad de los volátiles disminuye, lo que conduce a su exsolución y separación como una fase fluida independiente (Lowenstern, 2003; Edmonds et al., 2014). Los cristales en crecimiento pueden atrapar directamente esta fase fluida, dando origen a inclusiones fluidas primarias bifásicas o trifásicas (líquido-vapor-sólido).

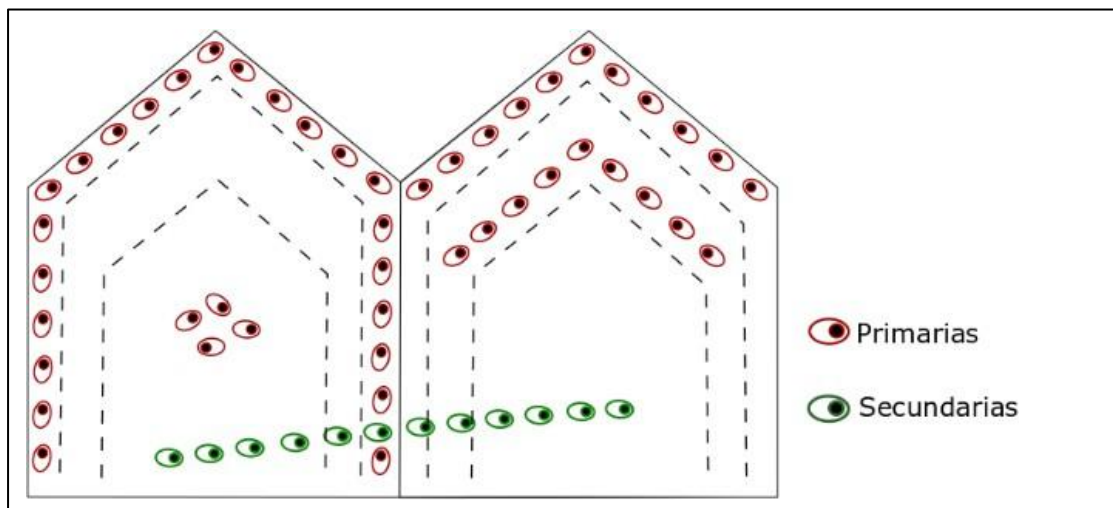
La mezcla de magmas ocurre cuando dos magmas de diferente composición y contenido de volátiles entran en contacto, ya sea dentro de una cámara magmática o durante el ascenso. Generalmente, implica la inyección de un magma más caliente y menos evolucionado en un reservorio que contiene magma más frío y diferenciado (Sparks et al., 1984; Hibbard, 1995). Esto atrapa el fluido al borde de la zonación oscilatoria o inversa dando origen a inclusiones primarias, además, puede formar coronas de reacción y bordes corroídos en minerales como la plagioclasa (Costa et al., 2008).

las inclusiones secundarias (Figura 2) se originan posterior a la cristalización del mineral. Generalmente aparecen en grupos numerosos y alineados en planos asociados a microfracturas que pueden o no atravesar más de un mineral (Roedder, 1984; Reynolds et al., 1994). Un ejemplo de procesos geológicos para la formación de inclusiones fluidas secundarias es la interacción magmática hidrotermal. Ocurre por la liberación continua de fluidos magmáticos ricos en H₂O, CO₂, S y Cl, con una baja densidad, generando un aumento progresivo de la presión de poros en

las rocas circundantes (Hedenquist & Lowenstern, 1994). Al aumentar la presión de poros se produce fracturación hidráulica incrementado la permeabilidad del sistema y la circulación de fluidos (Burnham, C. W, 1979).

Figura 2

Representación de la zona de atrapamiento de inclusiones fluidas primarias y secundarias



Nota. Esquema de distribuciones de inclusiones fluidas de acuerdo con su origen: Primarias (rojo) con morfología ovoidal a regular y secundarias (verde) cortan las zonas de crecimiento. Basado en Goldstein & Reynolds (1994)

Ahora, la modificación de las inclusiones fluidas se puede dar por dos factores: eventos locales o regionales, es decir, por el sistema magmático del volcán como lo explicamos anteriormente o por eventos regionales. En este caso, es importante indicar que la actividad más reciente del volcán Cerro Bravo es de 14.000 años, siendo un domo joven (Lescinsky,1990), con una corta escala temporal desde su formación. Estudios recientes han demostrado que generar modificaciones en la forma y el volumen de inclusiones se da por condiciones de metamorfismo y

deformación, típicas de contextos orogénicos (Touret & Frezzotti, 2003; Diamond, 2003). No obstante, también se indica que eventos tectónicos regionales de bajo grado como sismicidad volcánica, reactivación de fallas, puede generar fracturación en los cristales (Goldstein, 2001). Estos procesos no suelen modificar de manera sustancial la morfología de las inclusiones primarias bien preservadas, pero sí favorecen la formación de inclusiones secundarias o pseudo-secundarias, generalmente alineadas a lo largo de planos de fractura o microfallas del mineral hospedante (Goldstein, 2001; Van den Kerkhof & Hein, 2001; Marshak, 1990).

3.1.1 *Clasificación de acuerdo con su evolución*

Las inclusiones fluidas originalmente atrapadas pueden experimentar modificaciones debidas a diversos procesos posteriores. Estas alteraciones pueden provocar una disminución del volumen interno, cambios morfológicos e incluso la pérdida parcial o total del fluido primigenio (Bodnar et al., 1987; Jensen et al., 1990; Cordiero et al., 1994; Parnell, 1994). Entre los mecanismos de modificación más comunes se encuentran:

La recristalización de sólidos atrapados dentro de las inclusiones puede generar cambios significativos en su morfología, produciendo que el interior de la inclusión adopte geometrías que reproducen la forma del cristal que la contiene (por ejemplo, formas cúbicas, prismáticas típicas del mineral. Este proceso altera la forma y el equilibrio interno de la inclusión (Sánchez et al., 1991).

El estrechamiento es un proceso típico de disolución-precipitación que conlleva la evolución de una inclusión con morfología tubular hacia una serie de inclusiones más pequeñas, inicialmente conectadas entre sí. A medida que la temperatura del fluido disminuye, estas

inclusiones producen cambios, reflejando un reajuste interno del sistema fluido-sólido (Sánchez et al, 1991).

El estrangulamiento o división en dos o más inclusiones es por causa de procesos de separación del fluido originalmente homogéneo durante un enfriamiento lento y por el aumento de la presión interna o disminución de la presión externa. Esto da lugar a inclusiones con diferentes temperaturas de homogeneización (inclusión bifásica "líquido-vapor" se vuelve completamente homogénea "monofásica" al calentarse) y composiciones de fluido distintas respecto a la inclusión original (Reynolds, 2000). Cuando la presión interna aumenta por encima de la resistencia del cristal huésped (*sobrepresión*), se produce una *decrepitación por explosión*. Por el contrario, si la presión externa disminuye de forma considerable (*subpresión*), genera decrepitación por implosión (Mangas y Sierra, 1991).

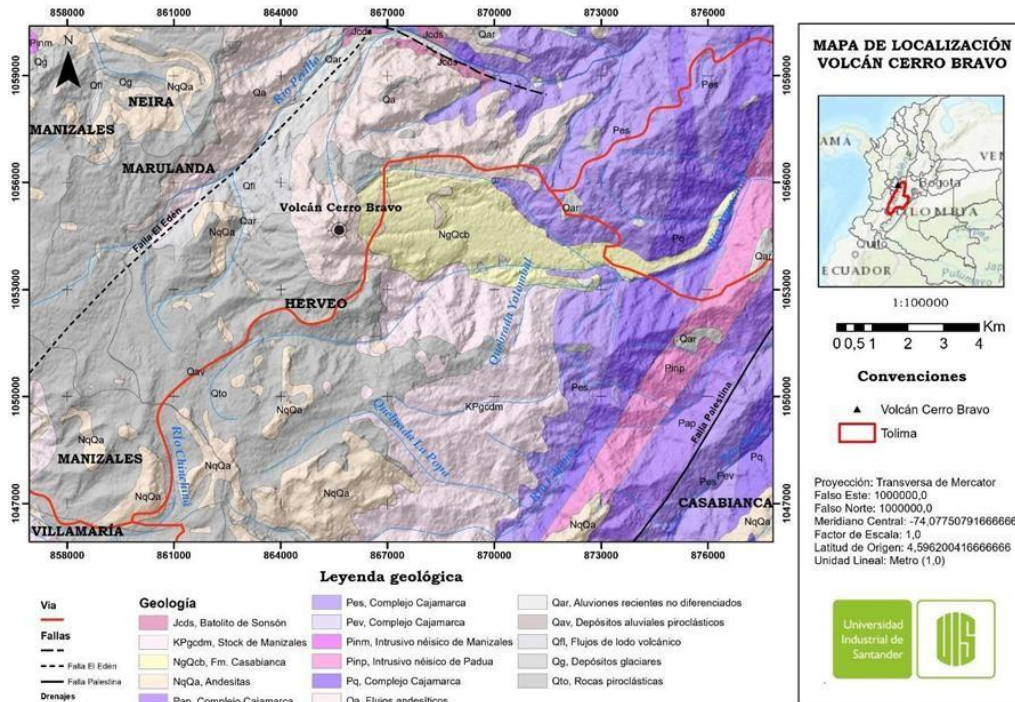
4 Marco geológico

El volcán Cerro Bravo (VCB) se ubica ($5^{\circ} 5' 24''$ N - $75^{\circ} 17' 24''$ O - 4000 msnm) en el departamento del Tolima en el municipio de Herveo sobre la Cordillera Central de Colombia, a una distancia de 150 km al NW de Bogotá y 25 km al E de Manizales (Figura 3). Geológicamente se encuentra en la parte central de la Provincia Volcano Tectónica de San Diego - Cerro Machín (PVTSC) (Martínez et al., 2014). La cual es el resultado de la subducción de la placa Nazca debajo de la placa Sudamericana (Pennington, 1981) y por la colisión de la Placa Suramericana con el Bloque Panamá-Chocó. La PVTSC alberga al menos diez volcanes poligenéticos con un sistema de fallas regionales constituido por el sistema de fallas Villamaría-Termales, la falla Santa Rosa y el sistema de fallas Palestina (Cárdenas et al., 2004; Acosta et al., 2007; Mejía et al., 2012).

El VCB (Fig. 3) es de composición dacítica y andesítica (Lescinsky, 1990), con 7 km de diámetro en su base y un volumen de 22 km^3 (Arango et al., 2017). Su estilo eruptivo es pliniano y efusivo (Bustos *et al.*, 2023), con un índice de explosividad volcánica (VEI), entre 3 y 5 (Valencia *et al.*, 2022). El edificio está construido sobre un basamento de rocas metamórficas Paleozoicas de grado medio a bajo, pertenecientes al Complejo Cajamarca; el cual está intruido por plutones del Paleoceno y Eoceno, incluido el stock de Manizales y el Batolito de El Bosque (Maya y González, 1995; Núñez, 2001; Barrero y Vesga, 1976; Aguirre y López, 2003). Entre las rocas metamórficas, plutónicas y los productos eruptivos se encuentran depósitos volcánicos del Plioceno y Pleistoceno (Formación Casabianca) y flujos de lava indiferenciados formando una meseta (Borrero y Naranjo, 1990).

Figura 3

Mapa geológico de la zona de estudio.



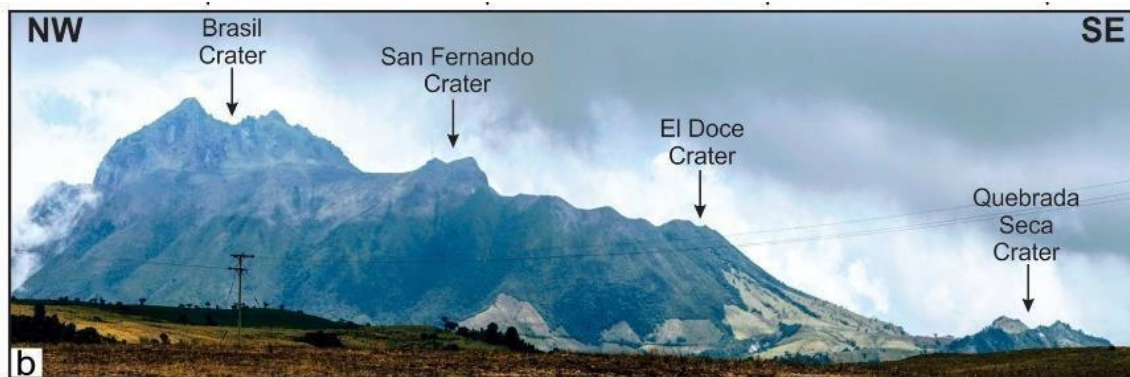
Nota. Modelo digital de elevación tomado de Alaska Satellite Facility (2015). Base cartográfica tomada de la plancha geológica 206 a escala 1:100000 del Servicio Geológico Colombiano (1998), transformado a Dátum MAGNA SIRGAS en 2013.

La construcción del VCB actual (Fig. 4) inició hace 14.000 años sobre flujos de lava del pleistoceno superior 50ka (volcán Cerro Bravo antiguo) (Lescinsky, 1990; Servicio Geológico Colombiano, s.f). De esta fase se reconoce el cráter Quebrada Seca y coladas de lavas intermedias ubicadas en la zona Sur del volcán (Bustos *et al.*, 2023; Calvache *et al.*, 1987; Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991; Monsalve *et al.*, 1992). El cráter Quebrada Seca (Fig. 4) es el primero de cuatro cráteres ubicados de Sur a Norte con una elevación de 3500 msnm, delimitado por el río Aguacatal, por los arroyos Seca y El Doce (al Norte). El segundo cráter es El Doce (Figura. 4) con pendientes

que oscilan entre 35° y 52° , tiene forma de herradura con 1 km de ancho abierto hacia el Noreste, su elevación es de 3700 msnm. El tercer cráter San Fernando (Figura. 4) tiene una estructura semicircular abierta hacia el Noreste, ubicado entre los Valles de Cerro Bravo y Quebrada los Micos, su elevación es de 3900 msnm. El cuarto cráter Brasil (Figura. 4) es la estructura más alta con 4000 msnm con una forma semicircular de 500 metros de ancho abierto hacia el Norte (Bustos *et al.*, 2023).

Figura 4

Vista panorámica del volcán Cerro Bravo desde el sector El Once en la vía Manizales-Mariquita.



Nota. Adaptado de “Volcanic evolution through geomorphological mapping: A case study of Cerro Bravo volcano (Colombia)” (p.5), por E. Bustos *et al.*, 2023, *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104472.

El VCB está compuesto por cuatro edificios volcánicos, ubicados de Sur (más antiguo) a Norte (más joven) respectivamente. Este último se encuentra parcialmente destruido por el colapso de domos intracrátericos, produciendo flujos de escombros (Monsalve, 1991; Arango *et al.*, 2017). Aproximadamente sus 22 eventos eruptivos han transformado la geomorfología del edificio volcánico (Valencia *et al.*, 2022). Hacia el Norte limitado por el río Perrillo (Fig. 4) se observa

acumulación de flujos piroclásticos antiguos. Hacia el Este se encuentra un flujo de lava limitado por escarpes de 2600 msnm hasta 3440 msnm (Arango et al., 2017). Depósitos asociados a columnas eruptivas que se encuentran a los alrededores del volcán dispersados por flujos de aire (Valencia et al., 2022). Formación de un domo en la cima del volcán asociados a su última erupción efusiva (Arango et al., 2017).

4.1 Petrología del domo intracratérico del Volcán Cerro Bravo

El domo intracratérico del Volcán Cerro Bravo está constituido por una mineralogía típica de rocas de composición andesítica a dacítica, dominadas por plagioclasa, hornblenda y biotita, acompañadas por cantidades menores de clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (Pinzón et al., 2020). La plagioclasa es el mineral más abundante y exhibe texturas de zonación normal, inversa y oscilatoria, junto con bordes corroídos y sectores con evidencias de resorción. Estas texturas han sido ampliamente documentadas en magmas de composición intermedia sometidos a fluctuaciones termales y químicas, las cuales originan pulsos alternados de crecimiento y removilización (Ginibre et al., 2002; Nelson y Montana, 1992; Singer et al., 1995). El patrón de zonación oscilatoria sugiere condiciones dinámicas en la cámara magmática, donde episodios de recarga o variaciones en fugacidad de agua alteraron el equilibrio cristal (Pinzón et al., 2020). La hornblenda, por su parte, aparece parcialmente reemplazada por minerales opacos y piroxeno en los bordes. Este tipo de descomposición es común en sistemas donde la hornblenda experimenta descompresión rápida o pérdida significativa de volátiles, lo cual genera inestabilidad bajo temperaturas elevadas (Rutherford y Hill, 1993; Browne y Gardner, 2006). La biotita se encuentra preservada, lo que refuerza la inferencia de un alto contenido de volátiles durante la etapa media del enfriamiento. La estabilidad térmica de la biotita en magmas intermedios implica

temperaturas moderadas y fugacidades de agua elevadas (Scaillet y Evans, 1999), lo cual coincide con las estimaciones termobarométricas presentadas por Pinzón et al., (2020).

4.1.1 Condiciones de cristalización (termobarometría)

Los cálculos termobarométricos realizados por Pinzón *et al.*, (2020) indican que la cristalización ocurrió entre 850 °C y 950 °C, y a profundidades equivalentes a 4–8 km. Estas condiciones son coherentes con la estabilidad de la hornblenda y la biotita en magmas ricos en volátiles y concuerdan con estimaciones experimentales para magmas similares (Blundy y Cashman, 2001; Ridolfi et al., 2010). La presencia simultánea de hornblenda estable y hornblenda parcialmente descompuesta indica que durante el ascenso final o durante el emplazamiento del domo ocurrieron eventos de descompresión rápida, posiblemente vinculados a desgasificación intensa o pérdida de presión dentro del reservorio. Este comportamiento está ampliamente reconocido en domos dacíticos activos (Humphreys et al., 2008).

4.2 Geología estructural

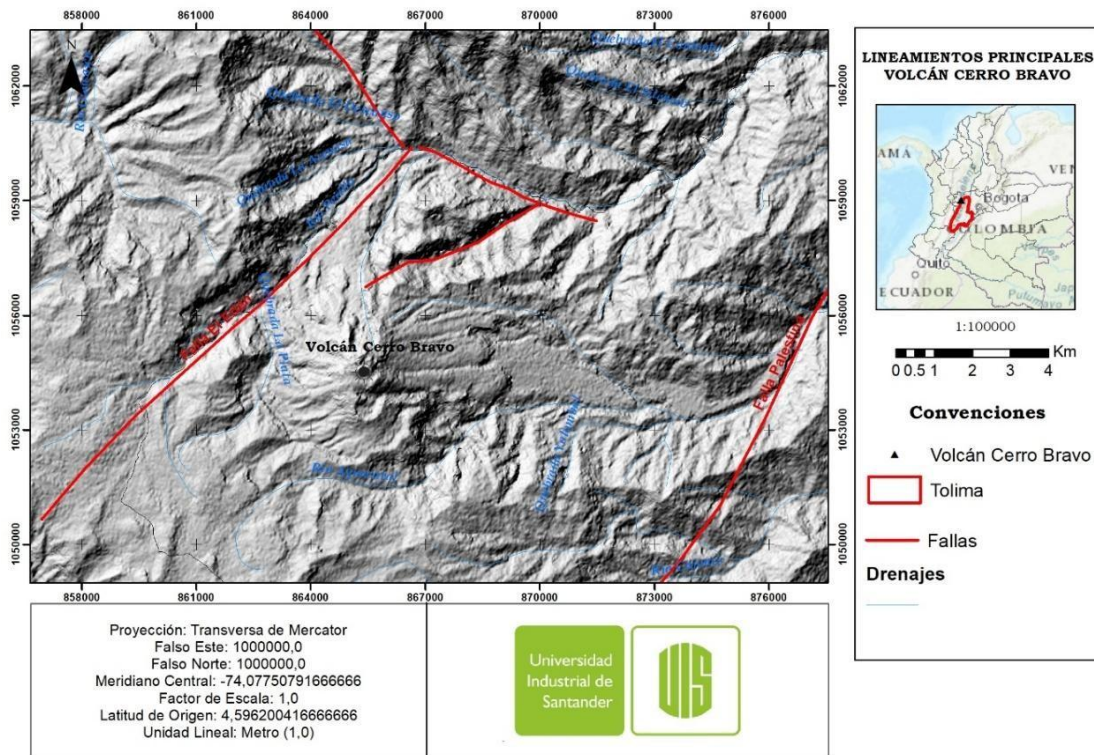
De acuerdo con Bohórquez *et al.* (2005), la zona de estudio presenta tres tendencias principales de fallas y lineamientos en sentidos N-S, NW-SE y NE-SW, controladas por un régimen de esfuerzos compresivo durante el Cuaternario. Los lineamientos que afectan el área del Volcán Cerro Bravo presentan cinemáticas dextral (en sentidos NE-SW y ENE-WNW) e inversa sinistral (sentido NW-SE). Existen tres fallas principales en los márgenes del Volcán Cerro Bravo con rumbos NW-SE (margen norte), NE-SW (límite noroeste, Falla El Edén) y NNE-SSW (Falla Palestina, al sureste del Volcán Cerro Bravo) (Núñez, 2001; Bohórquez et al., 2005; Murcia et al., 2023) (Figura. 5). Acosta et al., (2007) afirman que la deformación en rumbo a lo largo de la Cordillera Central generó fallas activas y reactivó fallas con tendencia NW, que posiblemente

afectaron la estructura en cola de caballo de la Falla Palestina y que controlan el magmatismo Cuaternario en el extremo sur del sistema, produciendo una migración del Este hacia el Sur.

En cuanto a las manifestaciones termales, éstas se encuentran principalmente en el área de influencia de los volcanes más activos, es decir, el Nevado del Ruiz, Nevado del Tolima, Cerro Bravo y Cerro Machín, en su mayoría cerca a la Falla de Santa Rosa y el lineamiento Armenia.

Figura 5

Mapa de fallas y lineamientos principales en la zona de estudio



Nota. Las fallas principales Palestina y el Edén tienen una tendencia NE-SW y una cinemática dextral. Por otro lado, los lineamientos al norte del Volcán Cerro Bravo en sentido NW-SE tienen una cinemática sinistral, de acuerdo con Bohórquez et al., (2005).

5 Metodología

5.1 Revisión bibliográfica

Se recopiló información estructural y estratigráfica del Volcán Cerro Bravo, así como el estado del arte sobre análisis y cambios petrográficos en inclusiones fluidas.

5.2 Trabajo de campo

El objetivo de la salida de campo fue reconocer las unidades litológicas recientes del Volcán Cerro Bravo y recolectar muestras orientadas para el análisis petrográfico e inclusiones fluidas.

La salida se realizó en enero de 2024. El recorrido inició en la ciudad de Manizales, tomando la vía a Letras hasta llegar al sector conocido como El 12. Se ingresó por el sendero que conduce a la entrada principal del volcán. Desde este punto, el ascenso hasta la cima del Volcán tuvo una duración aproximada de tres horas, alcanzando una altitud máxima de 4040 m s. n. m. El trayecto presentó una pendiente pronunciada, con sectores de acceso moderado y condiciones propias de un ecosistema de bosque de niebla, caracterizado por alta humedad y baja visibilidad debido a la neblina. Las muestras se extrajeron con martillo geológico y porra, seleccionando material fresco, con mínimos signos de oxidación o erosión, y donde fuera posible identificar mineralización y rasgos de alteración. Cada muestra fue rotulada e introducida en bolsas marcadas con su respectivo código (Tabla 1).

Tabla 1

Estación, muestras y coordenadas del Volcán Cerro Bravo

Estación	Muestra	X	Y	Z
VCB2024-D1	VCB2024-D1.1	N05° 05' 12.2"	W075° 17' 38.2"	3850 m.s.n.m
	VCB2024-D1.2			
	VCB2024-D1.3			
VCB2024-D2	VCB2024-D2.1	N05° 05' 12.8"	W075° 17' 31.3"	3910 m.s.n.m
	VCB2024-D2.2			
	VCB2024-D2.3			
VCB2024-D3	VCB2024-D3.1	N05° 05' 19.2"	W075° 17' 35"	3989 m.s.n.m
	VCB2024-D3.2			
	VCB2024-D3.3			
VCB2024-D4	VCB2024-D4.1	N05° 05' 19"	W075° 17.32' 38"	4010 m.s.n.m
	VCB2024-D4.2			
	VCB2024-D4.3			

Nota. En el apartado “Muestra” cada nombre indica la cantidad de muestras que se tomaron, es decir en la “Estación” VCB2024-D1 se recolectaron cuatros muestras.

5.3 Preparación de muestras

En primer lugar, se realizó la descripción macroscópica por parada, registrando características como color, textura, estructura, mineralogía visible y grado de alteración. Este análisis permitió la clasificación de las rocas y la selección de fragmentos representativos para su estudio petrográfico.

Posteriormente, las zonas seleccionadas para el recorte y elaboración de láminas delgadas fueron enviadas al Laboratorio de Petrografía del Parque Tecnológico de Guatiguará, de la Universidad Industrial de Santander. Se escogieron dos muestras representativas de las cuatro estaciones para realizar las secciones delgadas. El análisis petrográfico se efectuó con microscopio de luz transmitida a través de un conteo modal de 500 puntos registrado en el software Excel que ayudó a la identificación de minerales esenciales, accesorios, texturas, y áreas con mayor concentración

de inclusiones fluidas. Estas zonas fueron marcadas sobre las láminas delgadas con grafo y registradas mediante fotografía digital.

Finalmente, las zonas previamente marcadas fueron recortadas y procesadas para la elaboración de secciones doblemente pulidas en el mismo laboratorio. Por cada estación se sacó una sección doblemente pulida. El análisis de inclusiones fluidas se realizó teniendo en cuenta a que estación correspondía la muestra. Mediante la observación de los cristales seleccionados las inclusiones fueron clasificadas de acuerdo con su origen (primarias, secundarias y pseudosecundarias), número de fases (bifásicas y trifásicas), morfología y distribución.

5.4 Análisis e integración de datos

El análisis e integración de datos se realizó a partir de la información obtenida en campo, la descripción petrográfica y el estudio de inclusiones fluidas. Se integraron los resultados macroscópicos y microscópicos con las variaciones observadas en las inclusiones fluidas, con el propósito de interpretar el comportamiento y la evolución del sistema asociado al Volcán Cerro Bravo.

6 Resultados

6.1 Características texturales

6.1.1 Texturas macroscópicas y clasificación modal

Las rocas estudiadas son de color grisáceo, con tonalidades amarillentas en las zonas de oxidación. Tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (26-38%) y hornblenda (17-29%) incrustados en una matriz de grano fino compuesta por vidrio, plagioclasa y cuarzo. Los fenocristales de plagioclasa se presentan en tonos crema, con forma tabular (Figura 6A) y un tamaño de grano de entre 2 -17 mm. La hornblenda tiene una forma alargada y tabular (Figura 6B) con un tamaño de grano entre 2 -7 mm, su color es negro con brillo vítreo. Por otro lado, su grado de oxidación (Figura 6C) es variado como se observa en la tabla 2 donde nos indica que las muestras D1.1, D1.3, D2.1 y D4.1 no presentan oxidación, mientras que las demás sí.

Tabla 2

Propiedades macroscópicas de las muestras estudiadas

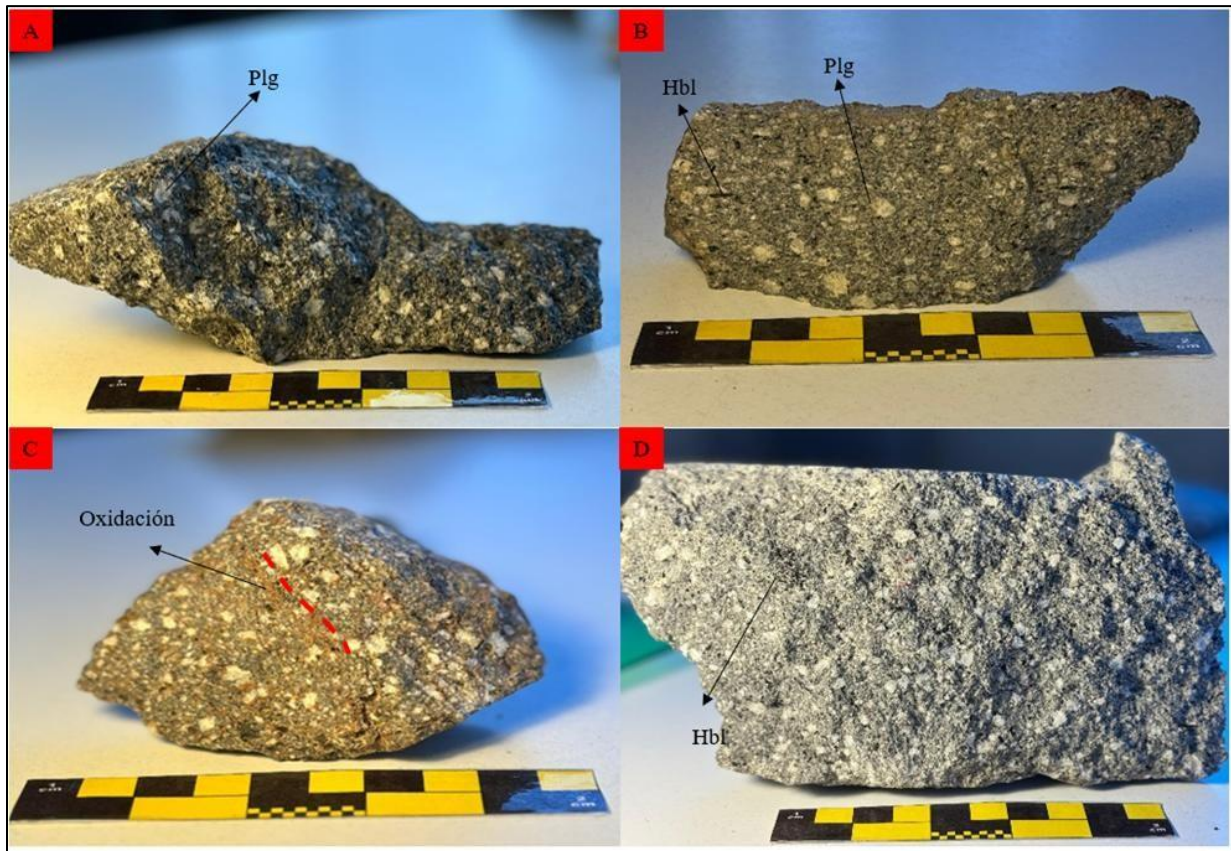
Muestra	Fenocristales de Plg (mm)	Fenocristales de Hbl (mm)	Oxidación	%Plg	%Hbl	%Qtz	%Matriz
VCB2024-D1.1	2-6	2-5	NO	35	32	10	23
VCB2024-D1.2	2-7	2-3	SI	38	36	8	18
VCB2024-D1.3	2-6	1-4	NO	36	34	6	24
VCB2024-D2.1	2-7	1-5	NO	36	33	11	20
VCB2024-D2.2	2-5	1-3	SI	34	32	13	21
VCB2024-D2.3	1-4	1-5	SI	35	29	12	24
VCB2024-D3.1	2-6	1-6	SI	35	33	14	18
VCB2024-D3.2	2-5	1-4	SI	38	32	13	17
VCB2024-D3.3	2-17	1-3	SI	36	31	13	20
VCB2024-D4.1	2-7	2-4	NO	33	29	14	24
VCB2024-D4.2	2-8	1-7	SI	35	33	10	22
VCB2024-D4.3	2-6	1-3	SI	37	31	11	21

Nota. Abreviaciones mineralógicas: Plagioclasa (Pg), hornblenda (Hbl), Cuarzo (Qtz).

De acuerdo con Streckeisen, (1976) para la clasificación de las rocas según su composición mineralógica modal, se recalculan los porcentajes de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y feldespatoideos normalizados al 100%. En la tabla 2 se identifican cristales de hornblenda, cuarzo y plagioclasa. Éstos dos últimos se utilizan para hacer el recálculo en la tabla 3, indicando que las muestras D1.2, D1.3, y D.4.3 (Figura 7) se clasifican como andesitas, mientras que las demás muestras estudiadas se clasifican como dacitas.

Figura 6

Texturas macroscópicas.



Nota. Se muestran cuatro muestras representativas. A) Textura porfiríticas en rocas de color gris oscuro, muestra VCB2024-D1.3. B) Fenocristales de hornblenda tabular y plagioclasa, muestra VCB2024-D2.2. C) Zonas con oxidación, muestra VCB2024-D3.1 D) Textura porfiríticas en rocas de color gris claro, muestra VCB2024-D4.3.

Tabla 3

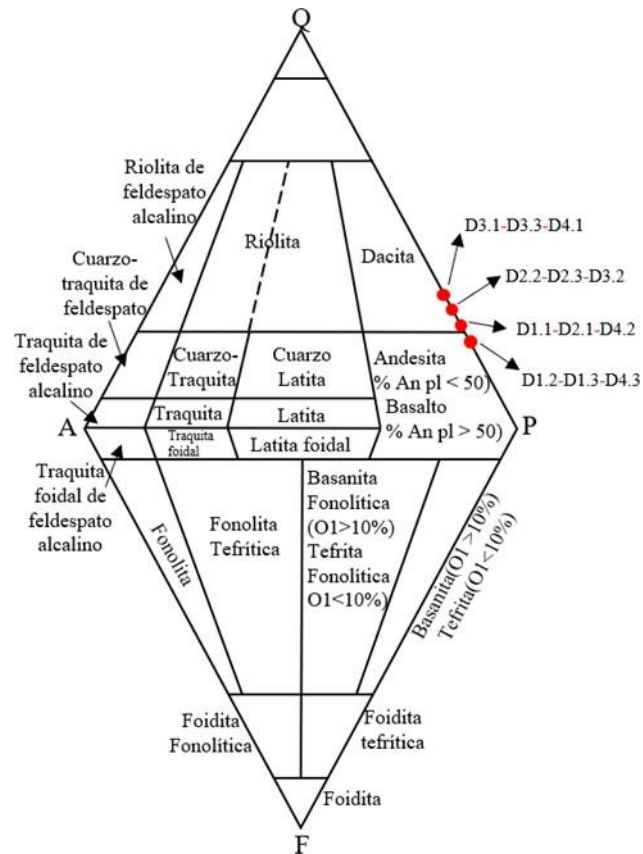
Recálculo en cuarzo y plagioclasa para la clasificación modal de cada muestra

Muestra	%Rec Plg	%Rec Q
VCB2024-D1.1	77.88	22.2
VCB2024-D1.2	82.61	17.3
VCB2024-D1.3	85.71	14.2
VCB2024-D2.1	76.60	23.4
VCB2024-D2.2	72.34	27.6
VCB2024-D2.3	74.47	25.3
VCB2024-D3.1	71.43	28.5
VCB2024-D3.2	74.51	25.4
VCB2024-D3.3	73.47	26.5
VCB2024-D4.1	70.21	29.7
VCB2024-D4.2	77.88	22.2
VCB2024-D4.3	82.22	17.7

Nota: Abreviaciones mineralógicas: Plagioclasa (Pg), hornblenda (Hbl).

Figura 7

Clasificación modal según Streckeisen (1976) de las rocas del domo intracrático del Volcán Cerro Bravo.



6.1.2 Petrografía de secciones delgadas

Las secciones analizadas muestran características muy similares entre sí (Anexo 1), por lo que en esta sección solo se describe la muestra VCBSD-4.2 como la representativa. La roca (Figura 8) presenta una textura holocristalina porfídica con matriz microlítica (37,56%) compuesta por piroxenos, minerales opacos, cuarzo, plagioclasa y vidrio. Se observan vesículas irregulares con tamaños que varían entre 90 μm y 300 μm . Los fenocristales corresponden principalmente a plagioclasa (24,19%), oxihornblenda (17,08%) y piroxeno (4,05%).

Los fenocristales de plagioclasa (Figura 8a) presentan formas subhedrales a euhedrales, con tamaños entre 100 μm y 1500 μm . Algunos se agrupan formando glomerocristales con bordes irregulares. La zonación es simple en los cristales pequeños (matriz) y compleja en los fenocristales, donde se observan maclas de Carlsbad y polisintéticas.

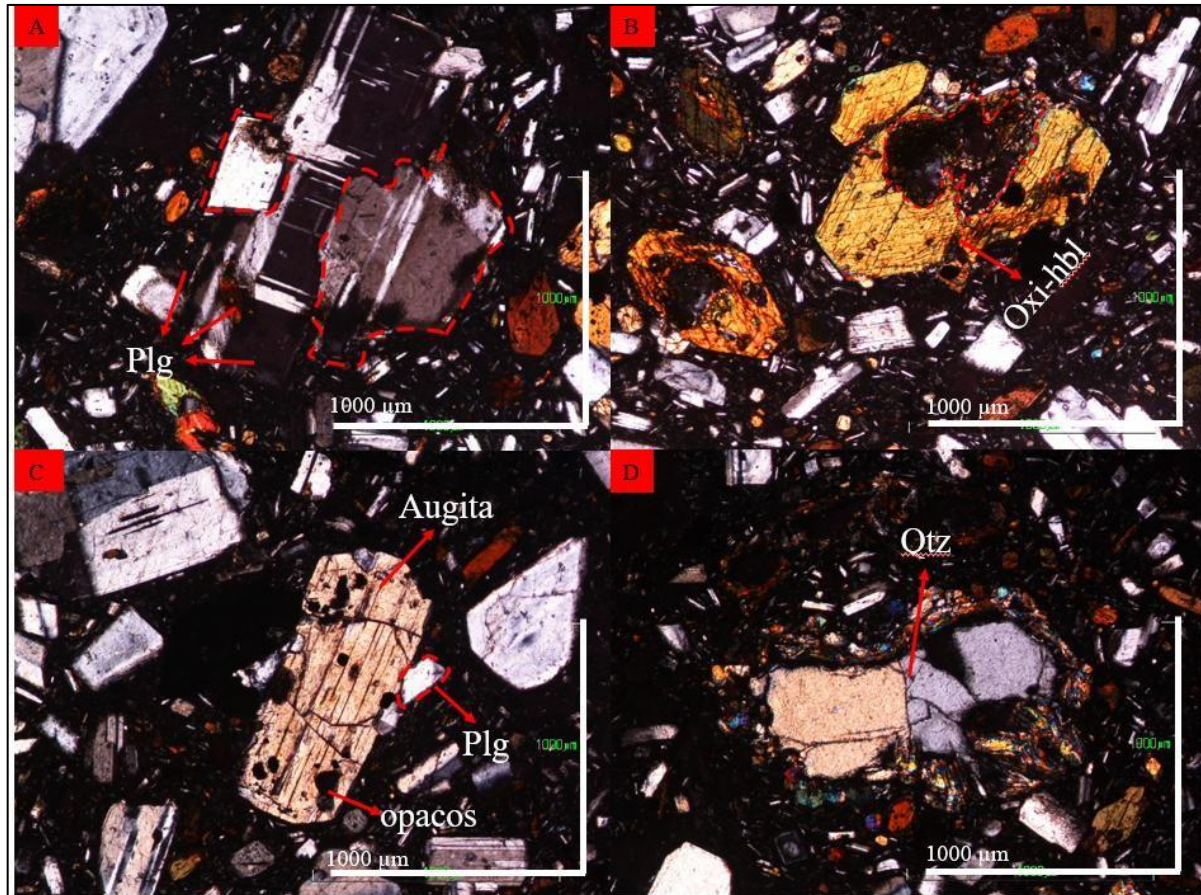
La oxihornblenda (Figura 8b) muestra formas euhedrales a subhedrales, con tamaños entre 100 μm y 800 μm . Los cristales pequeños, integrados a la matriz, presentan bordes redondeados sin evidencias de alteración, mientras que los fenocristales muestran texturas de desequilibrio, como coronas de reacción, bahías de corrosión y bordes corroídos.

El diópsido se presenta con formas subhedrales a euhedrales, tamaños entre 90 μm y 560 μm , y bordes irregulares. La augita (Figura 8c) exhibe formas subhedrales, con cristales de 80 μm a 700 μm , que contienen inclusiones de minerales opacos y se encuentran en contacto con plagioclasa, formando glomerocristales de plagioclasa y augita.

El cuarzo (3,21%) presenta formas subhedrales, con tamaños entre 60 μm y 560 μm , algunos de estos cristales presentan coronas de reacción con minerales de piroxeno (Figura 8d).

Figura 8

imágenes representativas de la sección VCBSD-4.2.



Nota. Muestras representativas de la sección VCBSD-4.2. (A) Glomerocristales de plagioclasa (B). Oxihornblenda con bordes difusos, texturas de reabsorción y corona de reacción (C). Augita con inclusiones de opacos y plagioclasa con macla de Carlsbad (D) Corona de reacción de piroxeno.

6.2 Clasificación| tipo de acuerdo con su genética

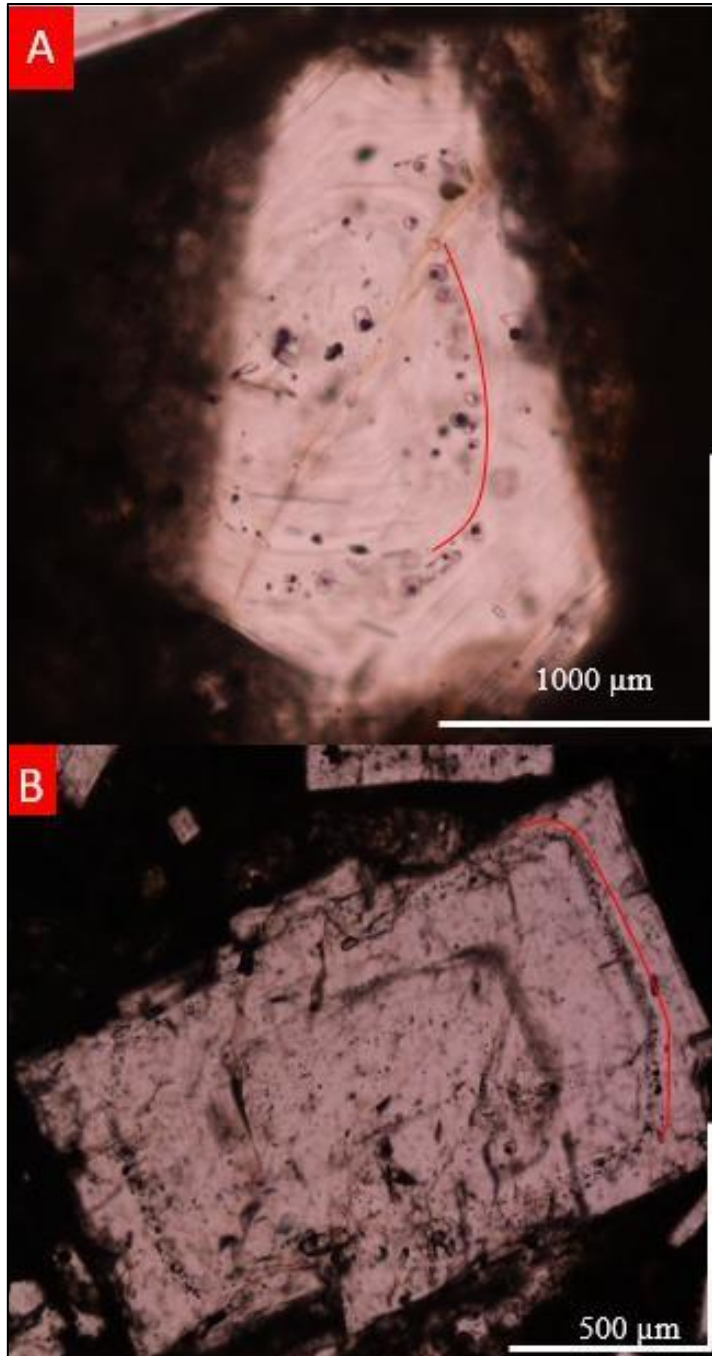
Las inclusiones fluidas quedaron atrapadas durante el crecimiento de los fenocristales de plagioclasa, por lo que este mineral es el principal hospedante identificado. En esta sección se presentan las microfotografías más representativas de los resultados, mientras que el resto de las imágenes se encuentra disponible en el Anexo 1.

6.2.1 *Inclusiones fluidas primarias.*

Las inclusiones fluidas primarias identificadas son de tipo bifásico, conformados por una fase líquida y una pequeña burbuja en fase vapor. Su morfología varía de ovoidal a regular y se disponen a lo largo de las bandas de crecimiento asociadas a la zonación oscilatoria del fenocristal como se observa en la figura 9. Se evidencia una mejor preservación de estas inclusiones en cristales euhedrales, de hábito bien definido, libres de microfracturas. En aquellos minerales que carecen de zonación, las inclusiones primarias se encuentran aisladas dentro del cristal con morfología ovoidal (Figura 10).

Figura 9

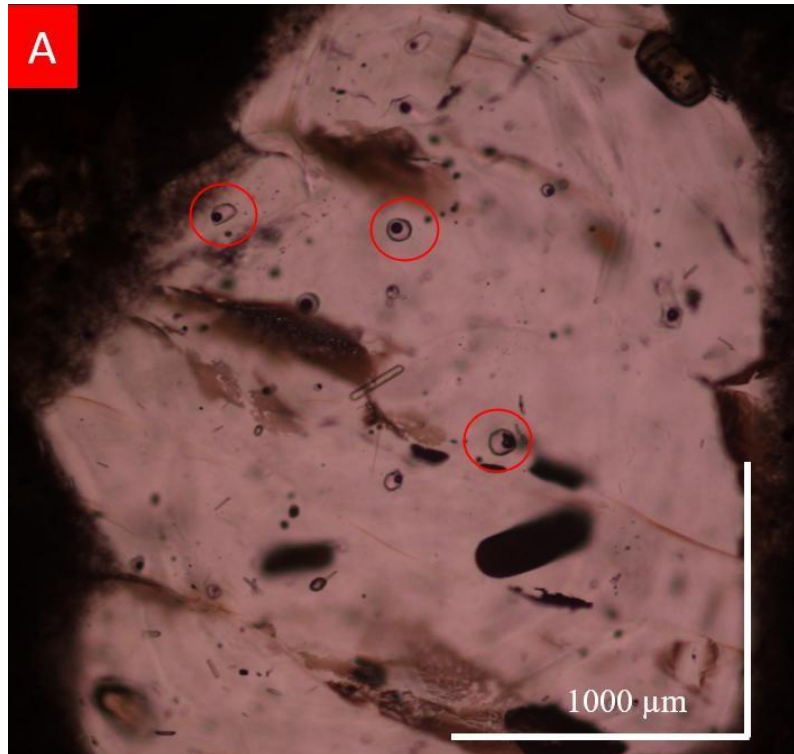
Inclusiones fluidas primarias alineadas a zonación en fenocristales de plagioclasa.



Nota. Fenocristales de plagioclasa mostrando zonación oscilatoria y alineación (líneas rojas) de inclusiones primarias bifásicas A). Sección VCBSDP-4.1. B). Sección VCBSDP-4.1.

Figura 10

Inclusiones fluidas primarias aisladas en fenocristales de plagioclasa sin zonación.



Nota. Fenocristal de plagioclasa no zonado con inclusiones fluidas primarias bifásicas (círculos rojos). A.) Fotografía tomada de la sección VCBSDP-3.1

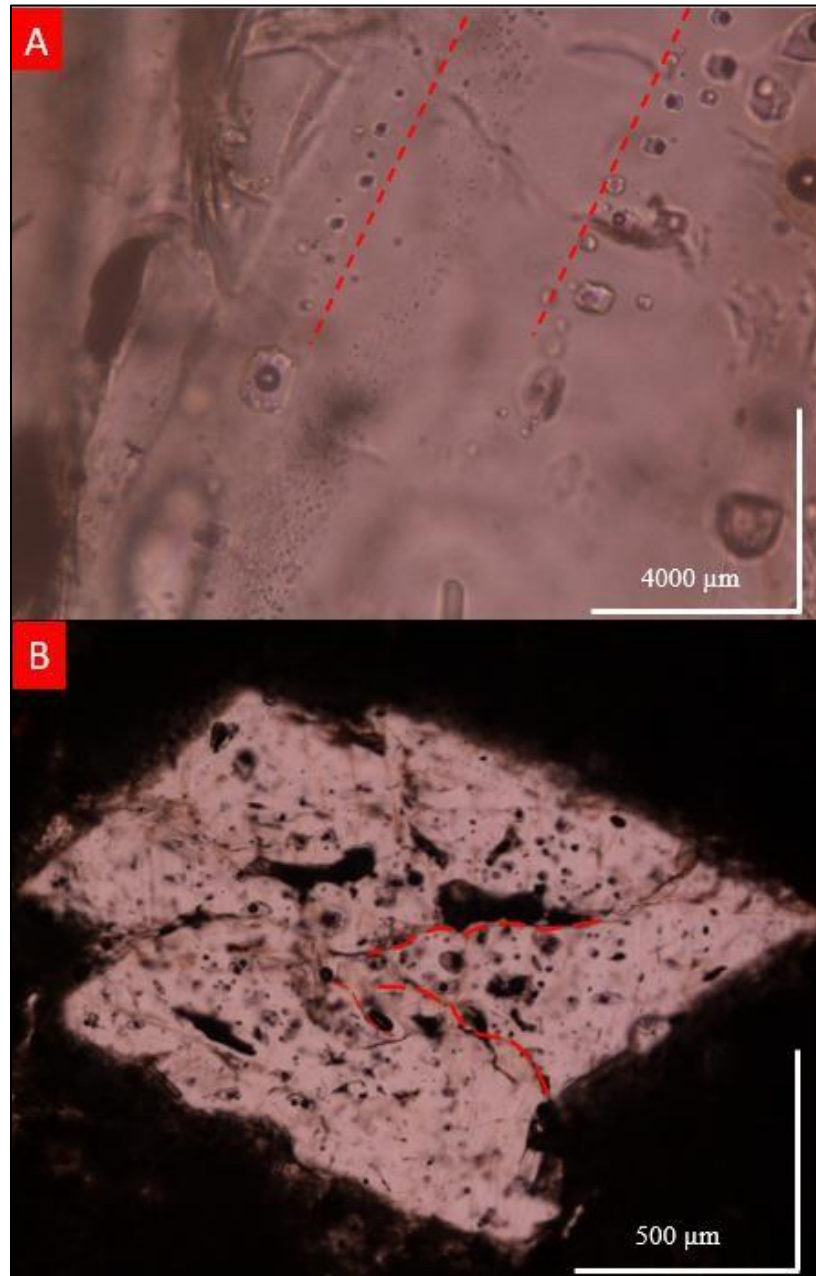
6.2.2 Inclusiones fluidas secundarias

Se identificaron inclusiones fluidas secundarias bifásicas y trifásicas.

Las inclusiones bifásicas están constituidas por una fase líquida y una fase vapor y se observan dos arreglos diferentes. El primero corresponde a inclusiones alineadas paralelamente entre sí, conocidas como estelas, con morfología ovoidal a regular (Figura 11a), estas alineaciones son independientes de la zonación en el fenocristal huésped. El segundo corresponde a inclusiones ubicadas en zonas de fractura, que exhiben morfología ovoidal a irregular (Figura 11b).

Figura 11

Inclusiones fluidas secundarias organizadas en estelas y asociadas a fractura



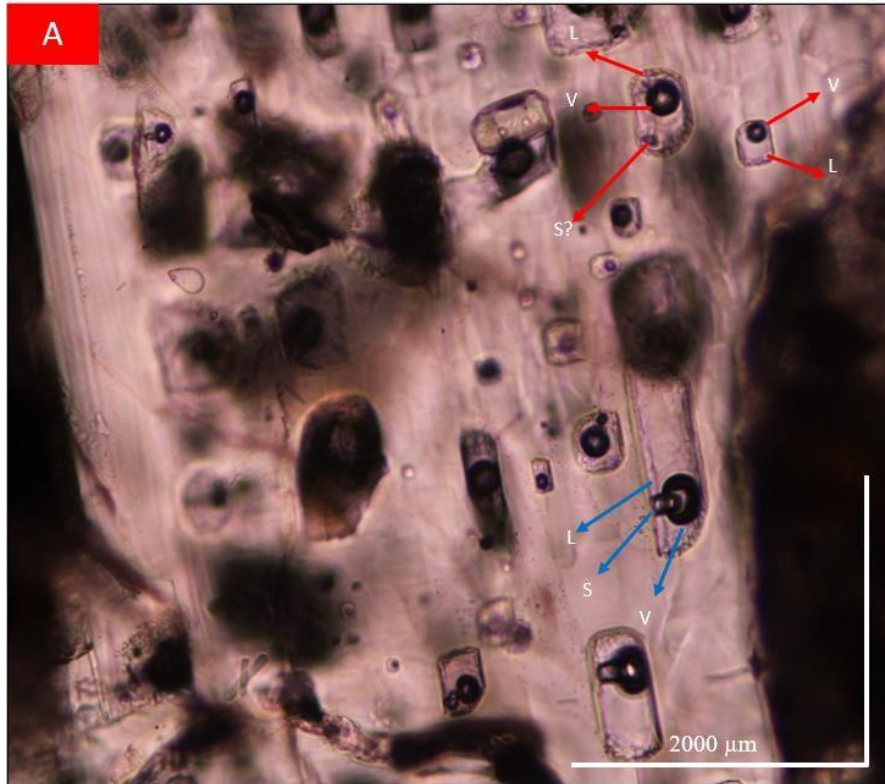
Nota. Representación: A) Inclusiones fluidas secundarias alineadas en estelas: Fotografía tomada de la sección VCBSDP-2.1. B). Inclusiones fluidas secundarias cerca de fracturas (línea roja) y cavidades del cristal tomadas de la sección VCBSDP-3.1

Las inclusiones fluidas trifásicas están compuestas por una fase líquida, una fase vapor y una fase sólida. Se encuentran dispersas sin un patrón de distribución definido dentro del fenocristal. Debido a que su tamaño es menor a 20 μm , no fue posible determinar con precisión su morfología, la cual permitiría identificar el mineral o la composición de la fase sólida.

En la Figura 12a, se observan inclusiones fluidas secundarias bifásicas y trifásicas. Las inclusiones trifásicas señaladas con flechas rojas presentan una morfología ovoidal, con dos fases bien definidas (líquida y vapor) y una fase sólida de contorno irregular, cuya composición no pudo ser determinada. En contraste, la inclusión trifásica indicada con flechas azules también muestra una morfología ovoidal alargada, pero con tres fases claramente distinguibles (líquida, vapor y sólida); esta última exhibe una forma regular cúbica

Figura 12

Inclusiones fluidas secundarias trifásicas



Nota. Inclusiones fluidas secundarias. A.). Inclusiones fluidas secundarias trifásicas con una fase solida definida (flechas azules), sección VCBSDP-1.1

6.3 Características de modificación en inclusiones fluidas:

En la Figura 13a se observan inclusiones fluidas bifásicas marcadas con líneas rojas que se encuentran rodeadas por microinclusiones señaladas con flechas azules; esta disposición, es comúnmente asociada a procesos de decrepitación.

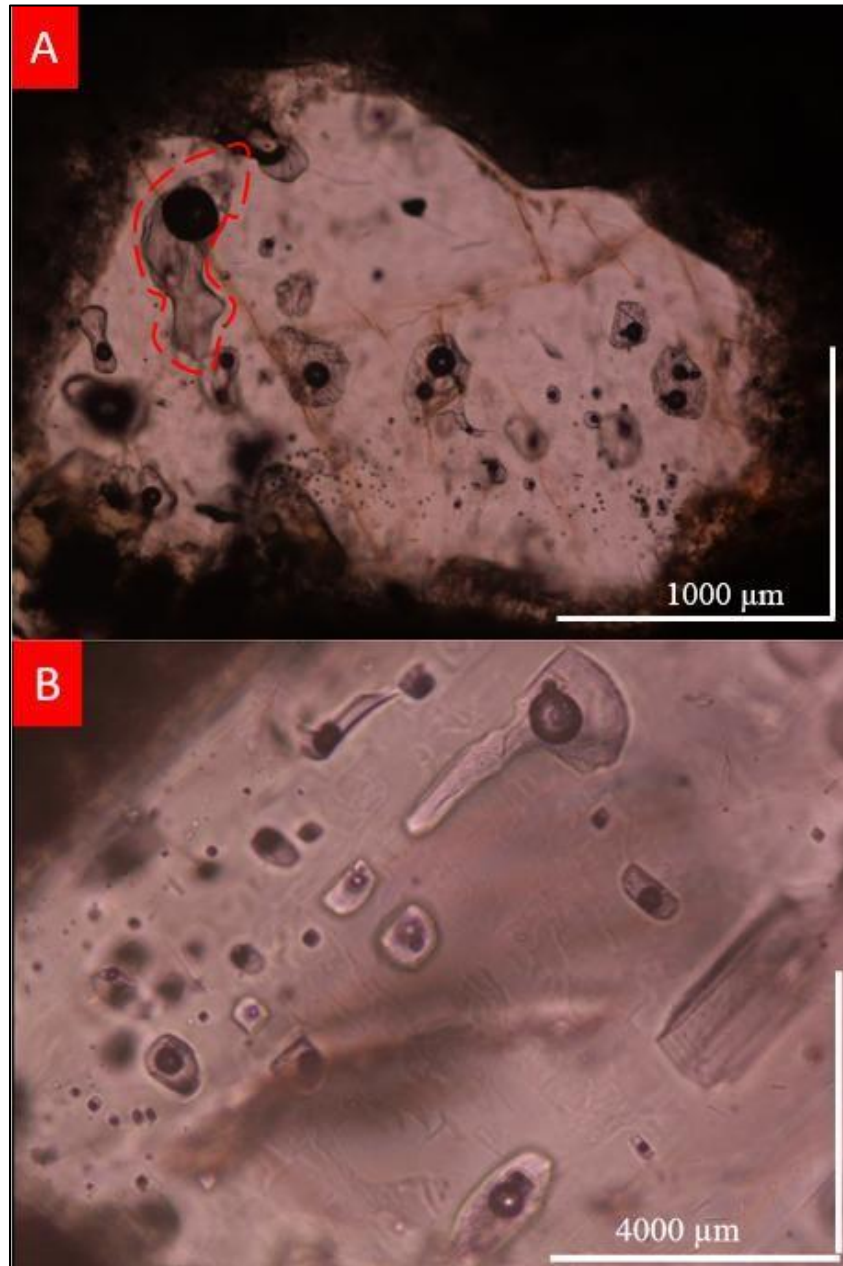
Figura 13 Inclusiones fluidas con decrepitación

Nota. Inclusiones fluidas secundarias con decrepitación. A) inclusiones fluidas bifásicas con línea roja rodeadas de microinclusiones con flechas azules, sección VCBSDP-4.1

En la Figura 14a se observan inclusiones fluidas con un estiramiento irregular, caracterizadas por morfologías elongadas y sin una forma definida. Este tipo de modificación no está presente en todas las secciones; además, el mineral que las hospeda muestra evidentes rasgos de corrosión y microfracturamiento. En la Figura 14b se identifica un proceso similar, aunque con una ligera diferencia: las inclusiones presentan una elongación más regular y orientada en una única dirección. El cristal asociado también exhibe corrosión, pero sin evidencia significativa de fracturamiento.

Figura 14

Inclusiones fluidas con estiramiento



Nota. Inclusiones fluidas con procesos de estiramiento. A). Inclusiones fluidas bifásicas con estiramiento irregular, sección VCBSDP-2.1. B) Inclusiones fluidas bifásicas con estiramiento regular, sección VCBSDP-1.1

7 Discusión

El análisis integrado de la mineralogía, las texturas y las inclusiones fluidas permite reconstruir el comportamiento del sistema magmático–hidrotermal y su evolución durante el ascenso del magma desde profundidad hasta su emplazamiento. Se discuten los procesos físicos que controlan dicha evolución como cristalización fraccionada, descompresión, exsolución de volátiles y circulación de fluidos y la manera en que cada uno de ellos queda registrado en los minerales y en las inclusiones fluidas.

De acuerdo con Londoño (2016) y Murcia *et al.*, (2018), la Provincia Volcano-Tectónica San Diego–Cerro Machín está alimentada por un reservorio magmático profundo localizado entre los 20 y 30 km de profundidad. En este nivel, las altas condiciones de presión y temperatura mantienen los volátiles disueltos en el magma, lo que favorece un régimen dominado por cristalización fraccionada; bajo estas condiciones se produce la cristalización temprana de plagioclasa (Vernon *et al.*, 2004; Shcherbakov *et al.*, 2011). Debido a la elevada presión litostática, la exsolución de fluidos es limitada, por lo que la formación de inclusiones fluidas primarias en este nivel es escasa o poco significativa.

A medida que el magma asciende desde este reservorio profundo, la presión disminuye de forma progresiva. Esta descompresión induce la exsolución de la fase volátil previamente disuelta en el magma, generando una separación incipiente entre el fundido silicatado y los fluidos ricos en volátiles. Este cambio en las condiciones genera inestabilidad durante el crecimiento cristalino, lo cual se manifiesta en el desarrollo de zonación oscilatoria en cristales de plagioclasa y en el atrapamiento de inclusiones fluidas primarias (Cashman, 1993; Izbekov *et al.*, 2002; Vernon *et al.*, 2004; Shcherbakov *et al.*, 2011). En el caso estudiado, estas inclusiones se caracterizan por ser

bifásicas, constituidas por una fase líquida y una pequeña burbuja de vapor, con morfologías que varían de ovoidales a regulares, tal como se observa en la Figura 9. En este contexto, las inclusiones fluidas registran las etapas iniciales de interacción entre el magma y la fase fluida

El magma continúa su ascenso hasta alcanzar una cámara magmática intermedia, caracterizada por la cristalización de pargasita a temperaturas entre 902 y 950 °C y presiones de 2,3 a 3,4 kbar, lo que corresponde a profundidades aproximadas entre 13,2 y 9,0 km (Pinzón et al., 2018). En este nivel, el sistema magmático puede experimentar episodios de recarga desde el reservorio profundo. La entrada de magma más caliente o de composición distinta genera disequilibrios térmicos y composicionales, favoreciendo procesos de mezcla magmática. Estos procesos se manifiestan en fluctuaciones de temperatura, presión y composición del magma, dejando como evidencia zonaciones inversas y oscilatorias en plagioclasa (Cashman, 1993; Izbekov et al., 2002; Vernon et al., 2004; Shcherbakov et al., 2011). Durante estos episodios dinámicos, la exsolución de volátiles es más eficiente, lo que favorece la formación y preservación de inclusiones fluidas primarias asociadas a zonas de crecimiento inestable de los cristales (Figura 9).

El ascenso posterior del magma conduce a una cámara magmática somera, descrita por Pinzón et al., (2018), caracterizada por la cristalización de edenita y magnesiohornblenda a temperaturas de 804–858 °C y presiones de 1–2 kbar, correspondientes a profundidades entre 7,2 y 4,6 km. En este nivel, el sistema está dominado por una descompresión más rápida y por una mayor influencia de fluidos. La disminución continua de presión y temperatura favorece la separación efectiva de los fluidos ricos en volátiles, que se desacoplan del magma y comienzan a circular a través de fracturas y zonas de debilidad de la roca encajante.

La circulación de estos fluidos magmático–hidrotermales genera alteración mineralógica y recristalización, así como la formación de inclusiones fluidas secundarias, tal como ha sido documentado en sistemas volcánicos activos (Giggenbach, 1992; Hedenquist y Lowenstern, 1994). Estas condiciones se reflejan en la presencia de fenocristales de oxihornblenda con morfologías euhedrales a subhedrales y tamaños que oscilan entre 100 μm y 800 μm . Dichos cristales exhiben texturas de desequilibrio, tales como coronas de reacción, bordes corroídos y bahías de corrosión (Figura 8), las cuales evidencian la inestabilidad del anfíbol frente a cambios abruptos en presión, temperatura y fugacidad de oxígeno (Rutherford y Hill, 1993; Browne y Gardner, 2006; Pinzón et al., 2018) De manera similar, la plagioclasa, altamente sensible a variaciones en el sistema magmático, registra la interacción con fluidos mediante el desarrollo de texturas de tamiz, incremento de la porosidad y microfracturación, lo que facilita el atrapamiento de inclusiones fluidas secundarias durante la circulación hidrotermal tardía (Streck, 2008; Putirka, 2008) como se observa en la Figura 11.

La etapa final del sistema corresponde al ascenso rápido del magma y al emplazamiento del domo. Este proceso genera un entorno estructuralmente frágil, caracterizado por intensa fracturación, que favorece la circulación de fluidos y la reactivación hidrotermal (Fournier, 1999). La descompresión rápida asociada a esta etapa provoca la expansión del fluido atrapado dentro de las inclusiones, aumentando la presión interna y dando lugar a procesos de deformación de las cavidades (stretching) o ruptura de las inclusiones fluidas (decrepitación) (Fournier, 1999; Hedenquist et al., 2000). Como se observa en la Figura 13 donde inclusiones fluidas bifásicas se encuentran rodeadas por pequeñas inclusiones por procesos de decrepitación, además de la Figura 14 con inclusiones elongadas que perdieron su morfología original. Estas microestructuras

constituyen una evidencia directa de las condiciones de inestabilidad física que acompañaron el emplazamiento final del magma en niveles superficiales.

En conjunto, el estudio de las inclusiones fluidas, integrado con la información petrográfica y geotermobarométrica, permite identificar no solo los procesos magmáticos que controlaron la evolución del sistema, sino también el papel fundamental de los volátiles a medida que se exsolviaron del magma durante su ascenso y emplazamiento. Estas evidencias aportan una visión integral de la dinámica magmático-hidrotermal, destacando la influencia de los fluidos en la inestabilidad del sistema, la modificación de las texturas minerales y el desarrollo de procesos hidrotermales tardíos asociados al emplazamiento final del domo

8 Conclusiones

El análisis petrográfico integral de las rocas y de las inclusiones fluidas del domo intracratérico del Volcán Cerro Bravo evidencia la existencia de un sistema magmático–hidrotermal dinámico, controlado por procesos de cristalización fraccionada, descompresión progresiva, exsolución de volátiles y circulación de fluidos desde niveles profundos hasta condiciones someras. Estos procesos reflejan la evolución del sistema por cambios en las condiciones físico-químicas durante el ascenso y emplazamiento del magma.

Las rocas que conforman el domo intracratérico presentan una textura porfídica con matriz microlítica compuesta por piroxenos, minerales opacos, cuarzo, plagioclasa y vidrio, acompañada por fenocristales de plagioclasa y oxihornblenda. La presencia de zonación oscilatoria y texturas de tamiz en la plagioclasa, así como texturas de desequilibrio en la Oxihornblenda muestra fluctuaciones en la presión, temperatura y composición del magma, proporcionando datos petrográficos para la interpretación de la evolución magmática y del registro de inclusiones fluidas.

Los fenocristales de plagioclasa se identifican como el mineral huésped de las inclusiones fluidas, lo que permitió su clasificación a partir de criterios ópticos y texturales. Las inclusiones primarias, alojadas en los planos de crecimiento asociados a la zonación oscilatoria, corresponden a inclusiones bifásicas con morfologías tabulares y regulares. Por su parte, las inclusiones secundarias se disponen en planos de fractura o alineadas a lo largo de los cristales, incluso atravesando glomero-cristales, lo que indica un atrapamiento posterior a la cristalización primaria.

La distribución, morfología y grado de preservación de las inclusiones fluidas permitieron reconocer distintas etapas de atrapamiento y vincularlas con procesos magmáticos específicos. Las variaciones morfológicas y composicionales observadas reflejan la influencia de mecanismos

como la cristalización fraccionada y la mezcla de magmas, controlados por cambios en profundidad, presión y temperatura a lo largo del sistema magmático. En conjunto, la integración de la información petrográfica, microestructural y de inclusiones fluidas permite reconstruir la evolución del magma y comprender los cambios generados por la exsolución de volátiles durante su ascenso y emplazamiento final en el domo intracrático del Volcán Cerro Bravo.

9 Recomendaciones

Con base en la caracterización mineralógica y en el análisis petrográfico de las inclusiones fluidas realizado en este estudio, se recomienda complementar la investigación mediante análisis microtermométricos. Estos permitirían cuantificar parámetros fisicoquímicos como temperatura, presión, salinidad y composición de los paleofluidos, aportando restricciones termodinámicas más precisas sobre las condiciones de atrapamiento y la evolución del sistema magmático–hidrotermal. La integración de estos datos contribuiría a una mejor comprensión del funcionamiento del sistema en profundidad y a su evaluación en el contexto de sistemas geotérmicos.

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>
- Aguirre, R. & López, J.A. (2003). Cartografía geológica y petrografía del Stock de Manizales y su relación con sus rocas encajantes. Manizales, Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología. 152 p.
- Arango-Palacio, E., Robayo Jara, C. F., & Chica Martínez, P. A. (2017). Caracterización geomorfológica y morfometría del Volcán Cerro Bravo, Tolima- Colombia.
- Barrero, D., Vesga., 1976. Mapa geológico del Cuadrángulo K-9Armero y parte sur del J-9 La Dorada; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- Bodnar, R. J., & Vityk, M. O. (1994). *Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions.*
- Bodnar, R. J. (2003). Reequilibration of fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 213–231
- Bohórquez, OP, Monsalve, ML, Velandia, F., Gil, F., Mora, H., (2005). Marco tectónico de la cadena volcánica más septentrional de la Cordillera Central de Colombia. *bol. Geol.* 27 (1), 55–79.
- Borrero, C., Naranjo, J.L., (1990). Casabianca Formation: a Colombian example of volcanism-induced aggradation in a fluvial basin. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 41, 253–267. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90091-S](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90091-S).

- Browne, B. L., & Gardner, J. E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and eruptive style of basaltic andesites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(1–3), 1–14.
- Bustos, E., Amosio, M., Murcia, H., Palacio, E. A., & 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.
- Burnham, C. W. (1979). Magmas and hydrothermal fluids. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., Wiley, pp. 71–136
- Blundy, J. D., & Cashman, K. V. (2001). Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(6), 631–650.
- Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., & Blundy, J. D. (2017). Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331), eaag3055
- Cárdenas, P. (2004). Modelo y Cartografía Estructural del Sistema de Fallas de Palestina en Sector del Parque Natural de los Nevados. Tesis de pregrado. Universidad de Caldas. Manizales, 103p.
- Calvache, M., Williams, S.N., Young, R.H., (1987). Distribution and volumes of deposits and dynamics of eruptions of Nevado del Ruiz and Cerro Bravo volcanoes, Colombia, over the past 2100 years (abs.). *EOS Earth & Space Science News* 67 (16), 405. CHEC, 1983. Investigación Geotérmica, Macizo Volcánico del Ruiz, Fase II, Etapa A, Vol. III, Parte A: Geovulcanología. Central Hidroeléctrica de Caldas, Bogotá, pág. 194.

- Costa, F., Chakraborty, S., & Dohmen, R. (2008). Diffusion chronometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 545–594
- Cordier, P., Doukhan, JC y Ramboz, C. (1994). Influencia Efecto de las dislocaciones sobre la fuga de agua de inclusiones fluidas en cuarzo: una reevaluación cuantitativa. *Eur. Jour. Mineral.*, vol. 6, págs. 746-752
- Diamond, L. W. (2003). Systematics of H₂O inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall (Eds.), *Fluid inclusions: Analysis and interpretation* (Vol. 32, pp. 55–79). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series.
- Edmonds, M., Cashman, K. V., Holness, M., & Jackson, M. (2014). Architecture and dynamics of magma reservoirs. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 372(2023), 20130298
- Edmonds, M., & Wallace, P. J. (2017). Volatiles and exsolved vapor in volcanic systems. *Elements*, 13, 29–34
- Emilce Bustos, Marcelo Arnosio, Hugo Murcia, Eliana Arango Palacio, Martha Gabriela Gómez-Vasconcelos (2023). Volcanic evolution through geomorphological mapping: A case study of Cerro Bravo volcano (Colombia), *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 128. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104472>.
- Frezzotti, M. L. (1992). *Magmatic–hydrothermal fluid inclusions*. *Lithos*, 28(3), 273–300
- Fournier, R. O. (1999). Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, 94(8), 1193–1211

- 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
- Giggenbach, WF (1992). Desgasificación de magma y deposición de minerales en sistemas hidrotermales a lo largo de límites de placas convergentes.
- Goldstein, R., & Reynolds, J. (1994). Systematics of fluid inclusions. *SEPM short course notes*, 31, 188.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Murcia, H., Bustos, E., & Arango, H. (2019). Geological evolution of the Ruiz–Tolima Volcanic Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102367
- Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 519–527.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., & Reynolds, T. J. (2000). Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast–Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 95(2), 373–404.
- Hibbard, 1995: Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall
- Humphreys, M. C. S., Edmonds, M., & Christopher, T. (2008). Magma storage and ascent beneath Soufrière Hills Volcano. *Journal of Petrology*, 49(1), 137–163.
- Jensen, J. L., Burke, E. A. J., & Kieft, C. (1990). *Decrepitation of fluid inclusions and its geological significance*. *Chemical Geology*, 84(1–4), 1–20

- Jerram, D. A., Dobson, K. J., Morgan, D. J., & Pankhurst, M. J. (2018). The petrogenesis of magmatic systems: Using igneous textures to understand magmatic processes. In *Volcanic and igneous plumbing systems* (pp. 191-229). Elsevier.
- Lescinsky, D. T. (1990). Geology, Volcanology, and Petrology of Cerro Bravo, a Young, Dactic, Stratovolcano in West-Central Colombia.
- 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. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2016.06.003.
- Lowenstern, J. B. (2003). Melt inclusions come of age: Volatiles, volcanoes, and Sorby's legacy. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 1–25
- Lowenstern, J. B., & Hurwitz, S. (2008). Monitoring a supervolcano in repose. *Elements*, 4, 35–40
- Lund, J. W., Freeston, D. H., & Boyd, T. L. (2010). Direct utilization of geothermal energy 2010 worldwide review. *Geothermics*, 39(3), 189-209
- Marshak, S. (1990). *Kinematics of orogeny and continental collision*. Geological Society of America, Memoir 176. <https://doi.org/10.1130/MEM176>
- Maya, M., & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín geológico*, 35(2-3), 44-57.
- Mangas Viñuela, J., & Sierra Sánchez, J. (1991). Las inclusiones fluidas: método de análisis e interpretación.

- Martínez, M., Murcia, H. F., Cepeda, H., & Calvache, M. L. (2014). Petrology and magma evolution of the San Diego–Cerro Machín volcanic complex, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 275, 1–18.
- Mejía, E. L., Velandia, F., Zuluaga, C. A., López, J. A., & Cramer, T. (2012). Análisis estructural al noreste del volcán Nevado del Ruíz, Colombia-Aporte a la exploración geotérmica. *Boletín de Geología*, 34(1), 27-41.
- Mendoza Bachiller, J. J. (2014). Central de generación geotérmica: evaluación de sistema de condensación y extracción de incondensables (Bachelor's thesis).
- Monsalve, M.L., 1991. Mapa preliminar de amenaza volcánica del Volcán Cerro Bravo. INGEOMINAS, Manizales.
- Monsalve, M.L., Núñez, A., 1992. El volcán Cerro Bravo, geología y amenaza volcánica. *Revista Ingeominas* 1 (1), 2–9.
- Murcia, H., Borrero, C., and Németh, K. (in press). Overview and plumbing system implications of the monogenetic volcanism in the northernmost Andes' volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2018.06.013.
- Murphy, M. D., Sparks, R. S. J., Barclay, J., Carroll, M. R., & Brewer, T. S. (2000). Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufrière Hills Volcano. *Journal of Petrology*, 41(1), 21–42.
- Nelson, S. T., & Montana, A. (1992). Sieve textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11–12), 1242–1249.

- Núñez, A., 2001. Mapa Geológico del Departamento del Tolima- Memoria Explicativa. INGEOMINAS. Bogotá. 20, 40p.
- Palacio-Villa, M.A., Blessent, D., López-Sánchez, J., y Moreno, D. (2020). Sistemas geotérmicos mejorados: revisión y análisis de casos de estudio. *Boletín de Geología*, 42(1), 101-118. doi: 10.18273/revbol.v42n1-2020006.
- Parnell, J. (Eds.) (1994). Geofluidos: Origen, migración y Evolución de fluidos en cuencas sedimentarias. *Geol. Soc. Spl. Pub.*, vol. 78, pág. 372.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770.
- Pinzón, C., Echeverri, J. F., Murcia, H., & Schonwalder-Ángel, D. (2018). Petrogénesis y condiciones de cristalización del domo intracratérico del volcán Cerro Bravo, Colombia= Petrogenesis and crystallisation conditions of the intra-crater dome of Cerro Bravo volcano, Colombia.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 61–120
- Reynolds, T. J., Heinrich, C. A., & Chryssoulis, S. L. (1994). *Re-equilibration of fluid inclusions by deformation and stretching*. *Economic Geology*, 89(1), 140–156.
- Reynolds, T. J., 2000. "Notas del Seminario-Taller de Inclusiones Fluidas". SEGEMAR-IGRM.

Inédito

Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45–66

Roedder, E., & Howard, K. W. (1988). Taolin Zn–Pb–fluorite deposit, People’s Republic of China: an example of some problems in fluid inclusion research on mineral deposits. *Journal of the Geological Society*, 145(1), 163-174.

Roedder, E. (1984). Inclusiones fluidas. Reseñas en Mineralogía. Mineral. Soc. America, Washington, vol. 12, 644 págs.

Rutherford, M. J., & Hill, P. A. (1993). Magma ascent rates at Mount St. Helens. *Science*, 260(5105), 204–207.

Samson, I. M., Anderson, A. J., & Marshall, D. D. (2003). Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. MAC Short Course 32

Servicio geológico colombiano (s.f). Generalidades del Volcán Cerro Bravo. Disponible en <https://www2.sgc.gov.co/sgc/volcanes/VolcanCerroBravo/Paginas/generalidades.as>

Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). The encyclopedia of volcanoes. Elsevier.

Singer, B. S., Dungan, M. A., & Layne, G. D. (1995). Textures and zoning in plagioclase from Llaima Volcano. *Journal of Petrology*, 36(2), 273–301

Shepherd, T. J., Rankin, A. H., & Alderton, D. H. M. (1985). *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie

- Scaillet, B., & Evans, B. W. (1999). The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Journal of Petrology*, *40*(3), 381–411.
- Streck, M. J. (2008). Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *69*(1), 595–622
- Sparks, R. S. J., Meyer, P., & Sigurdsson, H. (1984). Density variation amongst juvenile pyroclasts in the 1875 eruption of Askja, Iceland: Implications for magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *20*(3–4), 195–226
- S. K. Sanyal, “Future of Geothermal Energy,” Proceedings of Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, 12-14 December 2010, pp. 1-3
- Touret, J. L. R., & Frezzotti, M. L. (2003). Fluid inclusions in magmatic rocks. *Lithos*, *69*(1–2), 1–34
- 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.
- Van den Kerkhof, A. M., & Hein, U. F. (2001). Fluid inclusion petrography. *Lithos*, *55*, 27–47
- Vernon, R., Johnson, S., and Melis, E. (2004). Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, *26*(10), 1867-1884. doi: 10.1016/j. jsg.2004.02.007
- Wallace, P. J. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: Concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *140*(1–3), 217–240

Wallace, P. J., & Edmonds, M. (2011). The sulfur budget in magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206, 1–17.

Ápndice

Apéndice 1: Figuras ilustrativas de las secciones en muestra de mano, secciones doblemente pulidas y secciones delgadas, referencia con escala y coordenadas de donde fueron tomadas.