

**CARACTERIZACIÓN COMPOSICIONAL Y GENÉTICA DEL DOMO TAPIAS Y
SU RELACIÓN CON EL VOLCÁN CERRO MACHÍN, COLOMBIA**

JHOAN SEBASTIÁN GARCÍA MORENO

JONATHAN JAVIER ORTIZ TALERO

Director:

Hugo Murcia MSc, PhD

Universidad de Caldas

Proyecto de Trabajo de Grado

Programa de Geología

Universidad de Caldas

Manizales, 2019

**CARACTERIZACIÓN COMPOSICIONAL Y GENÉTICA DEL DOMO TAPIAS Y
SU RELACIÓN CON EL VOLCÁN CERRO MACHÍN, COLOMBIA**

JHOAN SEBASTIÁN GARCÍA MORENO

JONATHAN JAVIER ORTIZ TALERO

Trabajo de grado (tesis) para optar al título de:
Geólogo

DIRECTOR

HUGO MURCIA MSc, PhD

Universidad de Caldas

ASESOR

DAYANA SCHONWALDER ANGEL PhD

Earth Observatory of Singapore

Nanyang Technological University, Singapur

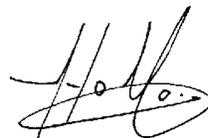
UNIVERSIDAD DE CALDAS

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

PROGRAMA DE GEOLOGÍA

MANIZALES 2019

NOTA DE ACEPTACIÓN

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'H. G.' with a flourish underneath.

Manizales, noviembre de 2019.

DEDICATORIA

*“A mis padres infinitas gracias por su apoyo y esfuerzo;
a la vida por permitirme dar un paso más”.*

Jonathan

*“A mis padres y mis abuelos, quienes representan todo lo que soy.
Esto es por ustedes”.*

Jhoan Sebastian

AGRADECIMIENTOS

Inicialmente a quienes debo todo lo que soy, a mis padres Piedad y Javier que me demostraron que no existe barrera tan grande que no pueda ser superada por el hombre desde que exista el ánimo de hacerlo; su esfuerzo, perseverancia y dedicación fueron el motor que alimentó el día a día durante cinco años que permitió plasmar estas palabras hoy. A mi abuela por su apoyo y preocupación constante, y a toda mi familia en general.

A Daniela por su compañía durante tanto tiempo sin importar en ocasiones que tan difícil fuese.

A la Universidad de Caldas y al Programa de Geología por impartir una educación de tan alta calidad; a cada uno de los docentes que fueron pilar fundamental en esta etapa de desarrollo profesional que, aunque nunca acaba sembraron las bases sólidas para empezar el camino.

Agradecimiento especial al profesor Hugo por su dedicación no solo en este proyecto de investigación, en muchos otros donde ha logrado cautivar a muchos estudiantes y encaminarlos en el área de la vulcanología. A Álvaro por su disposición. Al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) por fomentar el desarrollo de proyectos de investigación. A Dayana Schonwalder del *Earth Observatory of Singapore* por su contribución y asesoramiento en este trabajo. De la misma manera a Carlos Errazuriz de la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín y a Julio César da Silva de la Universidad Estatal Paulista en Brasil que en conjunto le brindaron un apoyo fundamental al desarrollo de esta tesis.

Jonathan.

A mi madre Yudy Moreno, que a través de su amor puro e incondicional me ha proporcionado un apoyo sin medidas siendo el pilar más importante en mi camino como un fiel testigo en cada paso que doy, gracias porque en su confianza supe encontrar el valor de la honestidad y que todo aquello que se hace con esfuerzo debe tener una satisfacción propia.

A mi padre Oscar García, quien ha sido mi claro ejemplo a seguir por su rectitud y compromiso con absolutamente todo lo que hace, gracias a sus grandes expectativas sobre mi he podido crecer y mejorar cada día en cada aspecto que soy, siempre teniendo una idea clara sobre las prioridades. Sin su apoyo no lo hubiese logrado.

A mis abuelos (Candelaria, Stella, Gilberto y David), quienes han sido mis cómplices en todo el camino hasta acá, gracias por su amor y por confiar plenamente en la persona que soy. Enorgullecerlos a ustedes me llena de motivación para siempre querer avanzar un poco más.

A Hugo, gracias por brindarnos todo su apoyo, aprecio enormemente todo lo que he aprendido desde su profesionalismo. Admiro la pasión y el compromiso que le imprime a todo lo que realiza, gracias por su paciencia y motivación para realizar este trabajo de la mejor manera.

A Dayana, Carlos y Julio, sus aportes han sido de vital importancia para la elaboración de este trabajo, gracias porque personas como ustedes contribuyen significativamente en el crecimiento profesional y personal de los jóvenes que apenas comienzan en el ámbito investigativo. A Álvaro, quien con su paciencia y compromiso nos ha brindado todo su apoyo en cada momento que lo hemos necesitado, es admirable cómo siempre está dispuesto a dar lo mejor de sí de forma desinteresada.

A mi compañero y amigo Jonathan, el camino nunca será fácil cuando de grandes retos se trata, pero nosotros hemos intentado sacar siempre lo mejor de este. Gracias por la paciencia, la motivación y el apoyo durante todo este trabajo, espero que este sea el principio de retos más grandes.

A mis amigos, Albita, Santiago y Daniel, gracias por los momentos, las risas y sobre todo por su amistad incondicional a lo largo de todo este camino, que la vida nos permita seguir compartiendo muchísimas cosas más.

A la Universidad de Caldas, profesores de Geología y al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) por acogerme durante estos años, por contribuir directa e indirectamente en todo el proceso que condujo a la culminación de este trabajo, sin sus enseñanzas no habría sido posible.

Jhoan Sebastián.

CONTENIDO

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	3
2.1 Objetivo general.....	3
2.2 Objetivos específicos.....	3
3. LOCALIZACIÓN.....	4
4. MARCO GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL.....	5
4.1 Complejo Cajamarca.....	7
4.2 Batolito de Ibagué.....	7
4.3 Domo Tapias.....	7
5. METODOLOGÍA.....	9
5.1 Revisión bibliográfica.....	9
5.2 Trabajo de campo.....	9
5.3 Métodos analíticos.....	9
5.3.1 Análisis petrográfico.....	9
5.3.2 Análisis de química mineral.....	10
5.3.3 Análisis de química de roca total.....	11
5.3.4 Isotopos radiogénicos.....	11
6. RESULTADOS.....	12
6.1 Análisis petrográfico.....	12
6.2 Química mineral.....	18
6.2.1 Plagioclasa.....	18
6.2.2 Anfíbol.....	23
6.2.3 Biotita.....	28
6.3 Química de roca total.....	30
6.4 Isotopos radiogénicos.....	35
7. DISCUSIÓN.....	36
7.1 Una historia revelada por los anfíboles.....	36
7.2 Otros aspectos de la cristalización.....	39
7.3 Comparación con el volcán Cerro Machín.....	39
7.4 Comparación con otros volcanes de la PVTSC.....	40
7.5 ¿Son las rocas del domo Tapias adakitas?.....	42
8. CONCLUSIONES.....	44
9. REFERENCIAS.....	45

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la zona de estudio.....	2
Figura 2. Modelo de elevación digital del terreno donde se encuentra localizado el domo Tapias. ...	4
Figura 3. Mapa geológico de Colombia. Plancha 5-09 a escala 1:500.000.....	6
Figura 4. Fotografía del domo Tapias en sentido NW-SE.....	8
Figura 5. Microscopio (Nikon Eclipse 50i Pol) utilizado en los estudios petrográficos.....	10
Figura 6. Muestra de mano de la roca del domo Tapias.	12
Figura 7. Fotomicrografías de fenocristales de plagioclasa.....	14
Figura 8. Fotomicrografías de los fenocristales de anfíbol.	16
Figura 9. Fotomicrografías de los fenocristales de anfíbol tipo II.....	16
Figura 10. Fotomicrografías de fenocristales de biotita.....	17
Figura 11. Diagrama de clasificación de feldespatos.	18
Figura 12. Fotomicrografías de plagioclasa utilizados en el análisis de química mineral.	22
Figura 13. Porcentaje de anortita en los cristales de plagioclasa zonados del domo Tapias.	22
Figura 14. Clasificación de anfíboles con base en valores de $(Ca+Na)_B$ vs Na_B	23
Figura 15. Diagrama de clasificación para la nomenclatura de anfíboles cálcicos.....	26
Figura 16. Diagrama de clasificación para la nomenclatura de anfíboles cálcicos.....	26
Figura 17. Diagramas binarios para los anfíboles del domo Tapias.....	27
Figura 18. Diagrama de clasificación para las biotitas según su composición.	29
Figura 19. Diagramas de clasificación según el ambiente tectónico para las biotitas.	30
Figura 20. Diagramas de clasificación según los datos del análisis químico de roca total.....	31
Figura 21. Diagramas tipo Harker para óxidos.	32
Figura 22. Diagramas tipo Harker para elementos traza.	33
Figura 23. Diagramas multielementales normalizados a corteza promedio (A) y REE (B).....	34
Figura 24. Comparación isotópica del domo Tapias y el VCM.	35
Figura 25. Diagramas para los valores obtenidos de la geotermobarometría en el domo Tapias. ...	38
Figura 26. Composición isotópica del domo Tapias en comparación con otros volcanes.....	41
Figura 27. Diagramas discriminatorios para las adakititas.	43

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. <i>Características petrográficas de la roca analizada del domo Tapias</i>	13
Tabla 2. <i>Análisis de química mineral en fenocristales de plagioclasa del domo Tapias</i>	19
Tabla 3. <i>Análisis de química mineral en los fenocristales de anfíbol del domo Tapias</i>	24
Tabla 4. <i>Análisis de química mineral en los fenocristales de biotita del domo Tapias</i>	28
Tabla 5. <i>Análisis químico en roca total del domo Tapias</i>	30
Tabla 6. <i>Análisis de isótopos radiogénicos para el domo Tapias</i>	35
Tabla 7. <i>Condiciones de cristalización de los anfíboles del domo Tapias</i> ..	37

RESUMEN

El domo Tapias es una expresión volcánica que se encuentra ubicada 13 km al W de la ciudad de Ibagué y ~5 km al SE del volcán Cerro Machín (VCM) en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia. Este domo con ~1,8 km de diámetro se eleva ~425 m sobre un basamento que corresponde al Complejo Cajamarca. Teniendo en cuenta la paragénesis mineral, el domo presenta fases minerales como plagioclasa (An_{28-48}), anfíbol, biotita, cuarzo y óxidos de Fe y Ti. El análisis químico en roca total evidencia una composición dacítica dentro de las series calco-alcalina media en K con características similares a los productos del VCM. Petrográficamente se distinguieron dos tipos de anfíbol (I y II) con base en su coloración y zonación, esta última sólo en anfíboles tipo II. Composicionalmente, los anfíboles tipo I presentan comportamientos similares respecto a los anfíboles tipo II-núcleo y una clara diferencia en contraste con el tipo II-borde que son más magnésicos. Análisis geotermobarométricos muestran que los primeros se formaron a mayores profundidades en un magma más evolucionado en comparación con el tipo-II borde que, aunque se formó a profundidades más someras, cristalizó en un magma más máfico. Teniendo en cuenta las condiciones de cristalización de estos minerales, se propone un estadio inicial de un magma a una profundidad de $11,73 \pm 5,72$ km ($P = 310 \pm 151$ MPa) en el cual cristalizaron los anfíboles tipo I y tipo II-núcleo, que fue intruído por un fundido menos evolucionado a $9,39 \pm 2,61$ km de profundidad ($P = 256 \pm 54$ MPa) el cual afectó algunos anfíboles permitiendo la cristalización del anfíbol tipo II-borde. Así, se evidencia una relación estrecha con las rocas del VCM, que a su vez presentan una composición isotópica (Sr, Nd, Pb y Hf) similar al domo Tapias. Esto sugiere un origen común, representado por una cámara magmática que alimenta ambas expresiones volcánicas. Adicionalmente, con base en estas composiciones es posible diferenciar estas expresiones de otros volcanes de la Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín, lo que sugiere magmas originados a partir de fuentes diferentes. Finalmente, se evidencia que el domo Tapias en su composición presenta una firma adakítica.

1. INTRODUCCIÓN

El Cinturón de Fuego del Pacífico es una zona extendida a lo largo de las costas del Océano Pacífico comprendida desde el oeste de Sudamérica hasta Nueva Zelanda, atravesando las costas de Centroamérica, Norteamérica, Alaska y la costa este de Asia con una extensión aproximada de 40.000 km. El cinturón alberga la provincia volcánica de Los Andes (Jordan *et al.*, 1983) la cual se encuentra específicamente en Colombia, Perú, Ecuador, Bolivia, Chile y Argentina. Dicha provincia se divide en cuatro segmentos que forman arcos volcánicos continentales de gran extensión (Jordan *et al.*, 1983); estos segmentos de sur a norte son: 1) Zona Volcánica Austral (ZVA), localizada en el sur de Chile, 2) Zona Volcánica Sur (ZVS), localizada en el centro de Chile, 3) Zona Volcánica Centro (ZVC), localizada entre el norte de Chile y Perú, y 4) Zona Volcánica Norte (ZVN) localizada entre Ecuador y Colombia (ZVN, Stern *et al.*, 1984; Thorpe *et al.*, 1984; Bourdon *et al.*, 2003).

En la Zona Volcánica Norte (ZVN) específicamente en la Cordillera Central de los Andes colombianos, se encuentra la Provincia Volcano Tectónica San Diego - Cerro Machín, una cadena volcánica que alberga decenas de volcanes (Murcia *et al.*, 2019) y se extiende ~140 km en sentido NNE-SSW (PVTSC; cf. Martínez *et al.*, 2014). Es en esta provincia donde se encuentra el domo Tapias a 5 km al SE del volcán Cerro Machín (Figura 1).

La finalidad del presente trabajo consiste en caracterizar el domo Tapias a partir de análisis químicos de roca total (elementos mayores y trazas), petrográficos y de química mineral, e isótopos radiogénicos de Sr, Nd, Pb y Hf. Con base en estos datos, se evidencia la evolución del magma que dio origen al cuerpo ígneo, así como las condiciones de presión, temperatura, fugacidad de oxígeno y cantidad de agua que actuaron durante la cristalización de las fases minerales involucradas. Igualmente, se realiza una comparación con el volcán Cerro Machín con el objetivo de definir en qué manera se relacionan ambas expresiones magmáticas.

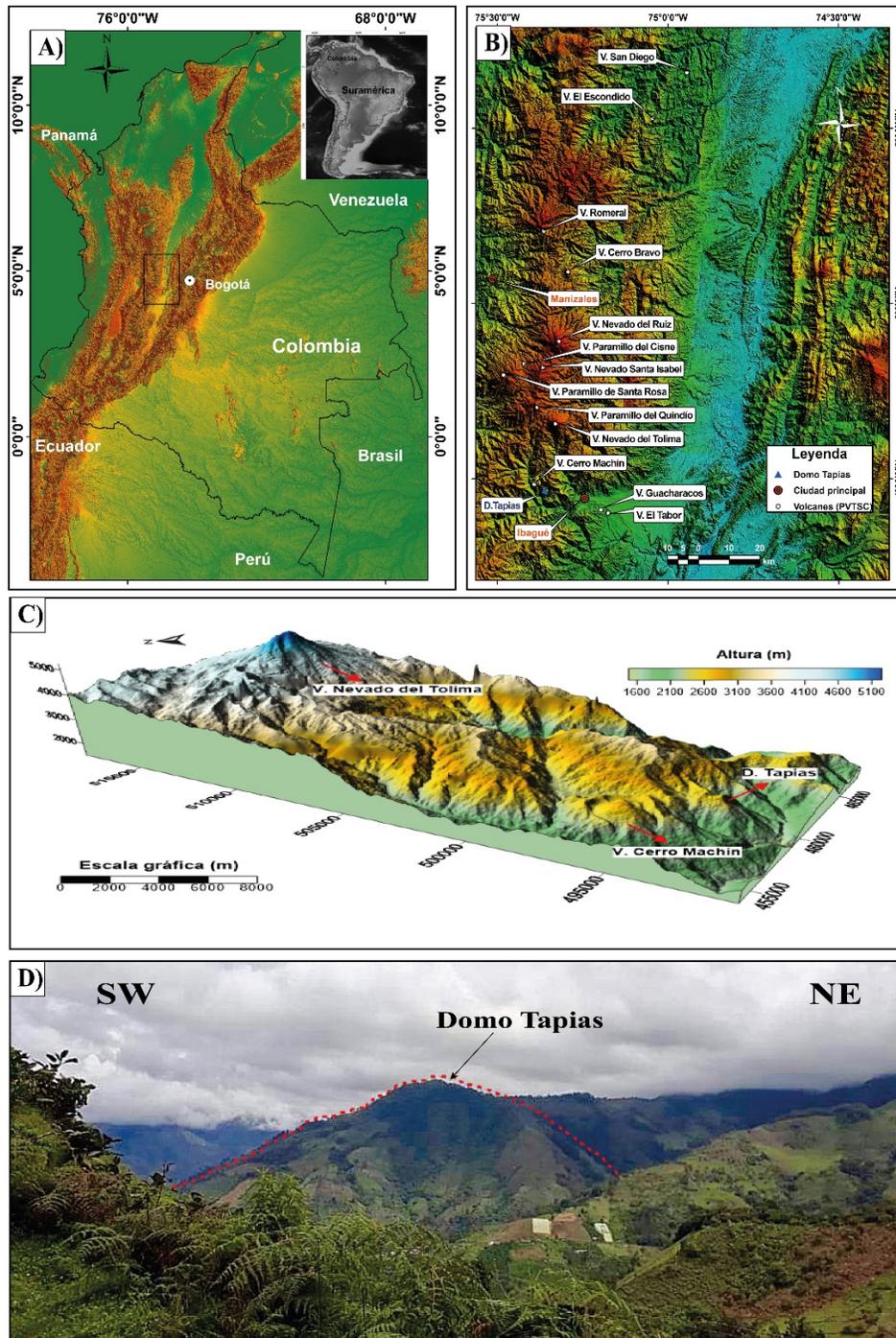


Figura 1. Localización de la zona de estudio A) Ubicación de Colombia en Suramérica y de la PVTSC en la Cordillera Central de Colombia. B) Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín y los edificios volcánicos que se encuentran inmersos en ésta; note la ubicación del domo Tapias. C) Modelo 3D de la ubicación del domo Tapias y su relación geográfica y topográfica con respecto al volcán Cerro Machín y el volcán Nevado del Tolima. D) Fotografía del domo Tapias en campo desde la vía Boquerón-Tapias.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general

Caracterizar composicionalmente el domo Tapias y reconocer los procesos petrogenéticos que ocurrieron durante la evolución del magma que lo formó; así mismo definir la relación de éste con el volcán Cerro Machín.

2.2 Objetivos específicos

- Determinar las características mineralógicas y texturales del domo Tapias a partir de estudios petrográficos.
- Obtener la composición de los minerales presentes mediante análisis químicos.
- Obtener la composición del domo mediante análisis químicos en roca total.
- Identificar la procedencia magmática a través de isótopos radiogénicos.
- Establecer condiciones de presión, temperatura, profundidad, fugacidad de oxígeno y cantidad de agua presente del fundido con base en estudios geotermobarométricos.
- Realizar una propuesta de evolución magmática desde su origen hasta la superficie.
- Definir la relación de este cuerpo ígneo con el volcán Cerro Machín.

3. LOCALIZACIÓN

El domo Tapias se encuentra ubicado en la margen suroccidental de la Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC) en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia (4°27'55,3"N; 75°21'47,43"W y 2525 m.s.n.m.) aproximadamente a 142 km al suroccidente de la capital de Colombia, Bogotá (Cundinamarca) y 13 km al occidente de la ciudad de Ibagué (Tolima). El domo se encuentra a 5 km al SE del volcán Cerro Machín, al borde de la vía que conduce desde el poblado de Boquerón hasta el corregimiento de Tapias (Ibagué) (Figura 2).

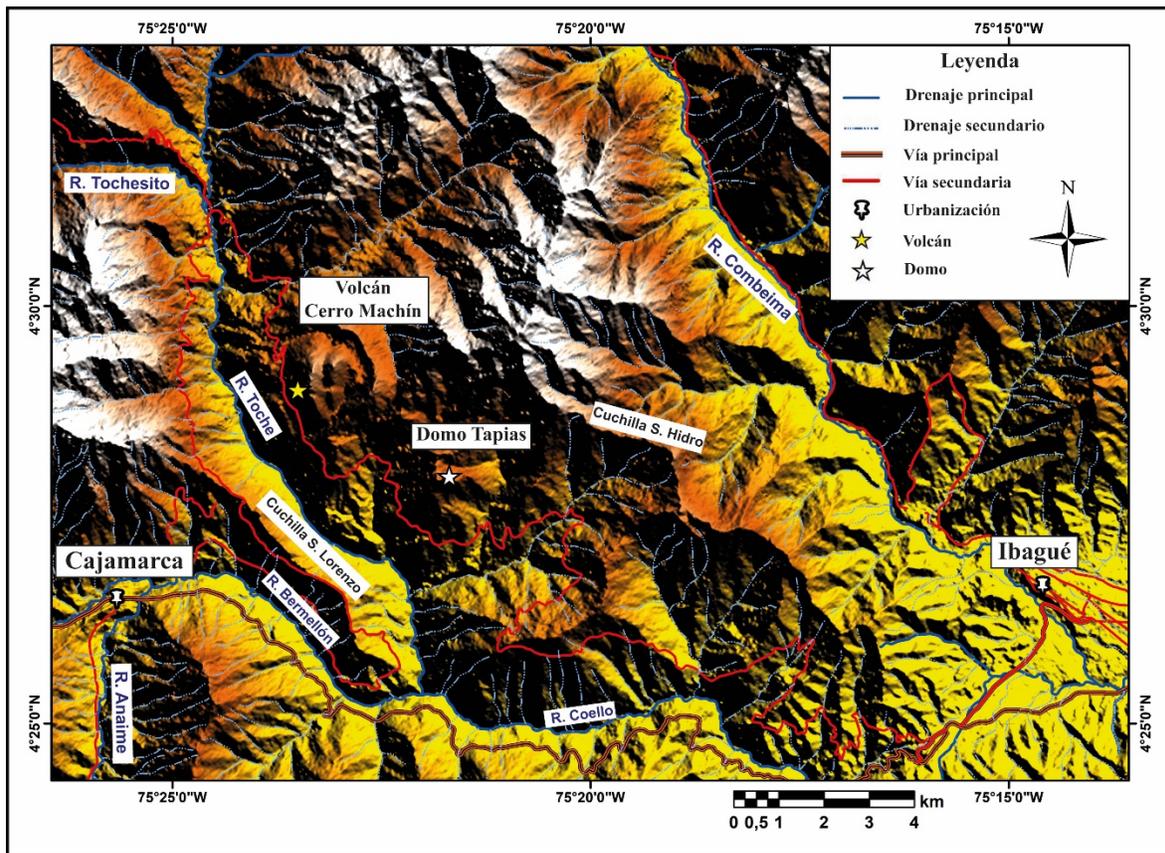


Figura 2. Modelo de elevación digital del terreno donde se encuentra localizado el domo Tapias en relación con la vía de acceso principal, drenajes y distancia aproximada con respecto a la ciudad de Ibagué, Tolima.

4. MARCO GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL

La subducción de la placa Nazca y Caribe debajo del NW de la placa Suramericana se encuentra directamente asociada con la formación del cinturón volcánico de Los Andes (Bourdon *et al.*, 2003). Este proceso ha generado un margen continental activo que ha producido magmatismo desde el Plio-Cuaternario hasta la actualidad y se ve reflejado en la Zona Volcánica Norte (ZVN) (Bourdon *et al.*, 2003). En Colombia, esta zona está representada por las cordilleras Oriental, Central y Occidental las cuales también se relacionan con la colisión de la placa Suramericana y el bloque Panamá-Chocó (Bohórquez *et al.*, 2005). El domo Tapias se encuentra sobre la margen suroccidental de la PVTSC, la cual a su vez está localizada sobre las rocas metamórficas que componen el basamento regional de la zona y que se extienden en gran medida sobre la Cordillera Central de Colombia (Restrepo y Toussaint, 1982 en González, 2001). Este basamento que corresponde al Complejo Cajamarca, presenta también algunos cuerpos ígneos de edades Paleógena al noreste (Batolito de El Bosque) y Jurásica – Cretácica al este (Batolito de Ibagué).

Dentro del sistema de fallas presentes en el área, principalmente se observan las fallas Palestina (NE-SW) e Ibagué (ENE). La falla Palestina tiene un desplazamiento lateral derecho con dirección general N15°-30°E con más de 350 km de longitud cortando las rocas metamórficas e ígneas al norte de la Cordillera Central de Colombia y corresponde a una de las principales estructuras de la evolución tectónica en Los Andes Colombianos (Mejía, 2012). A su vez, la falla Palestina constituye una zona de alimentación de la actividad volcánica activa desde el Terciario (CHEC, 1983; González y Jaramillo, 2002; Cárdenas *et al.*, 2004). La falla de Ibagué tiene un comportamiento transcurrente dextral y atraviesa el valle del río Magdalena y la Cordillera Central de Colombia; esta falla desplaza el Batolito de Ibagué y algunos depósitos Neógenos casi 25 km en forma transversal (Diederix *et al.*, 2006) (Figura 3).

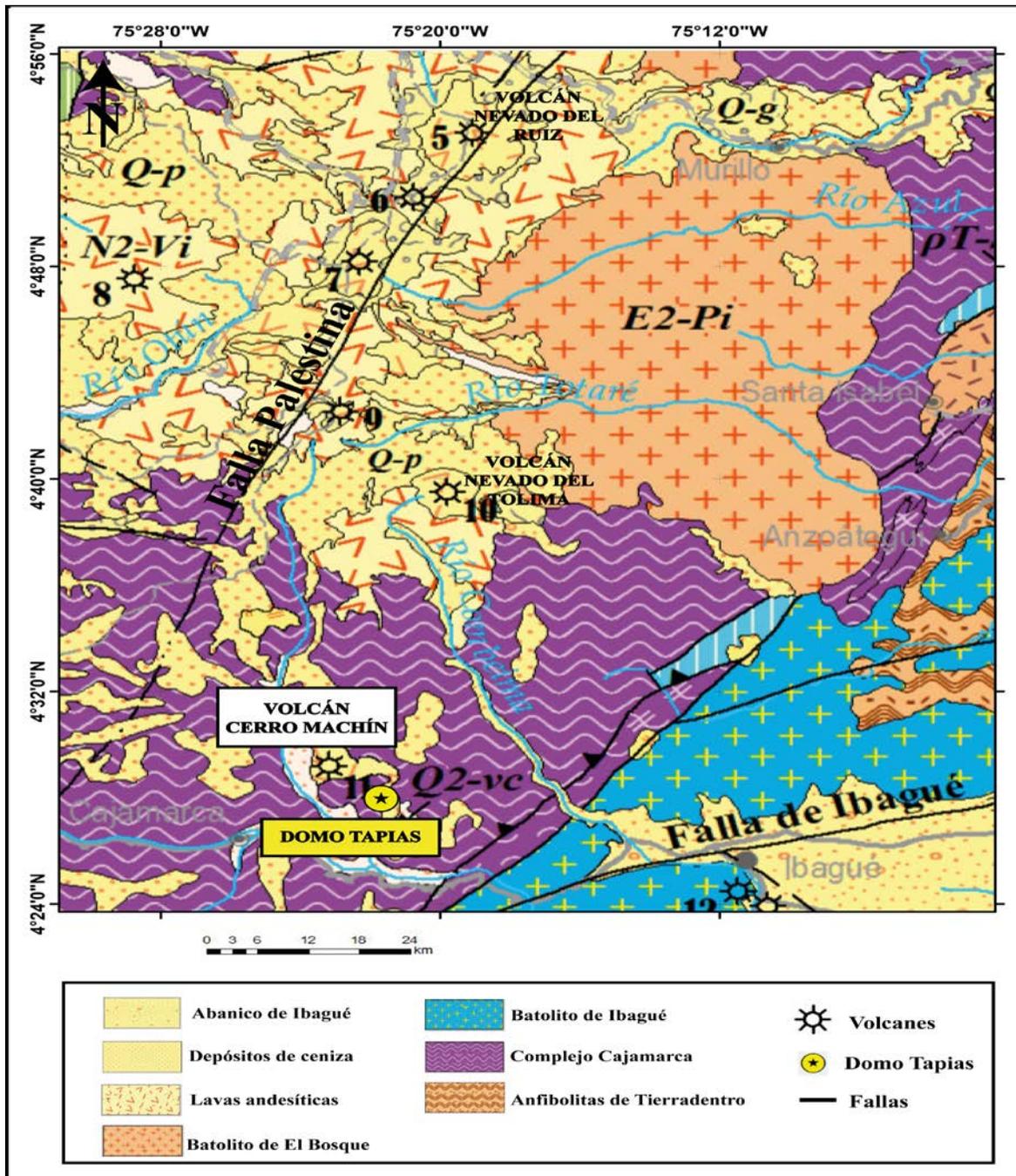


Figura 3. Mapa geológico de Colombia. Plancha 5-09 a escala 1:500.000 (Gómez-Tapia et al., 2015). El punto amarillo representa la ubicación geográfica del domo Tapias. Se observan las principales unidades geológicas que circundan el domo.

4.1 Complejo Cajamarca

Corresponde a un paquete de rocas metamórficas de bajo a medio grado, limitadas al oeste por la Falla San Jerónimo y al este por la Falla Otú-Pericos (McCourt, 1984; Maya y Gonzáles, 1995; Rodríguez y Arango, 2013). Este Complejo se encuentra constituido principalmente por esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos grafitosos, esquistos verdes, filitas, cuarcitas, migmatitas y pequeñas franjas de mármoles (Vargas *et al.*, 2005; Villagómez y Spikings, 2013). Circones detríticos proveniente de estas rocas arrojan una edad de 220 a 240 Ma U/Pb (Villagómez *et al.*, 2011), aunque se estima que la edad del pico metamórfico es 146 – 157 Ma (Blanco-Quintero *et al.*, 2014).

4.2 Batolito de Ibagué

El Batolito de Ibagué corresponde a un cuerpo ígneo intrusivo con variaciones composicionales de granodioritas a sienogranitos y tonalitas, y cuarzomonozonitas a cuarzomonzodioritas a lo largo de su extensión en dirección NNE-SSW sobre el flanco oriental de Cordillera Central de Colombia (Nelson, 1959). Este cuerpo contiene algunos xenolitos de la unidad Anfibolitas de Tierradentro y se encuentra asociado a diques y cuerpos de composición andesítica y dacítica (Núñez *et al.*, 2001). En los alrededores de la ciudad de Ibagué, este cuerpo ígneo subyace los depósitos volcanoclásticos del volcán Guacharacos (Núñez *et al.*, 2001). Dataciones (U/Pb) recientes, asignan una edad de 158 y 138 Ma (Jurásico Temprano - Cretácico Tardío) a este Batolito (Bustamante *et al.*, 2016 y Rodríguez *et al.* 2017).

4.3 Domo Tapias

El domo Tapias es una expresión volcánica en forma cónica ubicada a 5 km al SE del volcán Cerro Machín. Su diámetro es de 1,8 km aproximadamente, elevándose 425 m por encima de los 2100 m.s.n.m. (Figura 4). Este domo se encuentra sobre el Complejo Cajamarca.



Figura 4. Fotografía del domo Tapias en sentido NW-SE tomada sobre la vía que conduce al corregimiento de Tapias, Tolima.

5. METODOLOGÍA

5.1 Revisión bibliográfica

En esta fase se recopiló una serie de trabajos disponibles respecto al vulcanismo en la zona y al volcán Cerro Machín específicamente. Igualmente, se definió la terminología que fue utilizada durante el desarrollo del trabajo.

5.2 Trabajo de campo

Esta etapa se llevó a cabo en cercanías al corregimiento de Tapias (Ibagué, Tolima), específicamente en los alrededores del domo Tapias. Tras el reconocimiento del área, se procedió a la toma de una muestra de roca que correspondiera a la más fresca posible, teniendo en cuenta que el domo se encuentra altamente meteorizado en la mayoría de lugares donde aflora. Esta muestra se tomó en las coordenadas 4°27'55,03" N; 75°21'47,43" W y a 2160 m.s.n.m.

5.3 Métodos analíticos

5.3.1 Análisis petrográfico

Una sección delgada de la muestra colectada, fue elaborada en el laboratorio TecLab en Bogotá y su análisis con un microscopio Nikon Eclipse 50i Pol en el laboratorio de Yacimientos Minerales de la Universidad de Caldas (Figura 5). Para el estudio petrográfico de la roca se utilizó la siguiente definición: fenocristales ($\geq 0,50$ mm), microfenocristales (0,50-0,05 mm) y microcristales ($< 0,05$ mm) (González, 2008), considerando estos últimos como parte de la masa fundamental. El porcentaje de los cristales identificados, se realizó por un barrido de 1 x 2 mm en la sección delgada, obteniendo 646 puntos en total.



Figura 5. Microscopio (Nikon Eclipse 50i Pol) utilizado en los estudios petrográficos y sección delgada obtenida.

5.3.2 Análisis de química mineral

Plagioclasa, anfíbol, biotita y minerales accesorios como cuarzo, además de inclusiones de vidrio, fueron los minerales seleccionados para análisis químicos. Los análisis se llevaron a cabo a través de la microsonda electrónica de emisión de campo JEOL JXA-8530F en los laboratorios del *Earth Observatory of Singapore (EOS)*, Singapur. Allí se obtuvieron 114 datos, aunque solamente 52 de ellos son reportados en este trabajo ya que son los que cumplen con valores de desviación estándar aceptable. Para plagioclasa y el cuarzo valores superiores a 98%. Para el anfíbol y la biotita, teniendo en cuenta que son minerales hidratados y que la microsonda no mide el contenido de H₂O, valores superiores a 95%. Y para las inclusiones de vidrio, considerando un contenido de 5% de H₂O en magmas dacíticos, valores superiores a 95%.

Para establecer la clasificación y representación gráfica de los datos obtenidos se usaron los programas GCDkit 4,1 (Janoušek *et al.*, 2006), CFU y CFU-PINGU (Cortes, 2015). Adicionalmente para el anfíbol, se utilizó la clasificación de Leake *et al.* (1997) la cual se basa en los cationes por unidad de fórmula correspondientes a las posiciones de los componentes que hacen parte de la fórmula química del anfíbol $AB_2 C_5 T_8 O_{22} (OH)_2$ (cf. Pinzón y Echeverri, 2017).

5.3.3 Análisis de química de roca total

La roca fue pulverizada (<63 μm en un mortero) y cuarteada en los laboratorios del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) de la Universidad de Caldas. 15 gramos de la muestra fue enviada a los laboratorios de la Universidad Estatal Paulista en Brasil donde se realizaron análisis por fluorescencia de rayos X para obtener el porcentaje en peso de óxidos mayores.

5.3.4 Isotopos radiogénicos

Resultados de análisis de isótopos del domo fueron proporcionados por Carlos Errazuriz de la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. La muestra obtenida fue pulverizada y disuelta en ácidos que permitieran el análisis isotópico en los laboratorios de estudios isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGeo) de la Universidad Nacional Autónoma de México, México. Los isótopos se midieron utilizando un multi-colector Thermo Neptune Plus ICP-MS; la metodología específica de la obtención de los isótopos es descrita en Errázuriz-Henao *et al.* (2019).

6. RESULTADOS

6.1 Análisis petrográfico

Descripción macroscópica: La roca analizada presenta una textura porfirítica con índice de color leucocrático y fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita embebidos en una masa fundamental afanítica de color gris claro (Figura 6). Los fenocristales de plagioclasa alcanzan tamaños hasta de 1 cm, los de anfíbol hasta 5 mm y los de biotita hasta 2 mm. La relación cristales/masa fundamental es 35/65 aproximadamente.



Figura 6. Muestra de mano de la roca del domo Tapias.

Descripción microscópica de la muestra: La sección analizada (Figura 5) presenta una textura hipocrystalina porfirítica con cristales (47%) de plagioclasa > anfíbol > biotita > cuarzo > ortopiroxeno > óxidos de Fe-Ti con formas que varían entre subhedrales y euhedrales embebidos en una masa fundamental (51%) vitrofídica con microcristales de plagioclasa y anfíbol. La roca también presenta un porcentaje menor de vesículas (2%) (Tabla 1).

Tabla 1. Características petrográficas de la roca analizada del domo Tapias

MUESTRA IIES-V-015						
Mineral	Plagioclasa	Anfíbol	Biotita	Cuarzo	Piroxeno	Óxidos Fe-Ti
Tamaño (mm)	0,1-2,5	0,2-2	0,2-1,8	0,5	< 0,2	< 0,1
Volumen (%)	25-29	15-18	2-4	0,5-1,5	0,5-1,5	0,2-0,5
Hábito	Prismático	Prismático Tabular	Laminar Tabular	-	Prismático	-
Forma	Euhedral Subhedral	Euhedral Sunhedral	Euhedral Subhedral	Anhedral	Subhedral	Euhedral
Inclusiones	Apatito Anfíbol	Plagioclasa	Apatito	-	-	-
Características	Maclas Zonaciones Coronas	Zonaciones Agregados	-	-	-	-

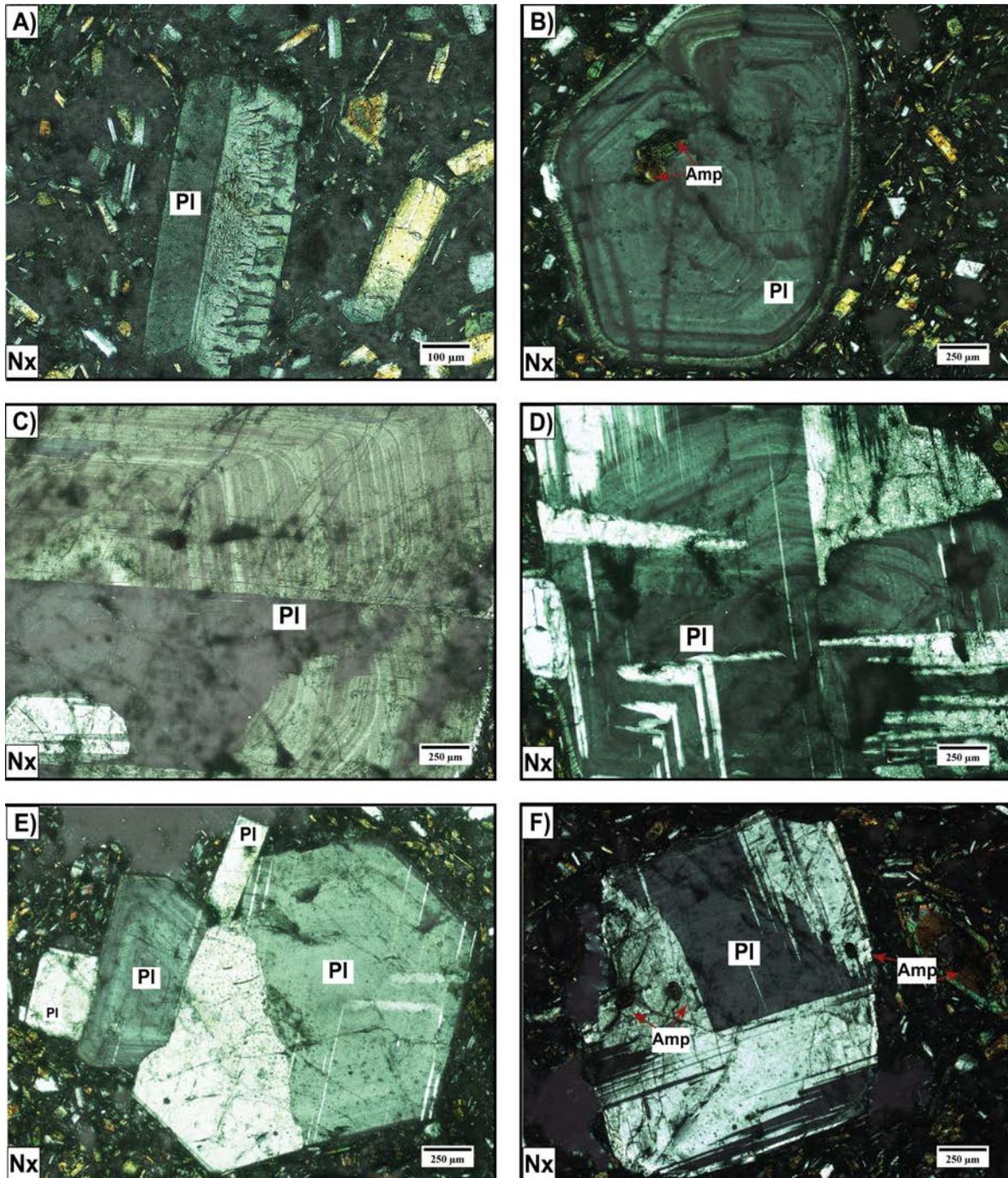


Figura 7. Fotomicrográficas de fenocristales de plagioclasa. A. Fenocristal de plagioclasa con macla de carlsbad. B. Plagioclasa zonada con inclusiones de anfíbol. C. Fenocristal zonado de plagioclasa, euhedral y de gran tamaño (>2mm). D. Textura glomeroporfírica y plagioclasas zonadas. E. En la parte izquierda se observa una plagioclasa zonada con inclusiones de anfíbol y en la derecha un fenocristal zonado de anfíbol. F. Cristal de plagioclasa zonado. Abreviaciones: (PI): Plagioclasa, (Amp): Anfíbol, (Nx): nícoles cruzados.

Plagioclasa

Plagioclasa es el mineral más abundante (27%), se encuentra tanto en fenocristales (hasta de 2 mm) como en microfenocristales con formas subhedrales y ocasionalmente euhedrales. Esta fase mineral presenta maclas tipo albita y carlsbad (Figura 7 A), además de zonaciones normales, inversas y oscilatorias (Figura 7 B, C y D). También presentan textura glomeroporfírica (Figura 7 E) y regularmente se encuentran inclusiones de anfíbol (Figura 7 F).

Microcristales de plagioclasa también se encuentran en agregados junto con microcristales de anfíbol, formando la masa fundamental vitrofídica con microcristales.

Anfíbol

Anfíbol es el segundo mineral con mayor abundancia (17%). Éste se encuentra como fenocristales y microfenocristales variando entre euhedrales y subhedrales y ocasionalmente formando textura glomeroporfírica (Figura 8 A y B). En la masa fundamental se encuentra como microcristales.

Dos tipos de cristales son reconocidos con base en su coloración: El anfíbol tipo I, de tonalidades marrones y verde oliva (Figura 8 A), se encuentra como fenocristales hasta de 0,8 mm; es euhedral y en algunos casos se encuentra como inclusiones en plagioclasa (Figura 7 F). Este anfíbol también es común como microcristales. El anfíbol tipo II, con un núcleo marrón y un borde amarillento; regularmente es euhedral con pequeños bordes de reacción notorios (Figura 9 A y B) y ocasionalmente se encuentra con inclusiones de plagioclasa (Figura 9 C y D). Este anfíbol se observa como fenocristales (hasta de 2 mm) y microfenocristales, y se encuentra en mayor proporción con respecto al anfíbol tipo I. Este tipo de anfíbol también se presenta en coronas rodeando cristales de plagioclasa.

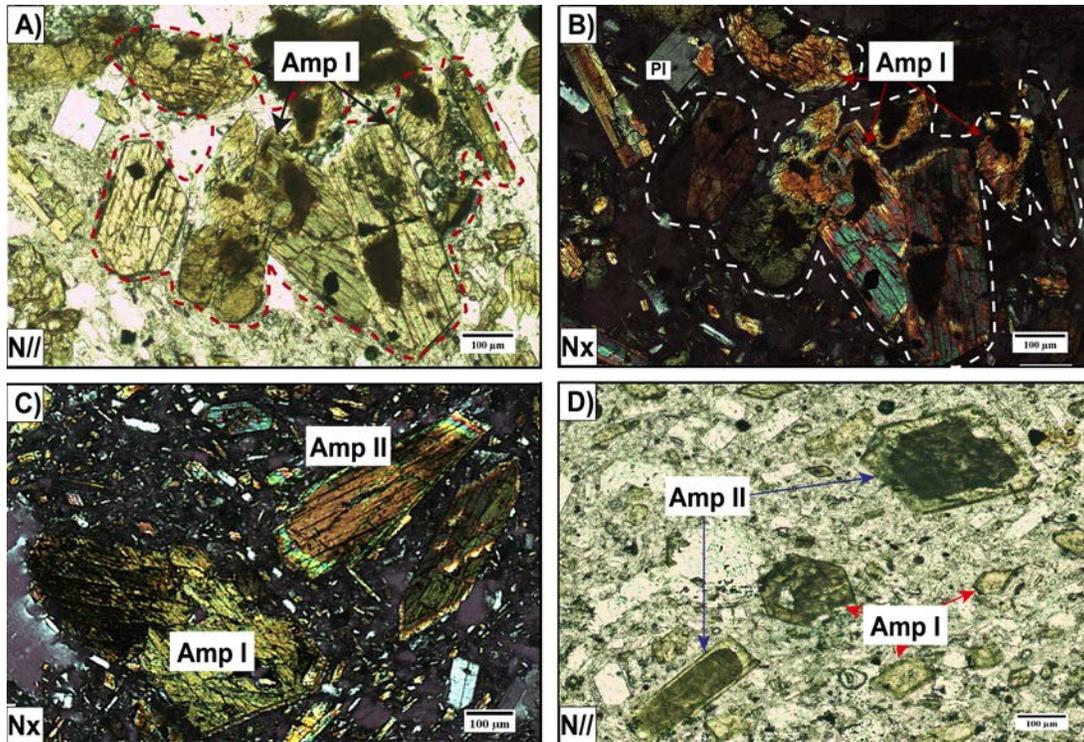


Figura 8. Fotomicrografías de los fenocristales de anfíbol.

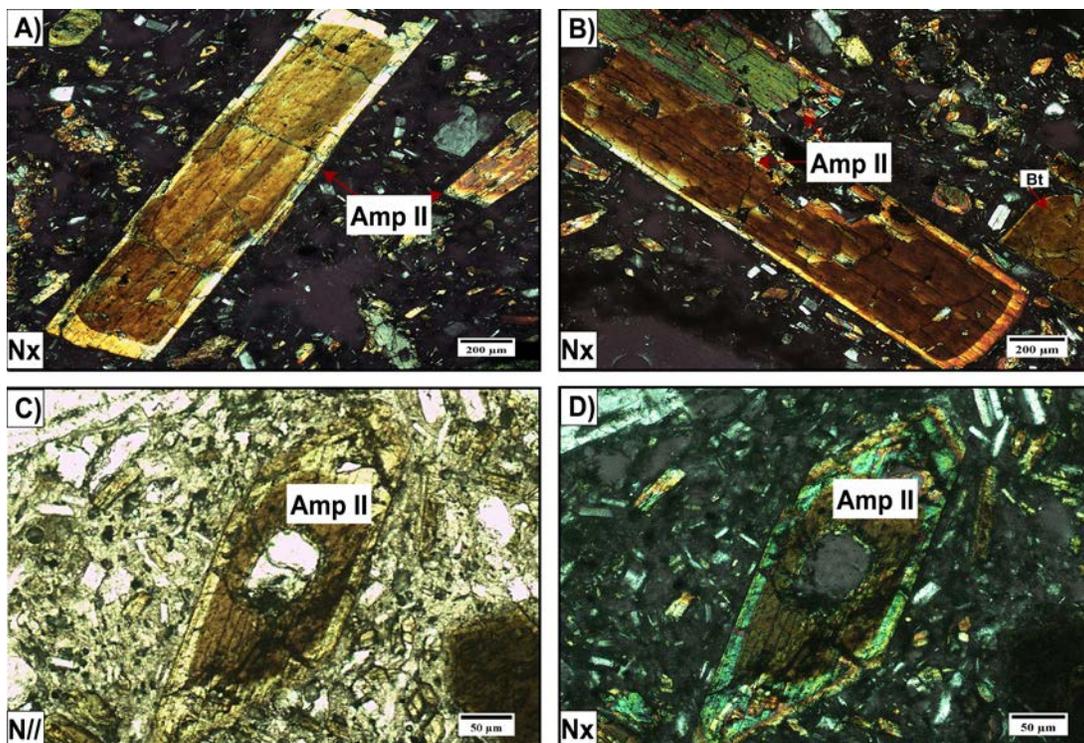


Figura 9. Fotomicrografías de los fenocristales de anfíbol tipo II.

Biotita

Biotita es el tercer mineral en orden de abundancia (<2%). Ese mineral se presenta como fenocristales (hasta de 1,9 mm), con formas euhedrales a subhedrales (Figura 10 A y B) y ocasionalmente se observan con inclusiones de apatito (Figura 10 B). Algunos fenocristales de biotita presentan ligeros bordes de reacción y generalmente se encuentran fracturados (Figura 10 C y D).

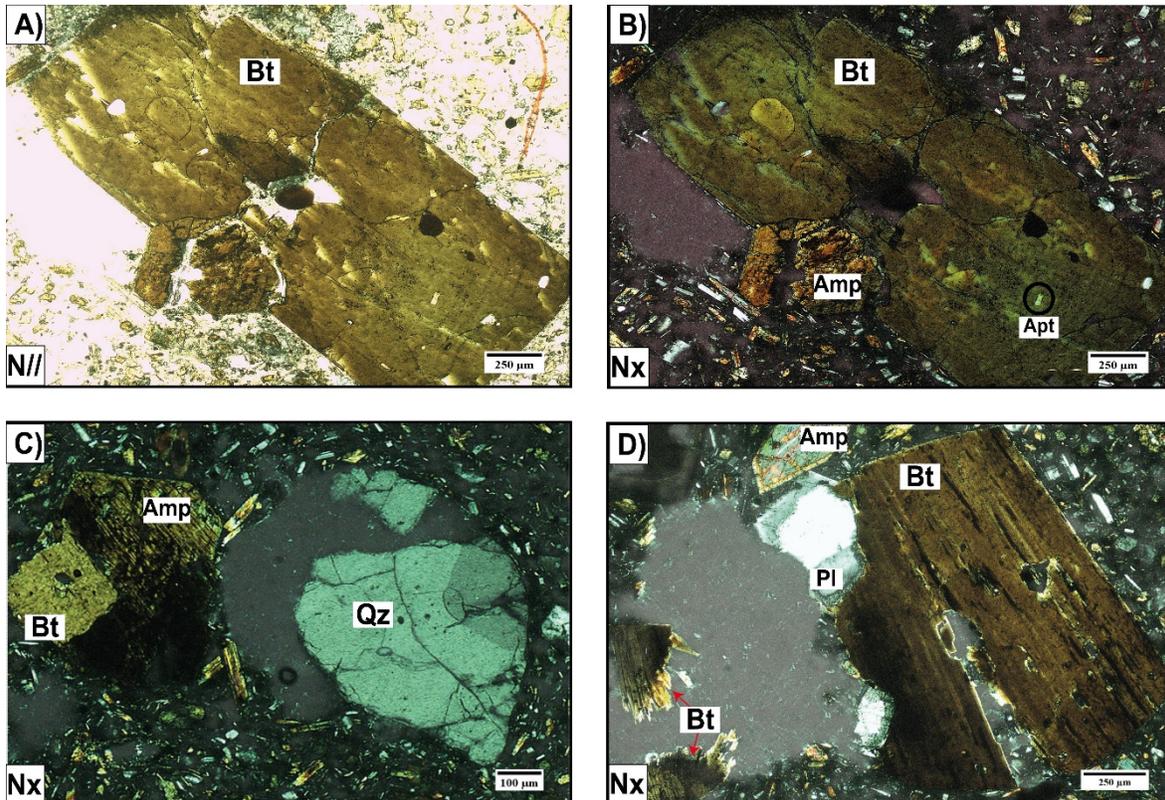


Figura 10. Fotomicrográficas de fenocristales de biotita. A y B. Fenocristal de biotita subhedral, el cual presenta inclusión de un cristal de apatito. C. Cristales de biotita, anfíbol y cuarzo. D. A la derecha, fenocristal quebrado de biotita, subhedral, con dos lados muy bien definidos. A la izquierda dos microfenocristales de biotita con el hábito laminar característico.

Cuarzo

Cuarzo (1%), se presenta como fenocristales redondeados (Figura 10 C) en tamaños hasta de 0.81 mm. Los cristales son anhedrales y en ocasiones se encuentran fracturados.

6.2 Química mineral

6.2.1 Plagioclasa

Venticuatro análisis químicos fueron obtenidos de los fenocristales de plagioclasa (Tabla 2). Algunos cristales se analizaron de centro a borde con el objetivo de conocer la composición de las zonaciones. Los resultados indican que la plagioclasa varía de An_{48} a An_{28} (andesina a oligoclasa) (Figura 11), con zonaciones oscilatorias (Figura 12 y 13).

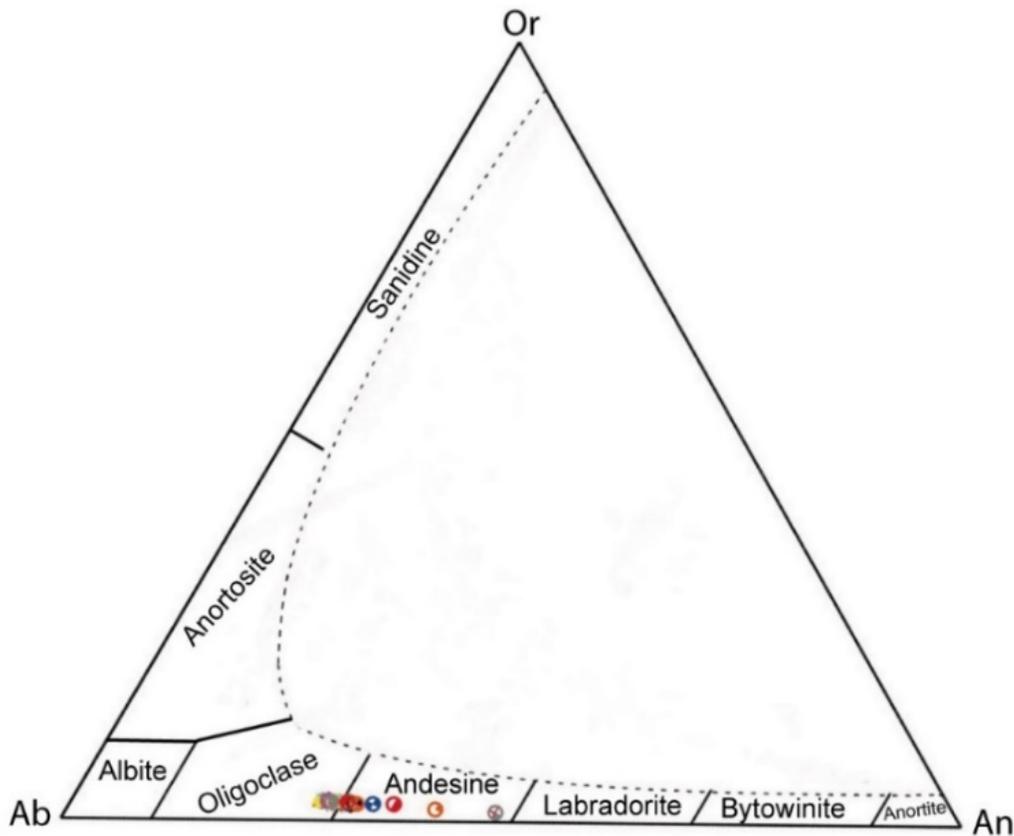


Figura 11. Diagrama de clasificación de feldespatos. (Rahman y Mackenzie, 1969).

Tabla 2. Análisis de química mineral realizado en los fenocristales de plagioclasa del domo Tapias.

Muestra IIES-V-015									
Fenocristales	Plag 1			Plag 2					
Microsonda	C9b1	C9b8	C9b9	C10a2	C10a3	C10a4	C10a5	C10a6	C10a7
Ubicación	Borde	Transecta 1	Centro	Borde			Transecta 2		
SiO ₂	53,87	57,64	57,27	57,02	57,39	57,83	57,96	58,41	57,36
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	26,85	23,51	23,76	23,31	23,76	23,27	23,34	23,48	24,04
FeO	0,33	0,12	0,13	0,15	0,12	0,12	0,10	0,11	0,09
MgO	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
CaO	9,91	6,04	6,51	6,11	6,27	6,00	5,95	5,84	6,60
Na ₂ O	5,90	8,22	7,82	8,08	7,83	7,93	8,26	8,22	7,70
K ₂ O	0,20	0,43	0,40	0,44	0,41	0,42	0,44	0,43	0,38
Total	97,07	95,97	95,89	95,12	95,79	95,57	96,05	96,49	96,20
Fórmula en base a 8 oxígenos									
Si	2,51	2,69	2,67	2,68	2,68	2,70	2,70	2,70	2,67
Al	1,47	1,29	1,31	1,30	1,31	1,28	1,28	1,28	1,32
Fe	0,01	-	-	0,01	-	-	-	-	-
Ca	0,49	0,30	0,33	0,30	0,31	0,30	0,30	0,29	0,33
Na	0,53	0,74	0,71	0,74	0,71	0,72	0,75	0,74	0,69
K	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Sum	5,03	5,05	5,04	5,05	5,03	5,03	5,05	5,04	5,03
X _{An}	48	29	32	29	30	29	28	28	32

Tabla 2 (continuación). Análisis de química mineral realizado en los fenocristales de plagioclasa del domo Tapias

Muestra IIES-V-015								
Fenocristales	Plag 2							
Microsonda	C10a8	C10a9	C10a10	C10a11	C10a12	C10a13	C10a14	C10a15
Ubicación	Transecta 2							Centro
SiO ₂	57,84	57,96	57,74	58,20	59,04	59,44	58,45	56,20
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	24,03	23,86	24,48	24,19	23,48	23,52	24,26	26,11
FeO	0,08	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,07	0,11
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	6,37	6,47	6,85	6,61	5,82	5,90	6,51	8,59
Na ₂ O	7,93	7,87	7,86	8,00	8,14	8,29	7,73	6,71
K ₂ O	0,39	0,37	0,36	0,38	0,44	0,43	0,37	0,27
Total	96,65	96,62	97,38	97,47	97,02	97,66	97,39	97,99
Fórmula en base a 8 oxígenos								
Si	2,67	2,68	2,65	2,67	2,71	2,71	2,68	2,58
Al	1,31	1,30	1,33	1,31	1,27	1,27	1,31	1,41
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,32	0,32	0,34	0,32	0,29	0,29	0,32	0,42
Na	0,71	0,71	0,70	0,71	0,73	0,73	0,69	0,60
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Sum	5,04	5,03	5,04	5,04	5,03	5,03	5,02	5,02
X _{An}	31	31	32	31	28	28	32	41

Tabla 2 (continuación). Análisis de química mineral realizado en los fenocristales de plagioclasa del domo Tapias

Muestra IIES-V-015												
Fenocristales	Plag 3										Plag 4	
Microsonda	C11a1	C11a2	C11a3	C11a4	C11a5	C11a6	C11a7	C11a8	C11a9	C11a10	C13a1	
Ubicación	Borde				Transecta 3						Centro	Borde
SiO ₂	55,65	58,24	59,86	59,16	60,67	60,14	60,78	60,03	57,96	58,88	56,75	
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Al ₂ O ₃	27,13	25,01	24,39	24,78	24,18	24,35	24,32	24,67	24,41	23,94	23,56	
FeO	0,32	0,13	0,13	0,10	0,13	0,13	0,14	0,16	0,12	0,10	0,14	
MgO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
CaO	9,80	7,55	6,53	7,11	6,10	6,48	6,12	6,55	6,76	6,14	6,44	
Na ₂ O	5,81	7,20	7,87	7,52	8,22	7,75	7,96	7,63	7,77	8,06	7,80	
K ₂ O	0,21	0,39	0,44	0,38	0,45	0,40	0,43	0,38	0,39	0,44	0,42	
Total	98,95	98,53	99,24	99,05	99,77	99,24	99,75	99,42	97,40	97,56	95,11	
Fórmula en base a 8 oxígenos												
Si	2,53	2,65	2,69	2,67	2,71	2,70	2,71	2,69	2,66	2,69	2,67	
Al	1,45	1,34	1,29	1,32	1,27	1,29	1,28	1,30	1,32	1,29	1,31	
Fe	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01	0,01	-	-	0,01	
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ca	0,48	0,37	0,31	0,34	0,29	0,31	0,29	0,31	0,33	0,30	0,32	
Na	0,51	0,63	0,69	0,66	0,71	0,67	0,69	0,66	0,69	0,72	0,71	
K	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	
Sum	5,00	5,01	5,02	5,01	5,02	5,00	5,00	5,00	5,03	5,03	5,04	
X _{An}	48	37	31	34	29	32	30	32	32	30	31	

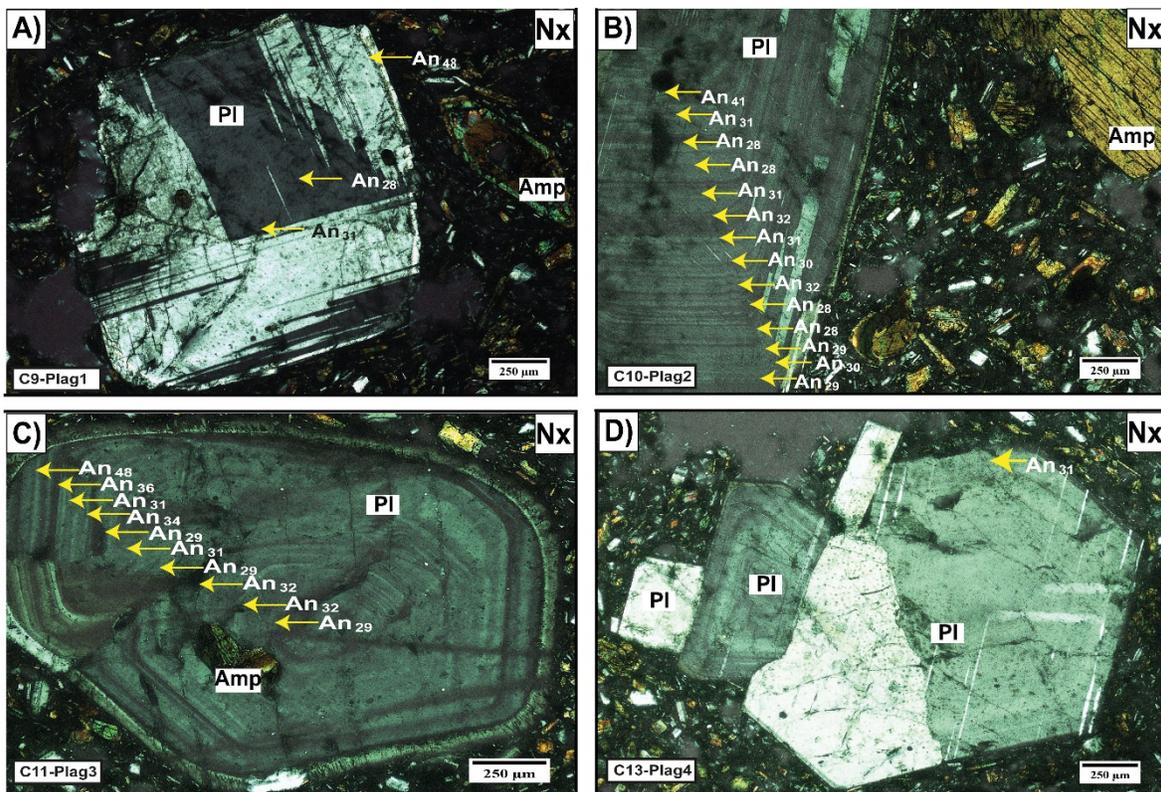


Figura 12. Fotomicrografías de los fenocristales de plagioclasa utilizados en el análisis de química mineral.

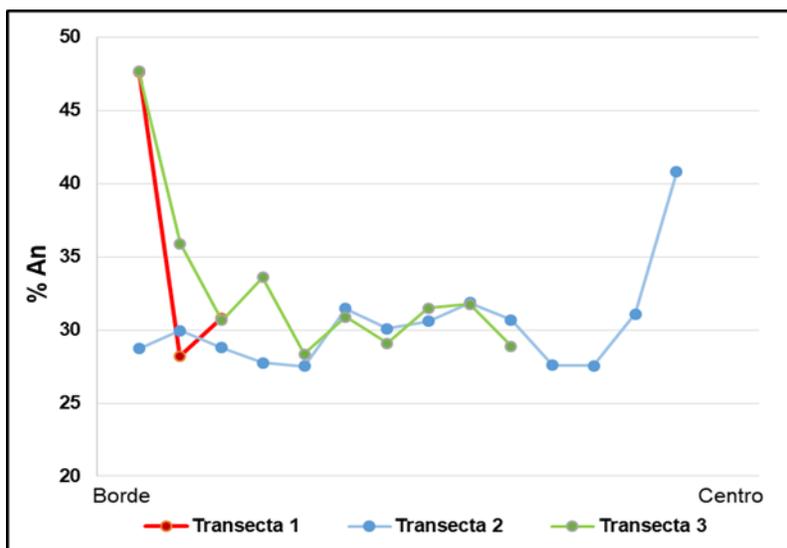


Figura 13. Porcentaje de anortita en los cristales de plagioclasa zonados del domo Tapias.

6.2.2 Anfíbol

Diez y nueve análisis químicos fueron obtenidos de los fenocristales de anfíbol (Tabla 3). Los análisis fueron realizados tanto en cristales de anfíbol tipo I como de anfíbol tipo II (centro y borde). Según el diagrama $(Ca+Na)_B$ vs Na_B (Leake *et al.*, 1997), los datos indican que los cristales analizados son cálcicos (Figura 14) y que cristalográficamente han sido definidos como anfíboles monoclinicos. Este grupo de anfíboles comúnmente han sido denominados hornblendas cuando se refiere a un término general; la nomenclatura específica lleva como prefijos “ferro” o “magnesio”, indicadores de la composición del anfíbol (Leake *et al.*, 1997).

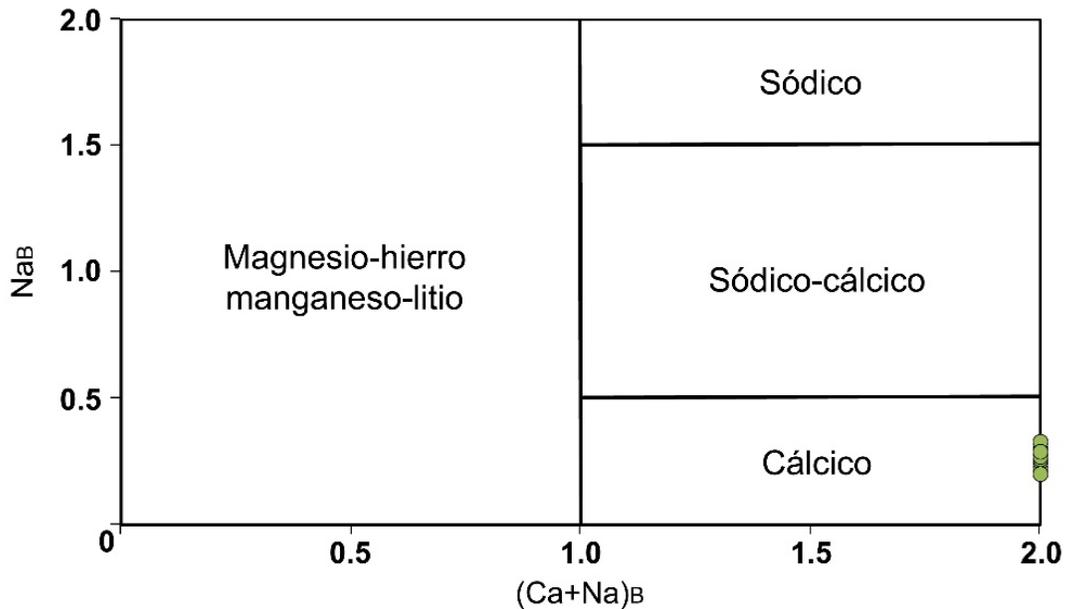


Figura 14. Clasificación de anfíboles con base en valores de $(Ca+Na)_B$ vs Na_B (Leake *et al.*, 1997).

Tabla 3. Análisis de química mineral realizados en los fenocristales de anfíbol del domo Tapias. Datos superiores a 94 son considerados como apropiados asumiendo un contenido de H₂O ~4 % y un valor del 98% como el mínimo aceptable para validar los valores obtenidos de la microsonda.

	Muestra IIES-V-015									
Fenocristales	Anf 1	Anf 2	Anf 3	Anf 4	Anf 5		Anf 6	Anf 7		
Microsonda	C6	C10b	C11b1	C11b2	C11c1	C11c2	C12a1	C12a2	C12a3	
Ubicación	Centro	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro	
Tipo	I	I	I	I	II	II	II	II	II	
SiO ₂	39,76	41,60	42,26	42,06	42,78	42,66	41,34	42,87	40,77	
TiO ₂	2,33	1,28	1,33	1,34	2,44	1,28	1,41	2,05	1,90	
Al ₂ O ₃	11,88	10,68	10,93	11,04	10,69	10,28	11,14	10,58	11,68	
FeO	13,42	16,06	16,63	16,77	8,53	17,08	16,95	10,30	17,00	
MnO	0,21	0,41	0,36	0,40	0,11	0,40	0,41	0,17	0,40	
MgO	12,97	11,28	10,90	10,67	16,35	10,86	10,54	15,23	10,20	
CaO	10,68	10,99	10,87	11,01	11,00	11,14	11,08	11,02	10,74	
Na ₂ O	2,37	1,96	2,06	2,08	2,46	1,98	2,05	2,35	2,33	
K ₂ O	0,48	0,67	0,78	0,90	0,60	0,84	0,89	0,55	0,72	
Total	94,11	94,94	96,11	96,27	94,96	96,51	95,82	95,12	95,73	
Formula en base a 13 cationes										
^T Si	5,99	6,31	6,34	6,33	6,26	6,41	6,27	6,31	6,18	
^T Al ^{IV}	2,01	1,69	1,66	1,67	1,74	1,59	1,73	1,69	1,82	
^C Al ^{VI}	0,10	0,22	0,28	0,29	0,11	0,23	0,26	0,14	0,27	
^C Ti	0,26	0,15	0,15	0,15	0,27	0,14	0,16	0,23	0,22	
^C Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
^C Fe ³⁺	1,14	0,91	0,84	0,74	0,84	0,75	0,78	0,85	0,80	
^C Mg	2,91	2,55	2,44	2,39	3,57	2,43	2,38	3,34	2,31	
^C Fe ²⁺	0,55	1,13	1,25	1,37	0,21	1,39	1,37	0,42	1,36	
^C Mn	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,05	0,02	0,00	
^B Ca	1,72	1,78	1,75	1,77	1,72	1,79	1,80	1,74	1,75	
^B Na	0,28	0,22	0,25	0,23	0,28	0,21	0,20	0,26	0,25	
^A Na	0,42	0,36	0,35	0,38	0,42	0,37	0,40	0,41	0,43	
^A K	0,09	0,13	0,15	0,17	0,11	0,16	0,17	0,10	0,14	

Tabla 3 (continuación). Análisis de química mineral realizados en los fenocristales de anfíbol del domo Tapias.

Muestra IIES-V-015										
Fenocristales	Anf 8		Anf 9	Anf 10	Anf 11	Anf 12	Anf 13		Anf 14	Anf 15
Microsonda	C12a4	C12a5	C12b2	C12c	C14a1	C14a2	C14a4	C14a5	C14a6	C15a7
Ubicación	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
Tipo	II	II	I	II	II	II	II	II	II	II
SiO ₂	43,77	43,54	39,85	42,14	41,18	42,82	42,98	41,55	45,17	43,70
TiO ₂	1,21	2,15	1,59	1,21	1,30	2,54	1,25	1,29	0,93	2,06
Al ₂ O ₃	9,98	10,05	11,90	10,33	10,98	10,88	11,08	10,38	8,54	10,59
FeO	13,86	8,81	16,47	16,83	16,21	8,90	16,27	15,21	15,86	9,37
MnO	0,35	0,13	0,39	0,43	0,35	0,11	0,42	0,43	0,45	0,13
MgO	13,10	16,65	10,38	11,05	11,16	16,07	11,02	13,06	12,29	16,22
CaO	10,72	10,67	10,99	11,10	11,07	11,07	10,93	11,05	10,91	11,01
Na ₂ O	2,11	2,50	2,15	1,96	1,93	2,51	1,99	2,06	1,74	2,43
K ₂ O	0,46	0,52	0,73	0,79	0,66	0,60	0,70	0,70	0,47	0,54
Total	95,56	95,01	94,45	95,84	94,84	95,51	96,64	95,42	96,36	96,04
Formula en base a 13 cationes										
^T Si	6,48	6,34	6,12	6,36	6,41	6,25	6,39	6,30	6,68	6,32
^I Al ^{IV}	1,52	1,66	1,88	1,64	1,74	1,75	1,61	1,70	1,32	1,68
^C Al ^{VI}	0,22	0,06	0,27	0,20	0,22	0,12	0,34	0,15	0,17	0,13
^C Ti	0,13	0,24	0,18	0,14	0,15	0,28	0,14	0,15	0,10	0,22
^C Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
^C Fe ³⁺	0,95	1,00	0,84	0,85	0,93	0,78	0,80	0,92	0,90	0,91
^C Mg	2,89	3,61	2,38	2,49	2,53	3,50	2,44	2,50	2,71	3,50
^C Fe ²⁺	0,77	0,08	1,28	1,27	1,13	0,30	1,23	1,22	1,06	0,23
^C Mn	0,04	0,02	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05	0,06	0,00	0,02
^B Ca	1,70	1,66	1,81	1,79	1,80	1,73	1,74	1,79	1,73	1,71
^B Na	0,30	0,34	0,19	0,21	0,20	0,27	0,26	0,21	0,27	0,29
^A Na	0,31	0,37	0,45	0,37	0,37	0,44	0,32	0,40	0,23	0,39
^A K	0,09	0,10	0,14	0,15	0,13	0,11	0,13	0,14	0,09	0,10

Según Leake *et al.* (1997), los resultados indican que los cristales de anfíbol tipo I corresponden a magnesiohastingsita y tshermakita, al igual que para los anfíboles tipo II con un dato aislado de magnesiohornblenda (Figuras 15 y 16; Tabla 3).

En el diagrama propuesto por Leake *et al.* (1997) (Figura 15) no se encontró ningún cristal que obedezca con los parámetros ($Al^{VI} \geq Fe^{3+}$) que definen a los anfíboles cálcicos como pargasitas (las cuales poseen mayor cantidad de H_2O respecto a los demás anfíboles), por lo tanto, todos los datos clasificados en este diagrama (tanto en anfíboles tipo I y anfíboles tipo II) fueron tomados como magnesiohastingsitas.

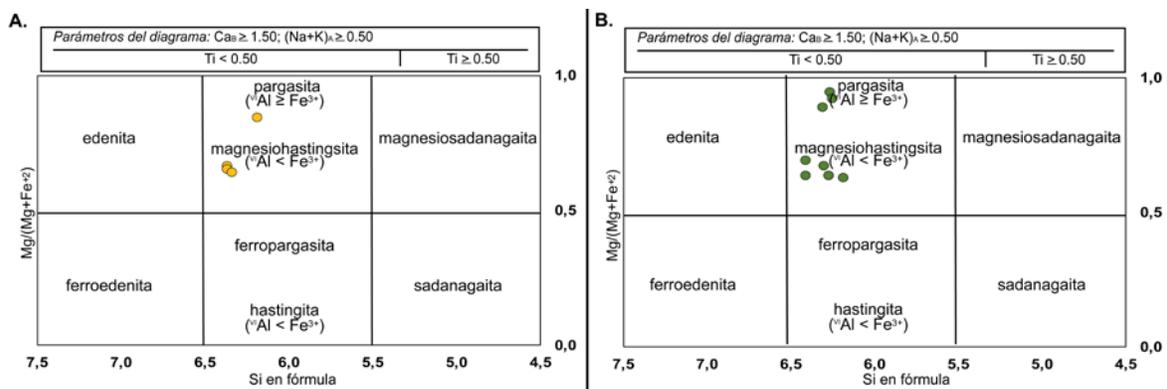


Figura 15. Diagrama de clasificación para la nomenclatura de anfíboles cálcicos. A. Diagrama para los anfíboles tipo I. B. Diagrama para los anfíboles tipo II.

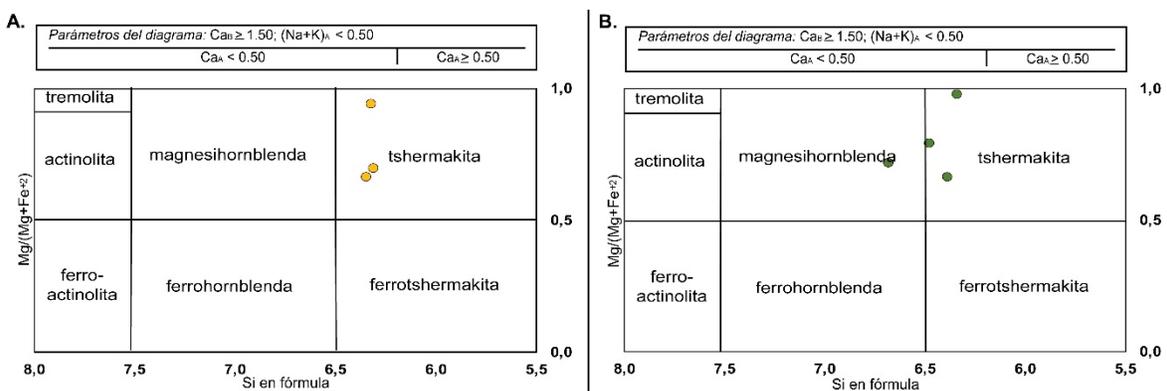


Figura 16. Diagrama de clasificación para la nomenclatura de anfíboles cálcicos. A. Diagrama para los anfíboles tipo I. B. Diagrama para los anfíboles tipo II.

Luego de establecer los tipos de cristales de anfíbol del domo Tapias, se realizaron diagramas composicionales binarios con el objetivo de resaltar las diferencias entre ellos (Figura 17). Así, es posible observar la semejanza en la composición química de los anfíboles tipo I y los núcleos de los anfíboles tipo II. Los diagramas evidencian las más altas concentraciones en MgO (Figura 17 A) y más bajas en FeO (Figura 17 B) en los bordes de los anfíboles tipo II en contraste con los núcleos, así como con los anfíboles tipo I. Esto indica además, que los anfíboles tipo II presentan una zonación inversa.

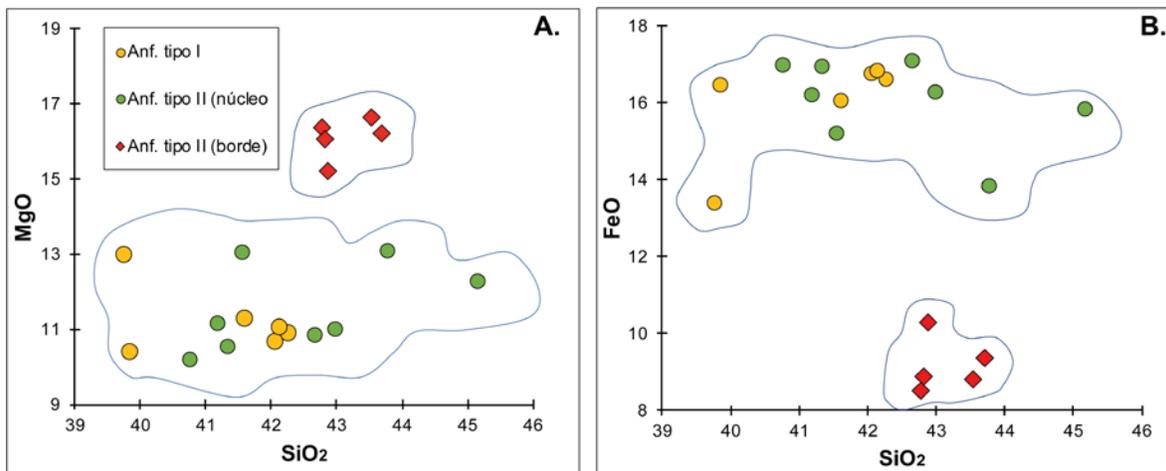


Figura 17. Diagramas binarios para los anfíboles del domo Tapias A. Diagrama de MgO vs SiO₂. B. Diagrama de FeO vs SiO₂.

6.2.3 Biotita

Tres análisis químicos se obtuvieron de las biotitas del domo Tapias (Tabla 4). Según el contenido de Fe/(Fe+Mg) vs Al (Speer, 1984) y el diagrama de clasificación propuesto por Deer et al. (1986) éstas se diferencian claramente de las flogopitas (Figura 18 A), y se clasifican como ferro-biotitas (Figura 18 B).

Tabla 4. Análisis de química mineral realizado en los fenocristales de biotita del domo Tapias. Es importante mencionar que la suma total de los óxidos mayores se encuentra por debajo del rango de confiabilidad, por lo que los datos obtenidos desde el análisis de estos resultados deben ser tomados con cautela.

Muestra IIES-V-015			
Fenocristales	Bio1	Bio2	Bio3
Microsonda	C2b	C6a	C7A-b
SiO ₂	30,13	33,39	32,00
Al ₂ O ₃	13,02	14,06	14,75
TiO ₂	3,52	3,77	3,49
Na ₂ O	0,67	0,53	0,64
MgO	11,79	11,66	11,02
K ₂ O	8,50	8,52	7,84
FeO	18,33	19,15	17,89
MnO	0,17	0,20	0,16
Total	86,14	91,29	87,78
Cationes por unidad de fórmula (22 oxígenos)			
Si	5,19	5,37	5,31
Al iv	2,64	2,63	2,69
Al vi	0,00	0,03	0,20
Ti	0,46	0,46	0,44
Fe ³⁺	1,81	1,82	1,98
Fe ²⁺	2,83	2,75	2,67
Mn	0,02	0,03	0,02
Mg	3,03	2,80	2,73
Na	0,23	0,17	0,21
K	1,87	1,75	1,66
Total	18,07	17,80	17,91
Al total	2,64	2,66	2,89
Fe/Fe+Mg	0,47	0,48	0,48

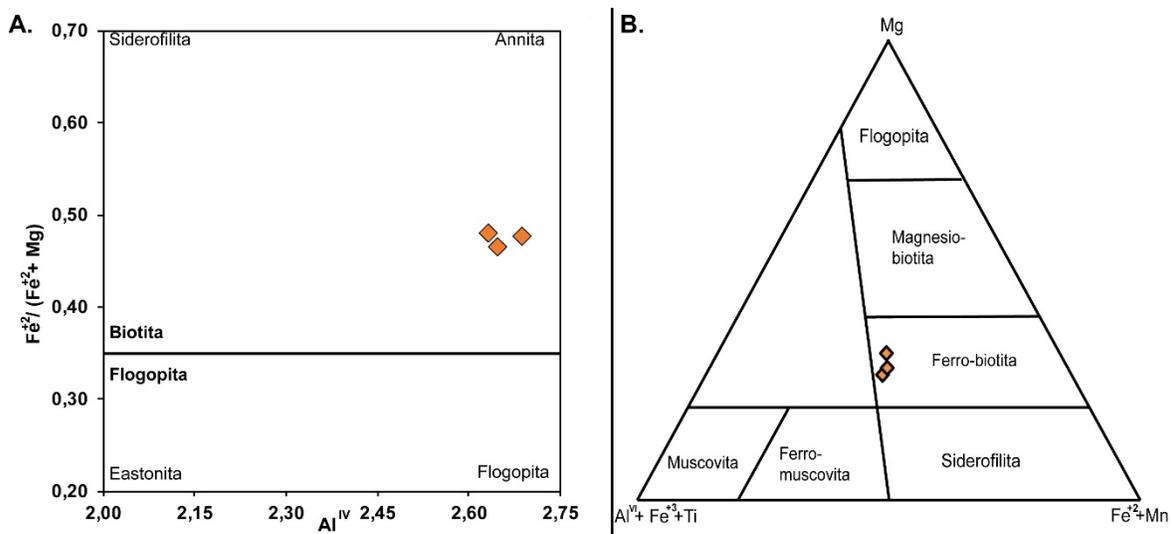


Figura 18. Diagrama de clasificación para las biotitas según su composición. (A) clasificación según Deer et al., 1986. (B) clasificación según Foster (1960).

En términos de ambientes de formación, diagramas propuestos por Abdel-Raman (1994) divide los cristales biotita y la relación de sus óxidos mayores (Al_2O_3 , FeO y MgO) con base en el tipo de magma y ambiente de cristalización a partir del cual fueron formadas. Así, este autor propone tres ambientes de formación: (A) Complejos alcalinos anorogénicos asociados a suites Tipo A, (B) Suites peraluminosas incluyendo granitos Tipo S y (C) Complejos calco-alcalinos orogénicos. Según estos diagramas, los cristales de biotita caen en el campo C, correspondiente a complejos calco-alcalinos (Figura 19).

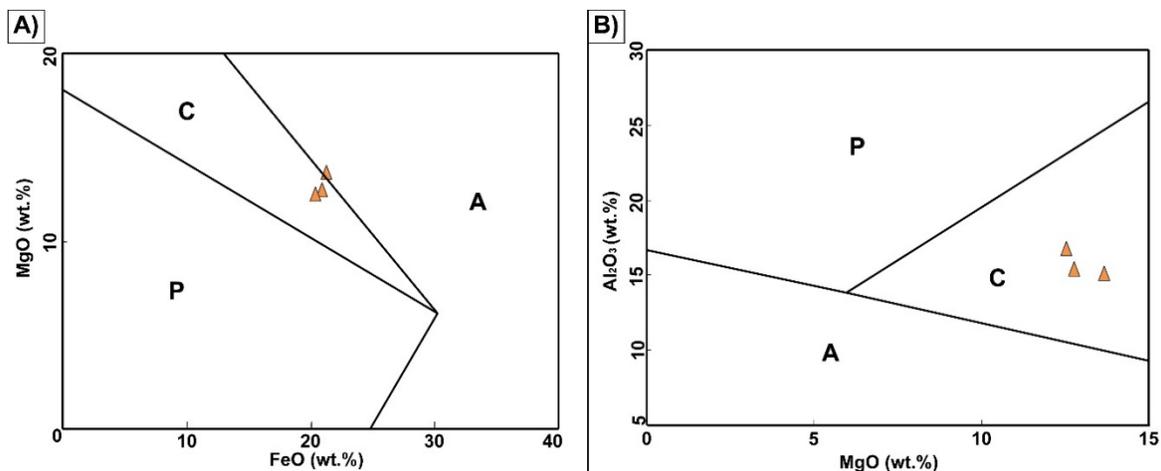


Figura 19. Diagramas de clasificación según el ambiente tectónico para las biotitas de domo Tapias. A. Diagrama binario de MgO vs FeO. B. Diagrama binario de Al_2O_3 vs MgO.

6.3 Química de roca total

Los resultados obtenidos del análisis químico de roca total del domo Tapias se presentan en la Tabla 5.

Tabla 5. Análisis químico en roca total del domo Tapias.

Domo		Tapias					
Muestra		IIES-V-015					
	wt, %		ppm		ppm		ppm
SiO ₂	66,59	Cr	116,16	Cs	2,50	La	18,92
TiO ₂	0,67	Ni	22,29	Ba	1322,84	Ce	34,51
Al ₂ O ₃	14,18	Co	10,55	Sr	628,74	Pr	4,90
Fe ₂ O ₃	4,22	V	87,29	Ga	18,32	Nd	19,82
MnO	0,08	Cu	10,81	Ta	0,42	Sm	4,21
MgO	3,09	Pb	13,22	Nb	6,61	Eu	1,16
CaO	4,74	Zn	72,71	Hf	3,36	Gd	3,48
Na ₂ O	4,19	Sn	1,29	Zr	125,16	Tb	0,50
K ₂ O	2,0	W	0,38	Y	14,98	Dy	2,60
P ₂ O ₅	0,23	Mo	1,03	Th	5,94	Ho	0,51
Total	100	Rb	56,55	U	2,56	Er	1,31
		Yb	1,25	Lu	0,19		

Estos análisis indican que la roca tiene composición dacítica (Le Bas *et al.*, 1986; Figura 20 A) y que se encuentra en la serie calco-alcalina (Irvine y Baragar, 1971; Figura 20 B) media en K (Peccerillo y Taylor, 1976; Figura 20 C) similar a las rocas del volcán Cerro Machín (Laeger *et al.*, 2013). A diferencia de estas últimas, la roca del domo Tapias presenta contenidos ligeramente mayores de TiO_2 , CaO , MgO , P_2O_5 y FeO_t en contraste con el Al_2O_3 , Na_2O y K_2O que presentan valores más bajos (Figura 21).

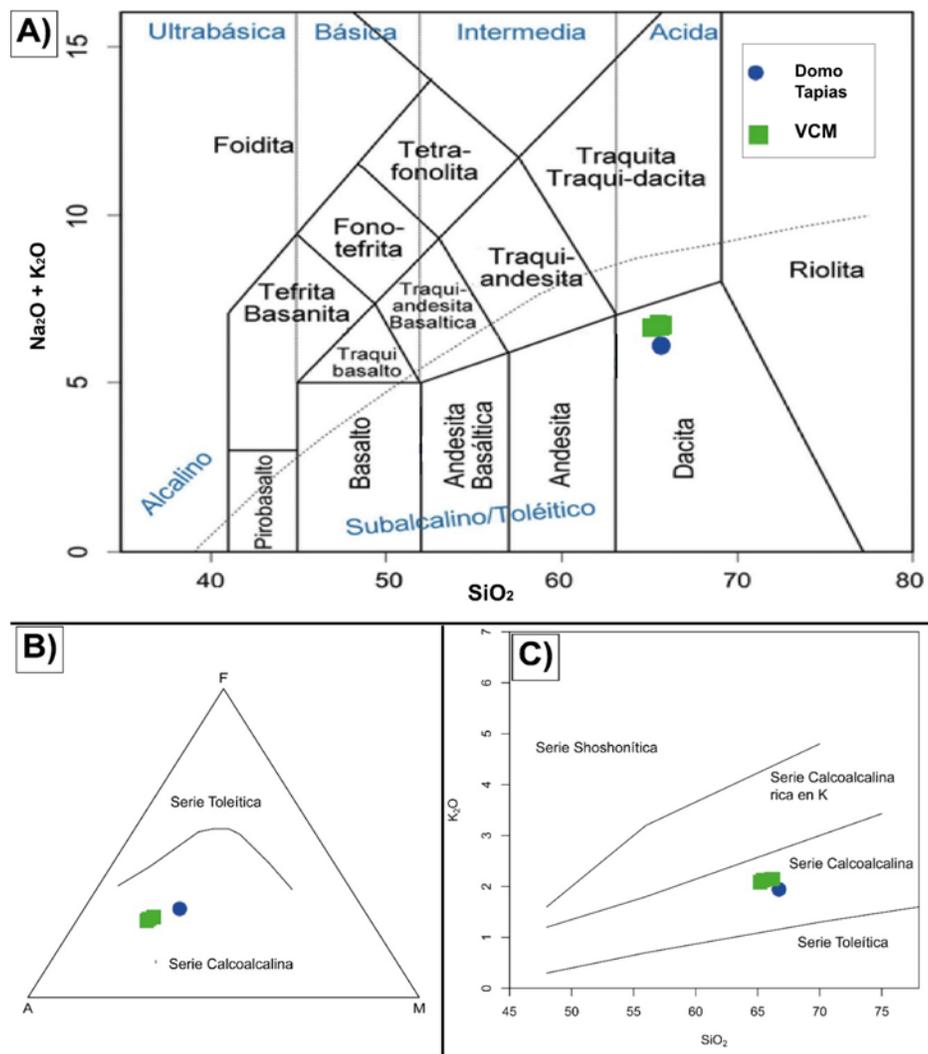


Figura 20. A. Diagrama TAS basado en el contenido de álcalis vs sílice (Le Bas *et al.*, 1986). B. Diagrama AFM de clasificación de las rocas subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971). C. Diagrama de clasificación K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). Muestras del volcán Cerro Machín tomadas de Laeger *et al.* (2013).

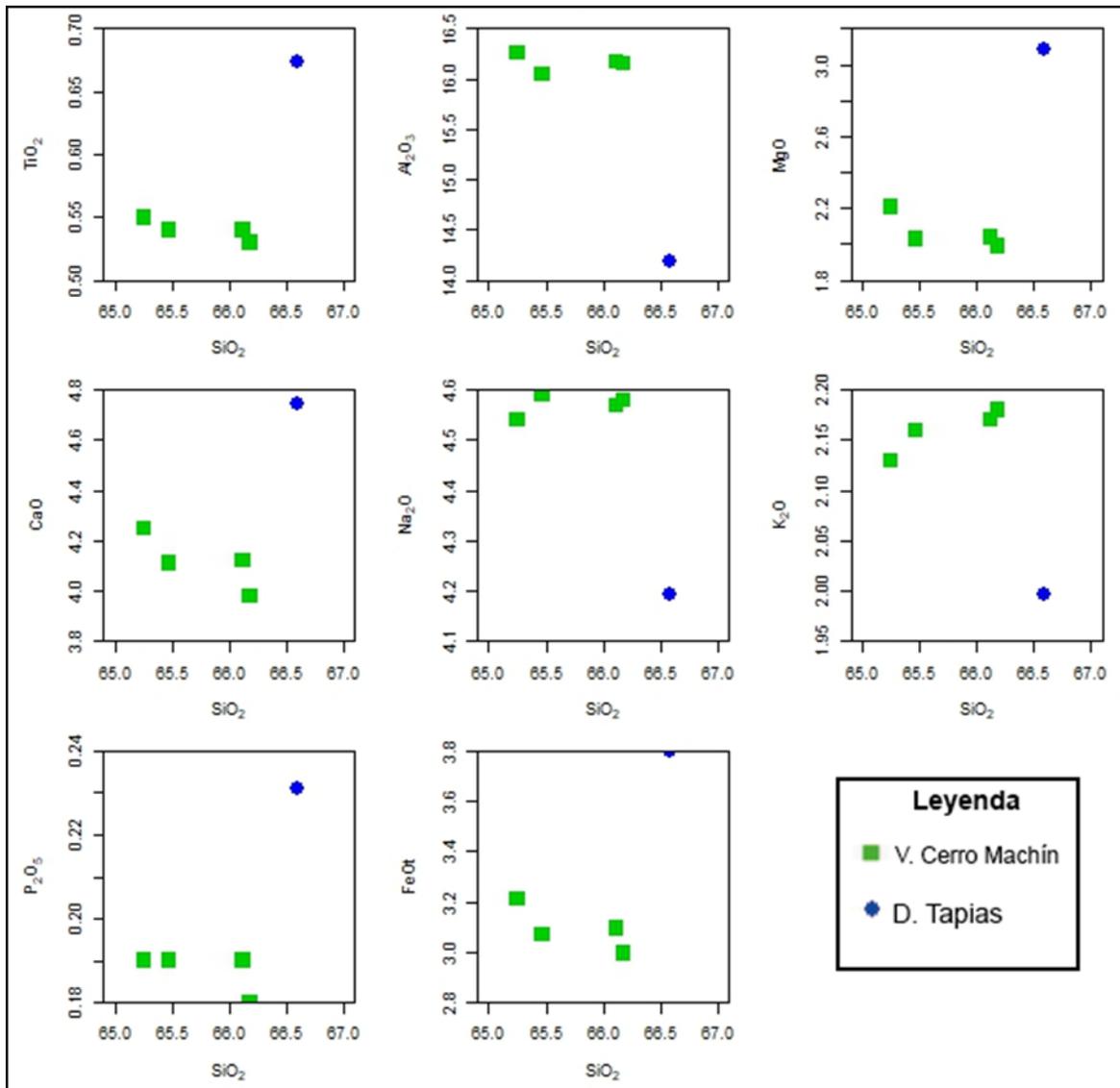


Figura 21. Diagramas tipo Harker para óxidos. Muestras del volcán Cerro Machín tomadas de Laeger et al. (2013).

Diagramas binarios para elementos traza (REE) (Figura 22), evidencian enriquecimientos en Cr, Ni e Y y empobrecimientos en Rb, Ba, Sr, Zr, La y Ce con respecto a los valores del VCM.

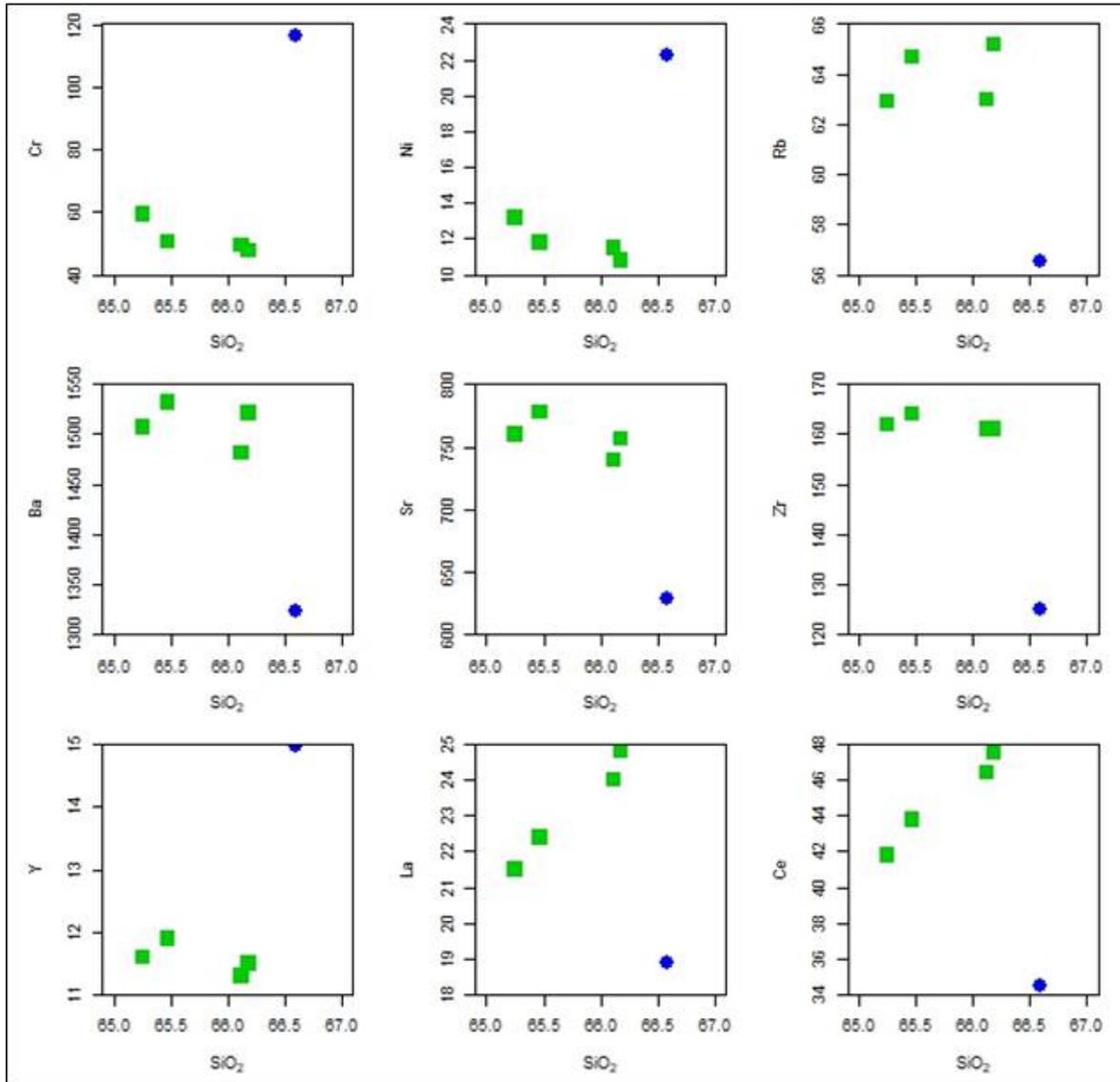


Figura 22. Diagramas binarios para elementos traza. Muestras del volcán Cerro Machín tomadas de Laeger et al. (2013).

Un diagrama multielemental normalizado a corteza promedio según Weaver y Tarney (1984) (Figura 23 A) también se usó para comparación. En éste se observa una tendencia de composición similar a la corteza y un patrón comparable con los valores reportados para el VCM. Específicamente, los elementos Ba, U y Tb presentan pequeñas anomalías positivas mientras que Nb, La, Ce y Zr anomalías negativas. Igualmente, los datos del domo Tapias fueron normalizados con respecto a las concentraciones de elementos de tierras raras (REE) según el

condrito de Nakamura (1974) (Figura 23 B). En este diagrama se observa una composición semejante con los datos reportados para el VCM, en donde se observan enriquecimientos en elementos de tierras raras livianas (LREE) y empobrecimientos en tierras raras pesadas (HREE).

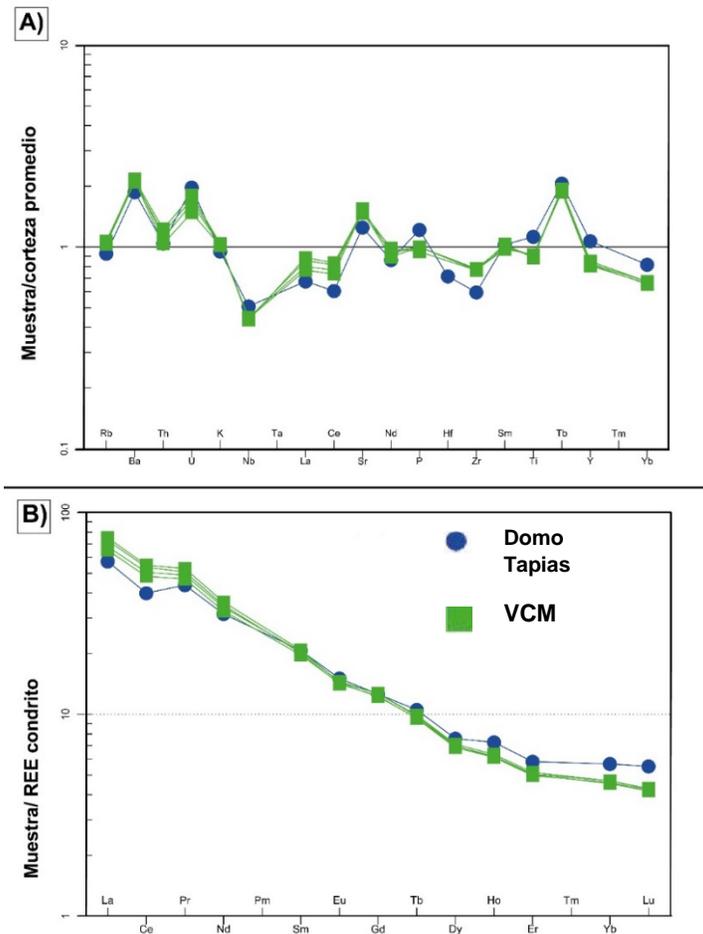


Figura 23. Diagramas multielementales normalizados a corteza promedio (A) y REE (B). Muestras del volcán Cerro Machín tomadas de Laeger et al. (2013).

6.4 Isotopos radiogénicos

Valores obtenidos para isotopos de Sr, Nd, Pb y Hf del domo Tapias se muestran en la Tabla 6.

Tabla 6. Análisis de isótopos radiogénicos para el domo Tapias.

Isótopos radiogénicos del domo Tapias	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70491
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18,96018
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,64307
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38,78738
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51271
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0,28291

Las composiciones isotópicas del domo Tapias fueron comparadas con las proporcionadas por Laeger *et al.* (2013) y Errázuriz-Henao *et al.* (2019) para el VCM. Las rocas del domo Tapias y del VCM presentan valores similares (Figura 24), con un ligero enriquecimiento del domo Tapias en todas las relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y un empobrecimiento en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

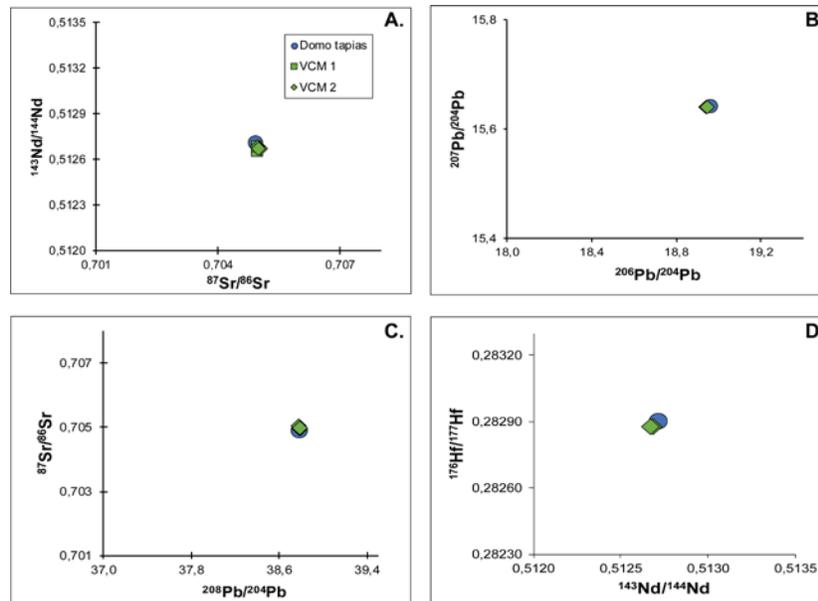


Figura 24. Comparación isotópica del domo Tapias y el VCM. Los datos VCM 1 fueron tomados de Laeger *et al.* (2013), mientras que los de VCM 2 se tomaron de Errázuriz-Henao *et al.* (2019).

7. DISCUSIÓN

7.1 Una historia revelada por los anfíboles

Las relaciones respecto a los óxidos mayores (Tabla 3) obtenidos en la química mineral para el anfíbol del domo Tapias, muestran una semejanza entre el anfíbol tipo I y el núcleo del anfíbol tipo II con un contenido de MgO que varía entre 10,20 y 13,10 wt.%. Este valor difiere significativamente con los datos del borde del anfíbol tipo II en el cual las cantidades de MgO son mayores (16,07 – 16,65 wt.%), reflejando una composición más evolucionada en el centro que en el borde (i.e. una zonación inversa).

Con base en los geotermobarómetros de Ridolfi *et al.* (2010) fue posible evidenciar que para el anfíbol tipo I, las condiciones de cristalización corresponden a temperaturas de $899 \pm 11^\circ\text{C}$, presiones de 309 ± 26 MPa, fugacidad de oxígeno de $11,50 \pm 0,02$ y porcentaje de agua en el fundido de $6,32 \pm 0,5$ wt.% (Tabla 7; Figura 24 A, B, C). Usando un peso específico para la corteza de $2,70 \text{ g/cm}^3$ (Ridolfi *et al.*, 2010), la profundidad de cristalización de estos anfíboles corresponde a $11,51 \pm 1,26$ km (Tabla 7; Figura 25 D).

Para el anfíbol tipo II, las condiciones de cristalización reflejan en su núcleo similitud con las condiciones de formación del anfíbol tipo I, con temperaturas de $905 \pm 48^\circ\text{C}$, presiones de 310 ± 151 MPa, fugacidad de oxígeno de $11,43 \pm 0,6$ y porcentaje de agua en el fundido de $6,58 \pm 1,05$ wt. % (Tabla 7; Figura 25 A, B, C). En este caso, la profundidad de cristalización para estos cristales corresponde a $11,73 \pm 5,72$ km (Tabla 10; Figura 25 D). No obstante, en su borde, este tipo de anfíbol refleja condiciones de cristalización asociadas a profundidades más superficiales ($9,39 \pm 2,61$ km; Tabla 7; Figura 25 D), aunque con temperaturas de formación mayores ($931 \pm 58^\circ\text{C}$); para estas profundidades la presión obtenida fue de 256 ± 54 MPa, la fugacidad de oxígeno de $10,34 \pm 2$ y el porcentaje de agua en el fundido de $4,99 \pm 2,1$ wt. % (Figura 25 A, B, C).

Tabla 7. Condiciones de cristalización de los anfíboles del domo Tapias determinadas a partir del geotermobarómetro de Ridolfi et al. (2010).

Cristal	Tipo	Ubicación	T	P	Profundidad	LogfO2	H ₂ O
C11_b1_anf	I	Centro	899	310	11,69	-11,50	6,57
C11_b2_anf	I	Centro	905	322	12,14	-11,51	6,39
C12_c_anf	I	Centro	894	296	10,88	-11,49	6,07
C12_a3_anf	II	Centro	929	386	14,59	-11,36	6,85
C12_a1_anf	II	Centro	916	336	12,70	-11,35	6,37
C14_a4_anf	II	Centro	893	314	11,85	-11,58	7,11
C14_a5_anf	II	Borde	902	276	10,43	-11,34	6,05
C14_a2_anf	II	Borde	953	283	10,70	-9,50	4,37
C11_c2_anf	II	Centro	887	263	9,93	-11,73	6,06
C12_a4_anf	II	Centro	881	235	8,87	-11,13	6,14
C11_C1_anf	II	Borde	960	272	9,61	-9,34	4,17
C12_a5_anf	II	Borde	933	229	8,09	-9,53	3,94
C12_a2_anf	II	Borde	940	268	9,47	-9,84	4,88

Los valores de las condiciones de cristalización, así como las texturas observadas en la petrografía y en la química mineral, sugieren que el borde del anfíbol tipo II ($T = 931 \pm 58$ °C; $H_2O = 4,99 \pm 2,1$ wt. %) representa la entrada de un magma más máfico, en comparación con el magma donde el anfíbol tipo I ($T = 899 \pm 11$ °C; $H_2O = 6,32 \pm 0,5$ wt.%) y el núcleo del anfíbol tipo II ($T = 905 \pm 48$ °C; $H_2O = 6,58 \pm 1,05$ wt. %) cristalizaron. Así, las condiciones de cristalización de los anfíboles tipo I y los anfíboles tipo II-núcleo sugieren un magma inicial ubicado a una profundidad de $11,73 \pm 5,72$ km ($P = 310 \pm 151$ MPa), que fue intruído por un magma más máfico y con menos agua ($H_2O = 4,99 \pm 2,1$ wt. %) que afectó algunos anfíboles ocasionando la cristalización de un borde más magnésico y generando así, una clara zonación inversa; esta cristalización ocurrió a $9,39 \pm 2,61$ km de profundidad ($P = 256 \pm 54$ MPa). Al caso del anfíbol, se suma también la plagioclasa que ocasionalmente muestra zonaciones inversas con enriquecimiento de Fe en los bordes ricos en Ca como se observa en la Tabla 2.

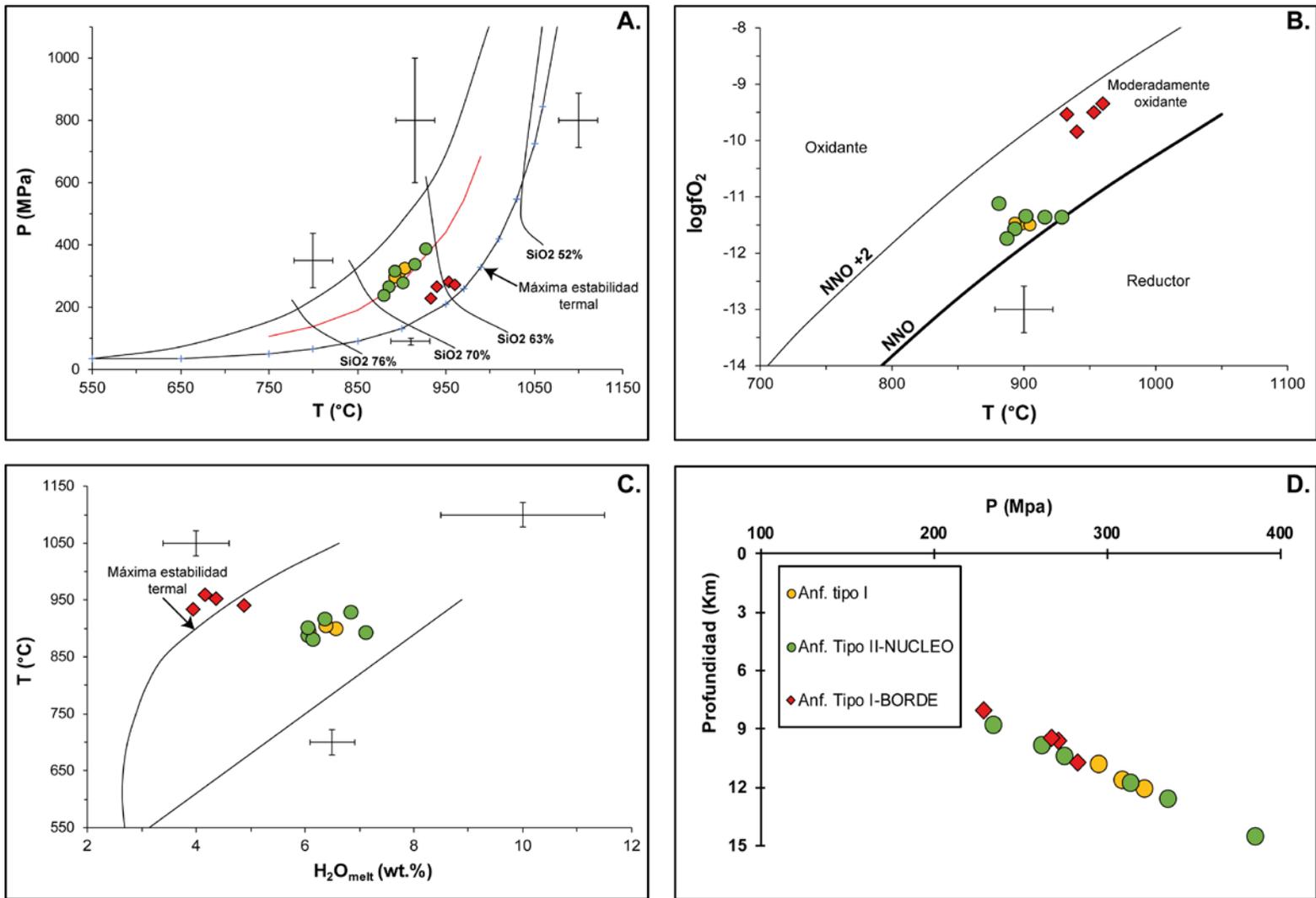


Figura 25. Diagramas binarios de clasificación para los valores obtenidos de la geotermobarometría para el domo Tapias. A. P vs T; B. logfO₂ vs T; C. T vs H₂O; Profund. vs P.

7.2 Otros aspectos de la cristalización

Análisis experimentales (e.g. Rutherford y Devine, 2003; Holtz et al., 2005) sobre magmas ricos en sílice reflejan que la presencia de plagioclasa rica en Ab ($X_{Ab} > 0,6$), biotita y cuarzo se forman generalmente a temperaturas más bajas que las temperaturas de cristalización del anfíbol. Para el Monte Pinatubo, por ejemplo, se determinó que la biotita es estable a temperaturas < 760 °C y porcentaje de agua en el fundido superior a 5,6 w.t % (Scaillet y Evans, 1999). Teniendo en cuenta la presencia de biotita en el domo Tapias y que ésta tiene como temperatura máxima de estabilidad 800°C en condiciones saturadas de H₂O (Scaillet y Evans, 1999), es posible sugerir que la temperatura final de cristalización en el domo Tapias ocurrió por debajo de los 800 °C y que el anfíbol cristalizó por encima como lo evidencian las temperaturas calculadas a partir de geotermobarómetros. Por debajo de estas temperaturas (i.e. 800°C) cristalizaron también la plagioclasa y el cuarzo.

7.3 Comparación con el volcán Cerro Machín

El comportamiento de los elementos traza (e.g. REE) y la composición isotópica (e.g. Sr, Nd, Pb y Hf) de las rocas del VCM y del domo Tapias sugieren una fuente magmática común, por lo que es posible correlacionar los dos sistemas. Las rocas del domo Tapias son similares a rocas del VCM, con respecto a su composición química, mineralógica, así como a los resultados en los cálculos geotermobarométricos. Por ejemplo, la propuesta de un estadio inicial de un magma dacítico en una cámara magmática entre ~9 y 18 km de profundidad para el VCM (Laeger *et al.*, 2013), concuerda con el origen y condiciones de cristalización reveladas por los anfíboles encontrados en el domo Tapias. Petrográficamente, Laeger *et al.* (2013) evidenciaron estas profundidades a partir de la presencia de dos tipos de anfíbol (I y II-núcleo / II-borde) como también ocurren en el domo Tapias.

Este trabajo propone que la cámara magmática que alimenta las erupciones del VCM, también alimenta el magma del domo Tapias (5 km al SE del volcán). Por sí solo, este domo podría ser considerado como un volcán monogenético; no obstante, teniendo en cuenta la clara relación con el VCM, es claro que el mecanismo de emplazamiento es superficial y está asociado con la cámara magmática alimentadora del volcán y no con un reservorio más profundo que pudiera dar origen inclusive a nuevos volcanes monogenéticos independientes del VCM. Este último caso se ha evidenciado más al norte, en el campo volcánico monogenético Villamaría-Termas cercano a los volcanes Nevado del Ruiz y Cerro Bravo (Botero-Gómez *et al.*, 2018; Osorio *et al.*, 2018).

7.4 Comparación con otros volcanes de la PVTSC

Las composiciones isotópicas del domo Tapias y del VCM, muestran un enriquecimiento de Sr y empobrecimiento de Nd y Hf con respecto a los valores reportados para el volcán Nevado Santa Isabel y el volcán Nevado del Ruiz (Figura 26 A, B y C; Errazuriz *et al.*, 2019). También los valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ presentan un ligero enriquecimiento con respecto al Nevado Santa Isabel aunque similitud con el Nevado del Ruiz (Figura 26 D). Estas diferencias sugieren magmas originados a partir de fuentes diferentes y probablemente diferentes niveles de contaminación cortical.

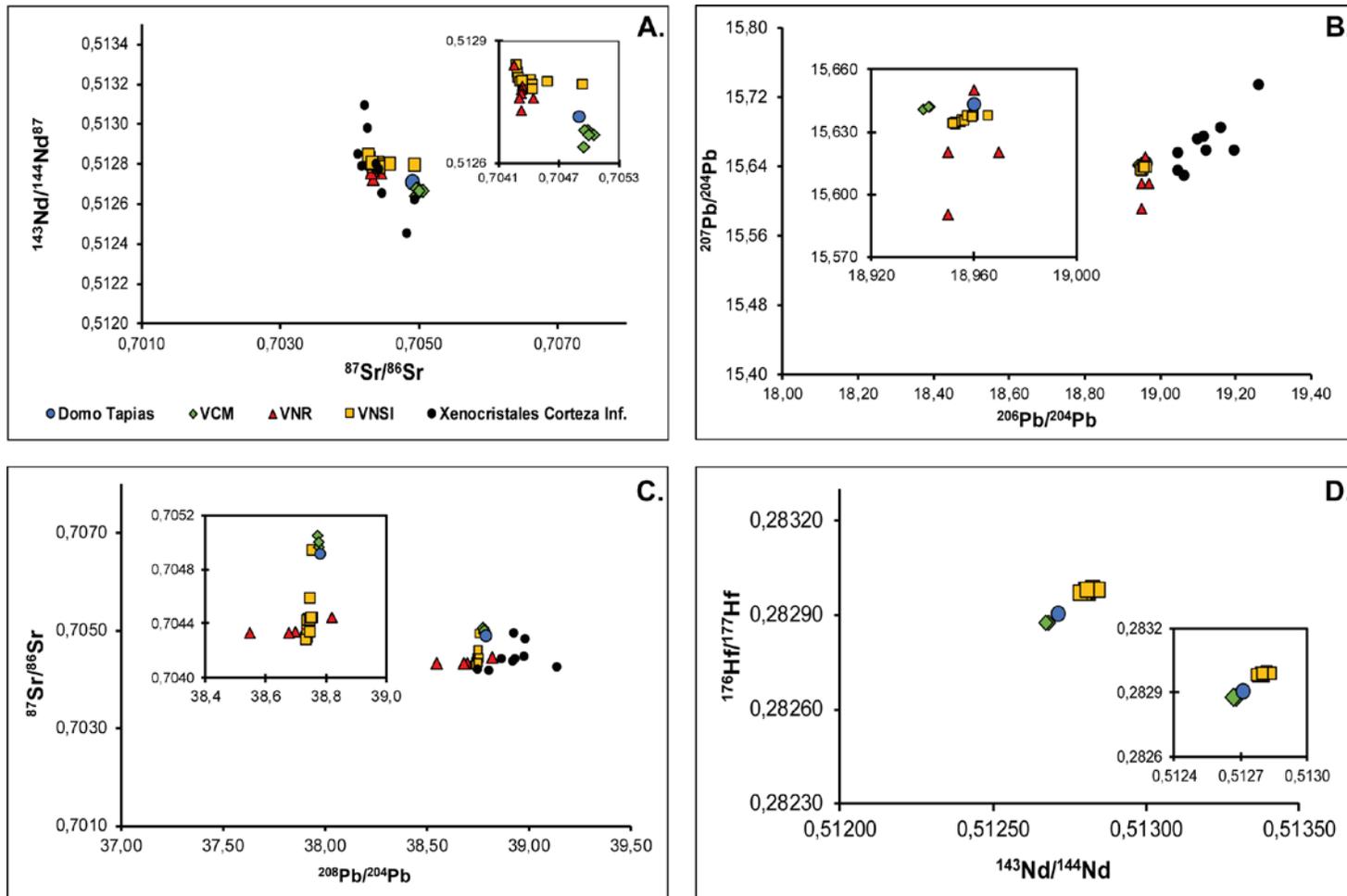


Figura 26. Composición isotópica del domo Tapias en comparación con los datos del VCM, VNR, VNSI, xenocrisales de la corteza inferior y el basamento Paleozoico. Los datos fueron tomados en: VCM de Laeger et al. (2013) y Errazuriz-Henao et al. (2019), VNR y VNSI de Errazuriz-Henao et al. (2019), xenolitos de la corteza inferior de Weber (2002) y el basamento Paleozoico de Vinasco (2006) en Laeger et al. (2013). A. Nd vs Sr; B. Pb vs Pb. C. Sr vs Pb; Hf vs Nd.

7.5 ¿Son las rocas del domo Tapias adakitas?

Adakita es un término empleado para definir las rocas asociadas con subducción de litósfera oceánica joven (≤ 25 Ma) y aún caliente en arcos Cenozoicos (Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990). A partir de la relación Sr/Y vs Y (Figura 27), Defant y Drummond (1990) definieron dos campos discriminatorios, uno para las rocas clasificadas como 'adakitas' y otro para las rocas calco-alcalinas normales. Estos dos grupos de rocas comparten un origen en común (subducción). Sin embargo, las adakitas presentan una composición específica evidenciada en la relación de elementos mayores y traza la cual es reflejada en los siguientes valores: $\text{SiO}_2 > 56$ wt.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ wt.%, $\text{MgO} < 3$ wt.%, bajo contenido de Y (< 18 ppm), bajos contenidos de HREE (e.g. Yb $< 1,9$ ppm), alto contenido de Sr (> 400 ppm), bajos contenidos de HFSE y valores de $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{87} < 0,7040$ (Defant y Drummond, 1990). Teniendo en cuenta este concepto, las adakitas pueden estar asociadas a tres posibles orígenes: fusión de la corteza oceánica subducente, fusión parcial de la cuña astenosférica y la cristalización fraccionada con asimilación de la corteza continental inferior (e.g. Castillo, 2006).

Al comparar la composición del domo Tapias con los valores típicos de las adakitas (Figura 27), es posible observar cómo ésta presenta una firma de este tipo. Laeger *et al.* (2013) asociaron su origen, a la cristalización de granates en un magma máfico precursor. Los granates afectan la composición de elementos traza, con bajos contenidos de HREE y altas relaciones de La/Yb (Laeger *et al.*, 2013), haciendo que se genere esta firma.

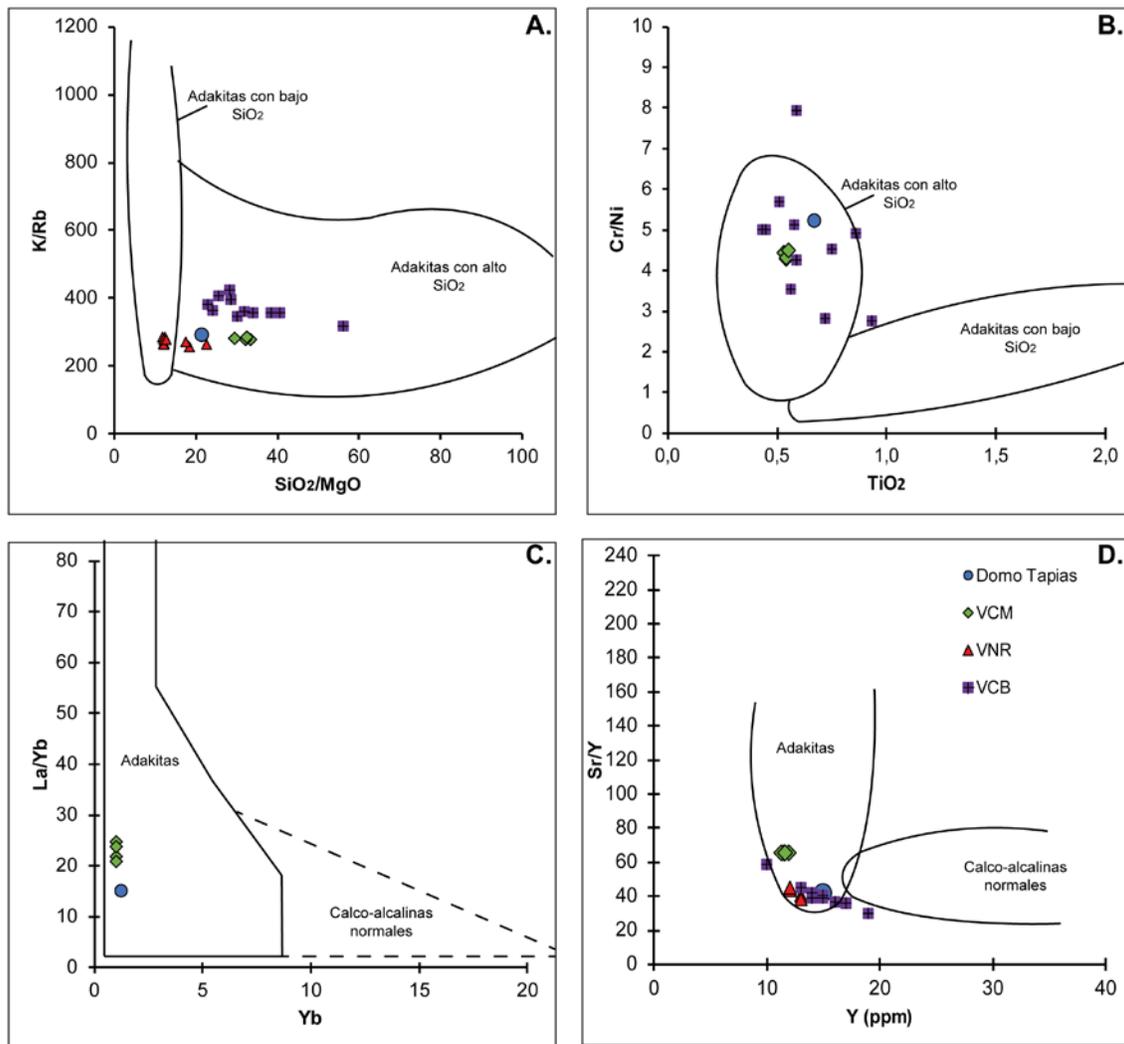


Figura 27. Diagramas discriminatorios para las adakitas. A. Diagrama de K/Rb vs SiO₂/MgO para adakitas con alto y bajo contenido de SiO₂ (Martin et al., 2005). B. Diagrama de Cr/Ni vs TiO₂ para adakitas con alto y bajo contenido SiO₂ (Martin et al., 2005). C. Diagrama La/Yb con campos discriminatorios para adakitas y rocas calco-alcalinas normales (Samaniego et al., 2005). D. Diagrama de Sr/Y vs Y (tomado y modificado de Defant y Drummond, 1990) que discrimina las rocas calco-alcalinas normales de las adakitas.

8. CONCLUSIONES

- Las diferencias composicionales y texturales de los fenocristales en las rocas del domo Tapias representan diferentes historias de cristalización que sugieren inestabilidades y cambios en el entorno magmático. Las zonaciones inversas de los anfíboles y las plagioclasas reflejan inestabilidad en el ambiente de cristalización. Esto se ve reflejado en el incremento en el contenido de MgO hacia los bordes en los anfíboles y el enriquecimiento de Fe en los bordes ricos en Ca para las plagioclasas.
- Para el caso del domo Tapias, los cristales de anfíbol revelan una interesante historia de cristalización. Estos, se dividen en tipo I y tipo II, siendo estos últimos zonados inversamente. Es así como las condiciones de cristalización para el anfíbol tipo I y el anfíbol tipo II-núcleo reflejan gran similitud en contraste con las del anfíbol tipo II-borde. El anfíbol tipo I y el anfíbol tipo II-núcleo se formaron a partir de un fundido inicial a una profundidad de $11,73 \pm 5,72$ km ($P = 310 \pm 151$ MPa). Este fundido fue alcanzado por un magma más máfico, con mayor temperatura y con menor contenido de agua a una profundidad más somera de $9,39 \pm 2,61$ km ($P 256 \pm 54$ MPa).
- La presencia de biotita, sugiere que la temperatura final de cristalización del domo Tapias ocurrió por debajo de los 800°C .
- Se encontró una relación directa entre las condiciones de cristalización del domo Tapias y el VCM, reflejada en la composición química, mineralógica y los cálculos geotermobarométricos.
- A partir de la composición isotópica Sr, Nd, Pb y Hf se pudo establecer que el origen del magma que formó el domo Tapias es correlacionable con la cámara magmática que alimenta las erupciones del VCM. Además, debido a la gran similitud en los productos es evidente que el mecanismo de emplazamiento es superficial y no corresponde a un reservorio en profundidad.
- El domo Tapias en su composición presenta una firma adakítica. El origen de esta firma posiblemente este asociado a la cristalización de granates en un fundido precedente.

9. REFERENCIAS

- Abdel-Rahman, A.M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2), 525-541.
- Blanco-Quintero, I.F., García-Casco, A., Toro, L.M., Moreno, M., Ruiz, E.C., Vinasco, C.J., Cardona, A., Lázaro, C., & Morata, D. (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56(15), 1852-1872.
- Blundy, J. & Cashman, K., 2001. Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St Helens, 1980-1986. *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, 631-650.
- Bohórquez, O., Monsalve, M. L., Velandia, F., Gil-Cruz, F., & Mora, H. 2005. Determinación del Marco Tectónico Regional para la Cadena Volcánica más Septentrional de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín de Geología, UIS*, 27 (44): 55-79.
- Botero-Gómez, L.A., Osorio, P., Murcia, H., Borrero, C. & Grajales, J.A. (2018). Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termalés, Cordillera Central, Andes Colombianos (Parte I): Características morfológicas y relaciones temporales. *Boletín de Geología*, 40(3), 85-102.
- Bourdon, E., Eissen, J. P., Gutscher, M. A., Monzier, M., Hall, M. L. & Cotten, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science*, 205, 123-138.
- Bustamante, C., Archanjo, C.J., Cardona, A. & Vervoort, J.D. (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *GSA Bulletin* 128 (11-12): 1762-1779.
- Cárdenas, P., Ocampo, P., Cocuy, C., Garcés, J. F. & Marín, L. (2004). Modelo y cartografía estructural del sistema de fallas de Palestina y Mulatos. INGEOMINAS, Bogotá, 104 p.
- Castillo, P.R. (2006). An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51 (3): 257-268.

- CHEC (Central Hidroeléctrica de Caldas) (1983). Investigación Geotérmica Macizo Volcánico del Ruiz. Vol. I, II y III. 127 p.
- Cortés, J.A. (2015). "CFU-PINGU," <https://vhub.org/resources/cfupingu.2015>
- Deer, W.A., Howie, A. & Zussman, J. 1(986). An introduction to rock forming minerals. 17th. Longman Ltd, 528p.
- Defant, M.J. & Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- Diederix, H., Audemard, F., Osorio, J. A., Montes, N., Velandia, F. & Romero, J. (2006). Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 492-503.
- Errázuriz-Henao, C., Gómez-Tuena, A., Duque-Trujillo, J. F. & Weber, M. (2019). The role of subducted sediments in the formation of intermediate mantle-derived magmas from the Northern colombian andes. *LITHOS* 336–337, 151–168
- Foster, M.D. (1960). Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas. U.S Geological Survey Professional Paper, 354(B): 1-49
- Gómez-Tapias, J., Nivia, Á, Montes, N.E., Almanza, M.F., Alcárcel, F.A. & Madrid, C.A. (2015). Notas explicativas: Mapa Geológico de Colombia. En: Gómez, J. y Almanza, M.F. (Editores), *Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 33: 9-33.
- Gonzalez, H. (2001). "Mapa Geológico del departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. Ingeominas.
- González, L., y Jaramillo, C. (2002). Estudio neotectónico multidisciplinario aplicado a la falla Villamaría-Termalés. Tesis, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia
- González, P.D. (2008). Textura de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E.J. (ed), *Geología de los cuerpos ígneos*, Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria No. 29: 167-195, Buenos Aires.

- Holtz, F., Sato, H., Lewis, J., Behrens, H. & Nakada, S. (2005). Experimental petrology of the 1991-1995 Unzen dacite, Japan. Part I: phase relations, phase composition and pre-eruptive conditions. *Journal of Petrology*, 46, 319-337.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.* 8, 523- 548.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47, 1255-1259.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. & Ando, C.J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 341–361.
- Laeger, K., Halama, R., Hansteen, T., Savov, I.P., Murcia, H.F., Cortés, G.P. & Garbe-Schönberg, D. (2013). Crystallization conditions and petrogenesis of the lava dome from the ~900yearsBP eruption of Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 48, 193–208.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D. & Linthout, K. (1997). Report. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical magazine*, 61, 295-321.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. & Zannetin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali – Silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R.P., Moyen, J.-F. & Champion, D.C. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.
- Martínez, L.M., Pulgarin-Alzate, B.A., Sofia, N.A., Correa, A.M., Murcia A., H.F., Rueda, J.B., Zuluaga, I., Valencia, L.G., Ceballos Hernández, J.A., Narváez, B.L. & Pardo-Villaveces, N. (2014). *Geología y Estratigrafía del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz*. 853 p.

- Maya, M. & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Bolet. Geológ. Ingeominas*. 35, 43-57
- McCourt, W.J., Aspden, J.A. & Brook., M. (1984). New geological and geochemical data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society* 1984, 831-845.
- 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, 27-41.
- Murcia, H., Borrero, C., y Németh, K. (2019). Overview and plumbing system implications of the monogenetic volcanism in the northernmost Andes' volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 383: 77-87.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- Nelson, H, W. 1959. Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidsche Geol. Meded*, 22: 1-75.
- Núñez, A. (1998). Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia: Fascículo Batolito de Ibagué. INGEOMINAS. 20p. Ibagué.
- Núñez, A. (2001). Memoria Explicativa del Departamento del Tolima. INGEOMINAS, 101 p.
- Osorio, P., Botero-Gómez, L.A., Murcia, H., Borrero, C., y Grajales, J.A. (2018). Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, Cordillera Central, Andes colombianos (Parte II): Características composicionales. *Boletín de Geología*, 40 (3), 103-123.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

- Pinzón, C., Echeverri, J.F., Murcia, H. & Schonwalder-Ángel, D. (2018). Petrogénesis y condiciones de cristalización del domo intracrático del volcán Cerro Bravo, Colombia. *Boletín de Geología*, 40(3), 67-84.
- Restrepo, J.J. & Toussaint, J.F. (1982). Metamorfismos superpuestos em la Cordillera Central de Colombia. V Congreso Latino-Americano de Geología, Buenos Aires, Argentina, 505–512.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
- Rodríguez, G. & Arango, M.I. (2013). Formación Barroso: arco volcanico toleítico y diabasas de San José de Urama: un prisma acrecionario T-Morb en el segmento norte de la Cordillera Occidental de Colombia. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 33: 17-38.
- Rodríguez, G., Obando, G., Correa-Martínez, A.M., Zapata, G., Correa, T., Obando, M., Rincón, A. & Zapata, J.P. (2017). Redefición del bloque norte del Batolito de Ibagué con base en nuevos datos de petrografía, litogeoquímica y geocronología U-Pb. XVI Congreso Colombiano de Geología, Santa Marta, Colombia, pp. 1443-1447.
- Rutherford, M.J. & Devine, J.D. (2003). Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995-2002 Soufrière Hills magma. *Journal of Petrology*. 44, 1433-1454.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P. & Cotton, J. (2005). Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: the geology and petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology* 46, 2225-2252
- Scaillet, B. & Evans, B.W. (1999). The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo, I, Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-H₂O conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology* 40, 381-411.

- Speer, J.A. (1984). Micas in igneous rocks. In: S.W. Bailey (ed.). Micas (pp. 299-356). Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Madison, Wisconsin, USA.
- Stern, C. R., Futa, K. & Muehlenbachs, K. (1984). Isotope and trace element data for orogenic andesites from the Austral Andes. In Andean magmatism. Birkhäuser Boston, 31-46.
- Thorpe, R. S., Francis, P. W., O'Callaghan, L., Hutchison, R. & Turner, J. S. (1984). Relative Roles of Source Composition, Fractional Crystallization and Crustal Contamination in the Petrogenesis of Andean Volcanic Rocks [and Discussion]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 310, 675-692.
- Vargas, C.A., Kammer, A., Valdes, M., Rodríguez, C.E., Caneva, A., Sánchez, J.J., Arias, E., Cortes, C.A. & Mora, H. (2005). New geological and geophysical contributions in the section Ibagué e Armenia, Central Cordillera e Colombia. Earth Sci. Res. J. 9, 99-109.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. Lithos, 125, 875-896.
- Villagómez, D. & Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous e Tertiary evolution of the Northern Andes. Lithos 160-161, 228-249.
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M. & Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. J. S. Am. Earth Sci. 21, 355-371.
- Weaver, B.L., & Tarney, J. (1984). Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-577
- Weber, M.B.I., Tarney, J., Kempton, P.D. & Kent, R.W. (2002). Crustal make-up of the northern Andes: evidence based on deep crustal xenolith suites, Mercaderes, SW Colombia. Tectonophysics 345, 49-82.