

**CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DE LOS VOLCANES TESORITO,
GALLINAZO Y VICTORIA, CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO
VILLAMARÍA-TERMALES, COLOMBIA.**

**NATALIA SALAZAR MUÑOZ
CARLOS ARTURO RÍOS DE LA OSSA**

**UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
MANIZALES**

2019

**CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DE LOS VOLCANES TESORITO,
GALLINAZO Y VICTORIA, CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO
VILLAMARÍA-TERMALES, COLOMBIA.**

**NATALIA SALAZAR MUÑOZ
CARLOS ARTURO RÍOS DE LA OSSA**

Tesis de grado para optar al título de:

Geólogo

Director

Hugo Murcia, PhD

Universidad de Caldas

Asesores

Dayana Schonwalder Angel, PhD

Earth Observatory of Singapore

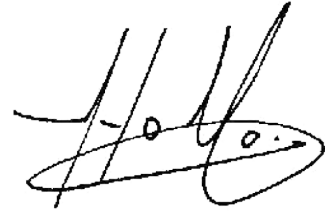
Luis Álvaro Botero Gómez, BSc

Universidad de Caldas

**UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
MANIZALES**

2019

NOTA DE ACEPTACIÓN

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'H. G.', written over a horizontal line.

Manizales, octubre de 2019

DEDICATORIA

A los tres pilares de mi existencia, Marco Antonio, Candelaria del Carmen y Mauricio... mi amor a ustedes es sencillamente inmensurable.

Carlos

A mis padres y a mi abuela, a quienes debo todo lo que soy. Los amo.

Natalia

AGRADECIMIENTOS

A Dios por haberme permitido llegar hasta este escalón de mi recorrido académico.

Al señor Marco Antonio y la señora Candelaria del Carmen, a quienes no tengo suficientes palabras para explicar lo inmensamente bendecido que soy de poder llamarlos papá y mamá, y lo agradecido que les estoy por darme un amor cegadoramente puro, y a mi hermanito Mauricio, por quien haría lo impensable y a quien quiero hacer saber que, en lo más recóndito de mi ser, hay un amor fraternal que sólo anhela darle lo mejor de lo mejor... a ustedes tres quiero decir, son mi vida.

Al profesor Hugo, quien me ha guiado durante toda esta labor y de quién he aprendido tanto académica como personalmente; su paciencia, conocimiento, pasión y curiosidad por la geología me han motivado a querer aún más mi profesión. A Álvaro, quien desde el mismísimo comienzo participó en todos los aspectos de este estudio con total energía y entusiasmo, espero que la gran determinación que posee lo lleve a explorar ilimitados horizontes A Dayana, cuyos valiosos aportes desde la distancia fueron imprescindibles para el desarrollo de este trabajo.

A Laura y Daniel, que de manera incondicional brindaron su apoyo en pro de la calidad del proyecto, gracias por su amistad. Al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES), por su desinteresada y oportuna colaboración en el desarrollo de este proyecto. A Julio, de la Universidad Estatal Paulista, por su amable y oportuna contribución durante la fase de laboratorio

A Karol, Gabriela, Andrea, Paola, Vanessa, Sergio, Luisa, Andrés, Manuela, Isabel, Natalia V., y a muchos otros compañeros y colegas que dejaron marcado su recuerdo en mi memoria al haberme hecho disfrutar tanto mi historia en la universidad.

A mi alma máter, la Universidad de Caldas, y todo su profesorado, en especial al cuerpo docente del programa de geología, a la labor que ejercen como maestros, a la paciencia y dedicación que empeñan en cultivar la disciplina y la responsabilidad en sus estudiantes.

Y finalmente, a Natalia, mi principal cómplice durante esta apoteósica aventura. Tus cualidades te convierten en una persona sinigual, y estoy sumamente agradecido de haber hecho este trabajo con alguien con quien no pude haber tenido un mejor entendimiento. Estoy seguro de que nuestras aventuras juntos no han llegado a su fin, y ansío poder compartir de nuevo un desafío, sin importar el nivel de dificultad, junto a ti.

Carlos

Agradezco profundamente a mi madre Edilma por darme fortaleza en los momentos difíciles, y enseñarme a ser una mujer valiente y honesta. A mi padre Marino por sus sabios consejos que siempre llevaré en mi mente y por su apoyo incondicional en todos mis proyectos. A mi abuela Aurora por su ejemplar crianza y entrega. A mi novio Alonso por siempre estar presente, alentándome a seguir adelante.

Agradezco a Hugo, por darnos la oportunidad de ser parte de este proyecto, siempre apoyándonos y dándonos ideas para mejorar; valoro mucho todo el conocimiento que impartió en mí, además de ser una persona y un profesional admirable. A Álvaro por su gran disposición a ayudar, estar atento a nuestras dudas y brindarnos sus conocimientos. Agradezco a Dayana por todo su apoyo y excelentes sugerencias para mejorar este trabajo. A todos los profesores de geología por su entrega en el aula, por nutrir nuestras mentes y enseñarnos todo lo que ahora entendemos sobre la tierra.

A mi gran amigo Carlos por su paciencia y esfuerzo, estoy segura que este trabajo no lo pude haber hecho con una mejor persona y aunque fue un camino lleno de obstáculos gracias a él fue más llevadero. Al fin lo logramos.

A mis amigos Andrés, Manuela, Andrea, Paola, Vanessa, Sergio, Natalia V. y compañeros de clase por brindarme grandes momentos y experiencias inolvidables. A mis mejores amigas Maria Antonia, Natalia y Daniela por alentarme y estar presentes cada que lo necesitaba. A Laura y Daniel por todas sus ideas y comentarios en pro del trabajo.

Agradezco a Andrés Pardo y al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) por abrirnos sus puertas y apoyarnos con todo lo necesario para la realización de este proyecto. A Julio de la Universidad Estatal Paulista por su gran contribución en la etapa de laboratorio en este trabajo y a la Universidad de Caldas por la formación académica y personal que me brindo durante todos estos años de carrera.

Natalia

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN

ABSTRACT	12
1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS.....	3
2.1 OBJETIVO GENERAL	3
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
3. MARCO GEOLÓGICO	4
3.1 CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO VILLAMARÍA-TERMALES.....	5
4. MARCO TEÓRICO	7
4.1 VULCANISMO MONOGENÉTICO	7
4.2 VOLCANES MONOGENÉTICOS FORMADOS POR ERUPCIÓN MAGMÁTICA	7
4.2.1 Conos de escoria	7
4.2.2 Domos de lava	8
4.2.3 Flujos de lava	8
4.3 VOLCANES MONOGENÉTICOS FORMADOS POR ERUPCIÓN FREATO-MAGMÁTICA.....	8
4.3.1 Conos de toba	9
4.3.2 Anillos de toba.....	9
4.3.3 Maares	9
5. METODOLOGÍA	11
5.1 FUNDAMENTACIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	11
5.2 TRABAJO DE CAMPO Y MUESTREO.....	11
5.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO	11
5.4 ANÁLISIS QUÍMICOS	12
5.4.1 Química mineral	12
5.4.2 Química de roca total	15
6. RESULTADOS.....	16
6.1 PETROGRAFÍA.....	16
6.1.1 Domo Victoria.....	16
6.1.2 Domo Gallinazo.....	19
6.1.3 Domo Tesorito.....	20
6.2 QUÍMICA MINERAL	23
6.2.1 Olivino	23
6.2.2 Piroxeno	25
6.2.3 Plagioclasa	31
6.2.4 Anfíbol	44
6.2.5 Óxido de Fe-Ti.....	49
6.2.6 Vidrio	51
6.3 QUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	57
7. DISCUSIÓN	62
7.1 TEXTURAS EN PLAGIOCLASA	62
7.2 VIDRIO VOLCÁNICO	62
7.3 GEOTERMOBAROMETRÍA.....	65
7.3.1 Olivino	67

7.3.2	<i>Ortopiroxeno</i>	68
7.3.3	<i>Clinopiroxeno</i>	70
7.3.4	<i>Plagioclasa</i>	73
7.3.5	<i>Anfíbol</i>	75
7.4	MODELO PETROGENÉTICO.....	81
7.4.1	<i>Domo Victoria</i>	82
7.4.2	<i>Domo Gallinazo</i>	82
7.4.3	<i>Domo Tesorito</i>	82
7.5	COMPARACIÓN CON LOS OTROS CAMPOS VOLCÁNICOS MONOGENÉTICOS DE LA PROVINCIA VOLCANO-TECTÓNICA SAN DIEGO – CERRO MACHÍN (PVTSC).....	85
7.6	COMPARACIÓN EL CAMPO VOLCÁNICO MOGENÉTICO VILLAMARÍA-TERMALES (CVMVT), VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ Y VOLCÁN CERRO BRAVO.....	87
7.7	ADAKITAS.....	90
8.	CONCLUSIONES	93
9.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC), Colombia.....	2
Figura 2. Mapa geológico de la zona.....	6
Figura 3. Tipos de volcanes monogenéticos según su estilo eruptivo.....	10
Figura 4. Localización de las muestras.....	12
Figura 5. Fotografía de la roca constituyente del domo Victoria.....	16
Figura 6. Fotomicrografías de la roca del domo Victoria.....	18
Figura 7. Fotografía de la roca constituyente del domo Gallinazo.....	19
Figura 8. Fotomicrografías de la roca del domo Gallinazo.....	20
Figura 9. Fotografía de la roca constituyente del domo Tesorito.....	21
Figura 10. Fotomicrografías de la roca del domo Tesorito.....	22
Figura 11. Diagrama ternario de clasificación para cristales de olivino.....	23
Figura 12. Fotomicrografía en cristales de olivino.....	24
Figura 13. Diagrama ternario de clasificación de piroxeno.....	26
Figura 14. Diagrama ternario de clasificación de feldespatos.....	31
Figura 15. Fotomicrografía en cristales de plagiolasa con zonación oscilatoria.....	32
Figura 16. Gráficas de variación del %An en cristales zonados de plagioclasa.....	33
Figura 17. Clasificación del anfíbol con base en los valores de $(Ca+Na)_B$ versus Na_B	44
Figura 18. Diagrama binario de clasificación de anfíboles para condiciones de $(Na+K)_A < 0.50$	45
Figura 19. Diagrama binario de clasificación de anfíboles para condiciones de $(Na+K)_A \geq 0.50$	46
Figura 20. Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti.....	50
Figura 21. Diagrama TAS para datos de vidrio.....	52
Figura 22. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO_2 para vidrio del domo Victoria.....	54
Figura 23. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO_2 para vidrio del domo Gallinazo.....	55
Figura 24. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO_2 para vidrio del domo Tesorito.....	56
Figura 25. Diagrama: TAS, AFM y K_2O vs SiO_2 de roca total.....	58
Figura 26. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO_2 para roca total.....	59
Figura 27. Diagramas Harker de elementos traza vs SiO_2 para roca total.....	60
Figura 28. Diagramas multielemental para roca total.....	61
Figura 29. Diagrama de Rhodes aplicado a olivino.....	63
Figura 30. Diagrama de Rhodes aplicado a ortopiroxeno.....	64
Figura 31. Diagrama de Rhodes aplicado a clinopiroxeno.....	65
Figura 32. Diagrama basado en la relación de los cationes Al^{VI}/IV	67
Figura 33. Diagrama de identificación para cristales de plagioclasa en equilibrio.....	69
Figura 34. Diagrama de presión vs temperatura para anfíboles cálcicos.....	71
Figura 35. Diagrama de fugacidad de oxígeno vs temperatura para anfíboles cálcicos.....	73
Figura 36. Diagrama temperatura vs agua en el fundido para anfíboles cálcicos.....	74
Figura 37. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO_2 para vidrio del domo Victoria.....	78
Figura 38. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO_2 para vidrio del domo Gallinazo.....	79
Figura 39. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO_2 para vidrio del domo Tesorito.....	81
Figura 40. Modelo de evolución magmática para los tres domos en estudio.....	84
Figura 41. Diagrama TAS para volcanes monogenéticos de la PVTSC.....	86
Figura 42. Diagramas Harker elementos mayores vs SiO_2 comparativo con el CVMS y CVMP.....	87
Figura 43. Diagrama: TAS, AFM, K_2O vs SiO_2 de roca total comparativo con el CVNR y VCB.....	89
Figura 44. Diagramas Harker de elementos mayores vs SiO_2 comparativo con el CVNR y VCB.....	90
Figura 45. Diagrama Y vs Sr/Y para la discriminación entre adakita y ADR.....	91

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Abundancia porcentual de los componentes mineralógicos según el tamaño del cristal.	16
Tabla 2. Análisis químicos en fenocristales de olivino.	24
Tabla 3. Análisis químicos en microfenocristales de olivino.	25
Tabla 4. Análisis químicos en fenocristales de piroxeno.....	27
Tabla 5. Análisis químicos en microfenocristales de piroxeno.....	28
Tabla 6. Análisis químicos en fenocristales de plagioclasa.	34
Tabla 7. Análisis químicos en microfenocristales de plagioclasa.....	39
Tabla 8. Análisis químicos en microfenocristales de oxihornblenda.....	47
Tabla 9. Análisis químicos en óxidos de Fe-Ti.....	51
Tabla 10. Análisis químicos en vidrio.	52
Tabla 11. Óxidos mayores y elementos traza química de roca total.	57
Tabla 12. Temperaturas estimadas de cristalización para olivino.....	68
Tabla 13. Temperaturas y presiones estimadas de cristalización para ortopiroxeno.	70
Tabla 14. Temperaturas y presiones estimadas de cristalización para clinopiroxeno.....	72
Tabla 15. Temperaturas y presiones estimadas de cristalización para plagioclasa.	75
Tabla 16. Temperaturas y presiones estimadas de cristalización para anfíboles.....	77

RESUMEN

El vulcanismo monogenético hace referencia a discretos eventos de salida de magma a superficie y que por definición forman volcanes a partir de una sola erupción. Estos volcanes normalmente aparecen en grupo durante un tiempo y un área definida, formando de esta manera campos volcánicos monogenéticos. El denominado Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termal (CVMVT) es una expresión de este vulcanismo (14 volcanes tipo domos de lava), localizado en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia. Este trabajo presenta una caracterización petrográfica y química de tres domos de lava: Victoria, Gallinazo y Tesorito, con el objetivo de evaluar las condiciones de cristalización de estos productos eruptivos. Mineralógicamente, estos volcanes están compuestos de plagioclasa (An_{31-67}), piroxeno ($Wo_{2-45} - En_{39-80} - Fs_{8-32}$) y anfíbol. Olivino (Fo_{71-87}) solo es reconocido en el domo Victoria. Químicamente, los volcanes presentan composición andesítica y una firma calcoalcalina alta en K, además de una firma adakítica. Los resultados geotermobarométricos revelan que el olivino fue la primera fase mineral en cristalizar ($1215 - 1228\text{ }^{\circ}\text{C}$) para el magma alimentador del domo Victoria, seguido del ortopiroxeno ($1062 - 1067\text{ }^{\circ}\text{C}$), clinopiroxeno ($1026 - 1056\text{ }^{\circ}\text{C}$), plagioclasa ($905 - 1045\text{ }^{\circ}\text{C}$) y anfíbol ($\sim 987\text{ }^{\circ}\text{C}$). En el domo Gallinazo, el orden de cristalización fue: ortopiroxeno ($1050 - 1076\text{ }^{\circ}\text{C}$), clinopiroxeno ($972 - 1025\text{ }^{\circ}\text{C}$), plagioclasa ($900 - 1044\text{ }^{\circ}\text{C}$) y anfíbol ($899 - 964\text{ }^{\circ}\text{C}$); y para el domo Tesorito el orden de cristalización fue: ortopiroxeno ($1138 - 1145\text{ }^{\circ}\text{C}$), clinopiroxeno ($1009 - 1038\text{ }^{\circ}\text{C}$), plagioclasa ($894 - 1050\text{ }^{\circ}\text{C}$) y anfíbol ($921 - 974\text{ }^{\circ}\text{C}$). En general, las presiones estimadas indican que los procesos de cristalización empezaron a 1.5 GPa y continuaron hasta que el material alcanzó superficie. Estos valores sugieren que la cristalización de las fases minerales de cada domo se dio en numerosas zonas de estancamiento ubicadas a lo largo de los conductos por el cual ascendió el magma. El análisis de microtexturas en plagioclasa y las características del vidrio de cada domo sugieren procesos de cristalización fraccionada y contaminación cortical durante la cristalización del magma. Las características geoquímicas del CVMVT permiten identificar una relación genética con los volcanes poligenéticos Cerro Bravo y Nevado del Ruiz.

ABSTRACT

Monogenetic volcanism refers to discrete events of magma extrusion forming volcanoes in a single eruption. Clusters of these volcanoes, localised in a defined time and area, form monogenetic volcanic fields. The so-called Villamaría-Termaleles Monogenetic Volcanic Field (CVMVT) is an expression of this volcanism (14 lava dome types), which is located on the western flank of the Central Cordillera of Colombia. This work presents a petrographic and chemical characterisation of three lava domes: Victoria, Gallinazo and Tesorito, with the objective of evaluating the crystallisation conditions of these eruptive products. Mineralogically, these volcanoes are composed of plagioclase (An_{31-67}), pyroxene ($Wo_{2-45} - En_{39-80} - Fs_{8-32}$) and amphibole. Olivine (Fo_{71-87}) was only recognised on the Victoria dome. Chemically, the volcanoes have an andesitic composition and a high K calc-alkaline signature, in addition to an adakitic signature. The geothermobarometric results indicate that olivine (1215 – 1228 °C) was the first mineral phase to crystallise in the Victoria dome feeding magma, followed by orthopyroxene (1062 – 1067 °C), clinopyroxene (1026 – 1056 °C), plagioclase (905 – 1045 °C) and amphibole (~ 987 °C). In the Gallinazo dome, the order of crystallisation was: orthopyroxene (1050 – 1076 °C), clinopyroxene (972 – 1025 °C), plagioclase (900 – 1044 °C) and amphibole (899 – 964 °C); and for the Tesorito dome the order of crystallisation was: orthopyroxene (1138 – 1145 °C), clinopyroxene (1009 – 1038 °C), plagioclase (894 – 1050 °C) and amphibole (921 – 974 °C). The estimated pressures indicate that the crystallisation processes started at 1.5 GPa and continued until the magma reached surface. These values suggest that the crystallisation of the mineral phases of each dome occurred in numerous areas of stagnation located along the magma conduits. The analysis of micro-textures in plagioclase and the characteristics of the glass suggest processes of fractional crystallisation and cortical contamination during the magma ascent. Geochemical characteristics of the CVMVT allow evidencing a genetic relationship with the polygenetic volcanoes Cerro Bravo and Nevado del Ruiz.

1. INTRODUCCIÓN

Los sistemas volcánicos terrestres se clasifican como poligenéticos o monogenéticos, dependiendo del número de erupciones asociadas (Walker, 2000). Los primeros son formados por múltiples eventos eruptivos de larga duración (cerca de 10^5 Ma), produciendo cuerpos de grandes edificios volcánicos; bajo esta clasificación se encuentran los volcanes compuestos, en escudo y calderas (Nakamura, 1977; De Silva & Lindsay, 2015; Tchamabé *et al.*, 2016). Por otra parte, los volcanes monogenéticos son formados por un solo evento eruptivo de corta duración (e.g. horas a años) produciendo cuerpos con edificios volcánicos relativamente pequeños; flujos de lava, domos de lava, conos piroclásticos, maares, anillos de toba y conos de toba, se encuentran bajo esta clasificación (Németh, 2010; Tchamabé *et al.*, 2016). Tanto los volcanes monogenéticos como poligenéticos, o una mezcla de ambos, forman campos volcánicos que, en general, son una agrupación de centros eruptivos que se encuentran en un área determinada (Cañón-Tapia, 2016). Los campos volcánicos monogenéticos en particular se forman en cualquier configuración tectónica, con preferencia en ambientes de intraplaca (Németh, 2010; Cañón-Tapia, 2016).

En la margen occidental de Colombia, la tectónica está dada por la subducción de la placa Nazca bajo la placa Suramericana (e.g. Bourdon *et al.*, 2003), lo que ha producido una alta actividad magmática desde el Plio - Cuaternario hasta la actualidad (Bourdon *et al.*, 2003) y ha formado la cadena volcánica llamada Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC; Martínez *et al.*, 2014). En esta provincia, se han determinado tres campos volcánicos monogenéticos que de sur a norte son: 1) Campo Volcánico Monogenético Pijaos (CVMP), 2) Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termalés (CVMVT), y 3) Campo Volcánico Monogenético Samaná (CVMS) (Murcia *et al.*, 2019) (Fig. 1).

El CVMVT (Botero-Gómez *et al.*, 2018; Osorio *et al.*, 2018) está ubicado en el flanco occidental de la Cordillera Central y está constituido por 14 volcanes (Fig. 2) definidos por domos y flujos de lava, los cuales están alineados con el Sistema de Fallas Villamaría-Termalés (SFVT) de donde recibe su nombre (Botero-Gómez *et al.*, 2018; Osorio *et al.*, 2018). En el presente estudio, se abordan específicamente tres volcanes: los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito, con el objeto de contribuir al conocimiento del CVMVT en términos de sus características composicionales y su relación genética con las fuentes magmáticas de los volcanes de la PVTSC.

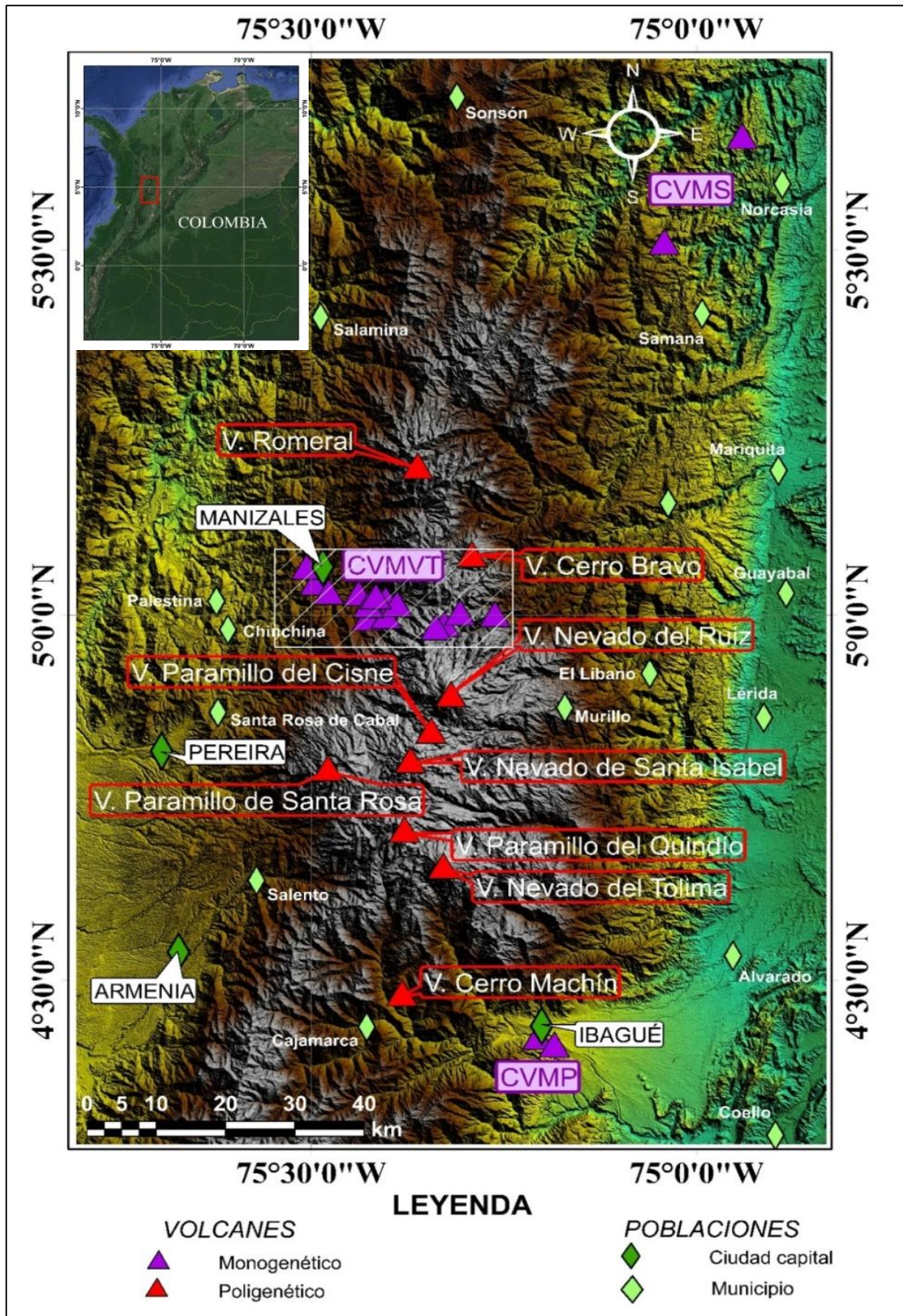


Figura 1. Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC), Colombia. **CVMS:** Campo Volcánico Monogenético Samaná; **CVMVT:** Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termuales; **CVMP:** Campo Volcánico Monogenético Pijaos.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GENERAL

- Caracterizar composicionalmente los domos Victoria, Tesorito y Gallinazo del Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termaleles, para evaluar su evolución magmática y su relación con algunos de los productos volcánicos que conforman la Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar petrográficamente las rocas de los domos Victoria, Tesorito y Gallinazo.
- Caracterizar químicamente los minerales y el vidrio que componen las rocas de los domos Victoria, Tesorito y Gallinazo.
- Obtener análisis químicos de roca total de muestras representativas de cada domo.
- Calcular valores de presión y temperatura de las especies minerales presentes.
- Proponer un modelo evolutivo de los magmas que generaron cada uno de los domos.

3. MARCO GEOLÓGICO

El Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale (CVMVT) se encuentra localizado en el flanco occidental de la Cordillera Central, emplazado sobre un basamento de unidades litodémicas, de naturaleza principalmente metamórfica (Complejo Cajamarca, Complejo Quebradagrande), además de cuerpos intrusivos (Stock de Manizales, Batolito de El Bosque) (Fig. 2) (Irving *et al.*, 1971; Restrepo & Toussaint, 1988; Cuellar *et al.*, 2003; Martínez *et al.*, 2014).

En orden cronológico, se presenta el Complejo Cajamarca, el cual según Maya & González (1995) corresponde a un litodema metamórfico formado a partir de un conjunto de eventos polimetamórficos que datan desde el Paleozoico, y que se encuentra compuesto de manera generalizada por esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos verdes, filitas, cuarcitas y en menor proporción, franjas de mármol; estas litologías se encuentran dentro de la agrupación de cuatro distintos miembros composicionales que son: pelítico, máfico, calcáreo y silíceo (González-García & Jessell, 2016).

Por encima de los 4° Norte, en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, aflora a través de las rocas del Complejo Cajamarca un cuerpo intrusivo con una variedad de nombres dentro de los cuales se encuentra la denominada “Milonita granítica del Guacaica” (Cuellar *et al.*, 2003). Este cuerpo ha sido clasificado modalmente como una granodiorita-adamelita (en Winter, 2001, p. 24) variando a monzogranito (Cuellar *et al.*, 2003). Estratigráficamente, Mosquera (1978) y Yazo (1991) le asignaron una edad Triásica (en Cuéllar, 2007, p. 5), y usando dataciones Ar-Ar, Vinasco *et al.* (2006) reportaron edades de 229.7 ± 0.5 y 228.9 ± 0.5 Ma (Cuéllar *et al.*, 2007).

Al oeste del Complejo Cajamarca, se encuentra el Complejo Quebradagrande, unidad que corresponde litológicamente a metasedimentitas siliciclásticas (cuarcitas y esquistos) de afinidad continental en su franja oriental, y a materiales volcánicos químicamente caracterizados como básicos, además de plutónicos en la franja occidental (Gómez-Cruz *et al.*, 1995).

El Stock de Manizales, dentro de las observaciones de Mejía (2012) corresponde a una unidad texturalmente holocristalina, fanerítica, leucocrática, y de composición tonalítica. Estudios radiométricos reportados por Jaramillo (1978) mediante huellas

de fisión en circón y McCourt *et al.* (1984) midiendo K/Ar en biotita, arrojan edades de 62.4 ± 3.6 y 57 ± 2 Ma – 56 ± 3 Ma, respectivamente.

El Batolito de El Bosque corresponde a una roca fanerítica, equigranular, de color blanco a gris, con presencia de cristales de biotita que le otorgan un moteado negro (Mejía, 2012), con una composición que varía desde granodiorita y cuarzodiorita hasta tonalita (González-García & Jessell, 2016). Vesga & Barrero (1978) reportan una edad K/Ar en biotita de 49.1 ± 1.7 Ma.

El Stock de Manizales y el Batolito de El Bosque exhiben en superficie afloramientos separados por unidades volcánicas, sin embargo, a pesar de la poca información que permite esclarecer la relación genética que existe entre estos dos cuerpos, el trabajo de González-García & Jessell (2016) propone la idea de que el Stock de Manizales y el Batolito de El Bosque no son más que un gran y único cuerpo ígneo.

3.1 CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO VILLAMARÍA-TERMALES

El Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale (CVMVT) (Botero-Gómez *et al.*, 2018; Osorio *et al.*, 2018) corresponde a una serie de al menos 14 edificios volcánicos, de morfologías variadas, que siguen el trazo N75°W del Sistema de Fallas Villamaría-Termale (SFVT). Es este sistema de fallas normales el que ha facilitado el ascenso de fundido proveniente de una cámara magmática principal o varias fuentes magmáticas en profundidad, para la formación de domos y flujos de lava de composición andesítica a dacítica (Borrero *et al.*, 2009; Botero-Gómez *et al.*, 2018; Osorio *et al.*, 2018). De entre estos 14 volcanes, tres de ellos hacen parte del presente estudio: el domo Tesorito, localizado hacia el sureste de la ciudad de Manizales, y los domos Victoria y Gallinazo, ubicados en la vereda Gallinazo, en el municipio de Villamaría (Fig. 2).

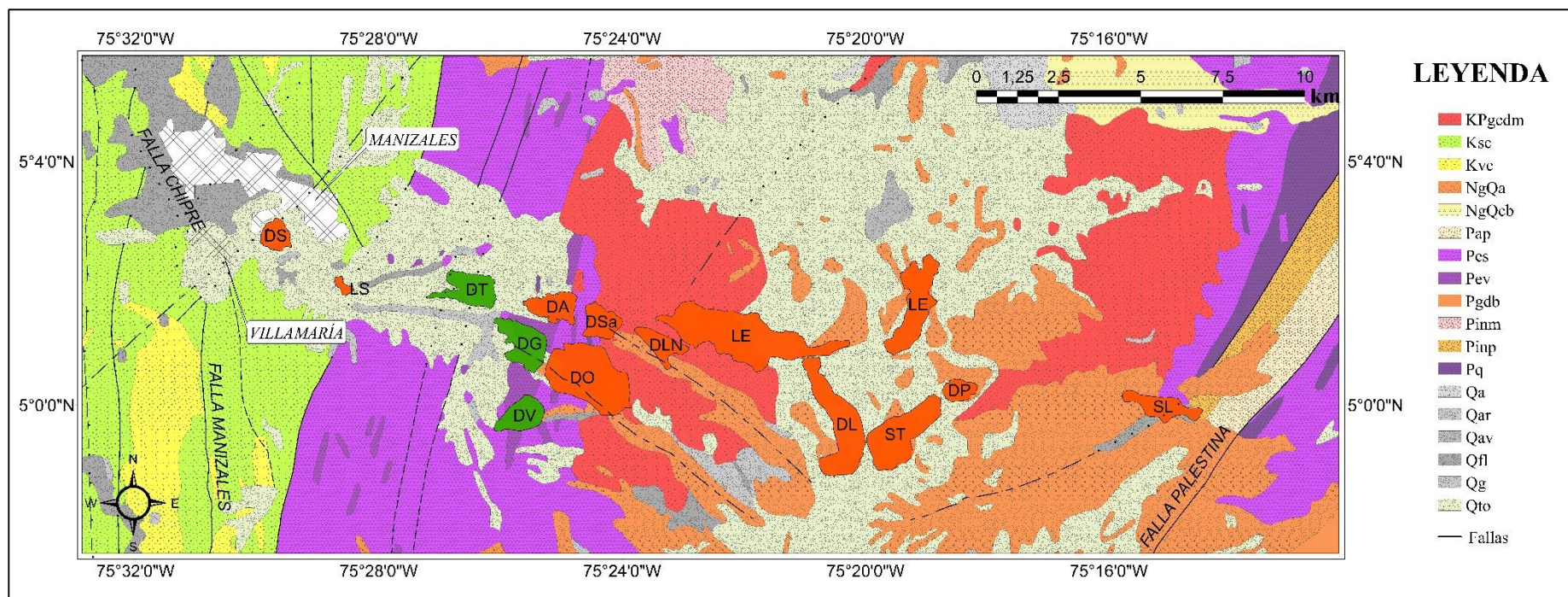


Figura 2. Mapa geológico de la zona modificado de Mosquera *et al.* (1998). Domos monogenéticas del **CVMVT**, según Botero-Gómez *et al.* (2018): **DS:** Domo Sancancio. **LS:** Flujo de lavas de Lusitania. **DT:** Domo Tesorito. **DG:** Domo Gallinazo. **DV:** Domo Victoria. **DA:** Domo Amazonas. **DO:** Domo La Oliva. **DSa:** Domo Sabinas. **LN:** Domo La Negra. **LE:** Domo La Esperanza. **DL:** Domo La Laguna. **ST:** Flujo de lava Santana. **DP:** Domo El Plato. **SL:** Domo San Luis. Convenciones: **KPgcdm:** Stock de Manizales. **Ksc/Ksc:** Complejo Quebradagrande. **NgQa:** Flujos andesíticos porfiríticos y basálticos. **NgQcb:** Formación Casabianca. **Pinp/Pinm/Pap:** Intrusivos néisicos y anfíbolitas. **Pes/Pev/Pq:** Complejo Cajamarca. **Qa:** Flujos andesíticos asociados recientes a cuellos volcánicos (Cerro Bravo, Páramo Herveo, El Contento). **Qar:** Aluviones recientes no diferenciados. **Qav:** Depósitos aluviales piroclásticos. **Qfl:** Flujos de lodo volcánico. **Qg:** Depósitos glaciares. **Qto:** Depósitos no consolidados de ceniza, lapilli y cantos de pumita. Adaptado de Mosquera *et al.* (2009).

4. MARCO TEÓRICO

4.1 VULCANISMO MONOGENÉTICO

El vulcanismo monogenético, a diferencia del poligenético, produce volcanes de bajo volumen (Equivalente de Roca Densa $DRE < 0.1 \text{ km}^3$) a partir de una sola erupción continua, o múltiples erupciones discontinuas, de muy corta duración (inferior a décadas); estas erupciones son alimentadas frecuentemente por “porciones” (*batches*) de magma, que ascienden directamente desde gran profundidad (manto superior), y corresponden a magmas poco evolucionados los cuales son emitidos con diversos estilos eruptivos (Valentine & Gregg, 2008; Murcia, 2015). No obstante, trabajos recientes (e.g. Németh *et al.*, 2003; Mordick & Glazner, 2006; Erlund *et al.*, 2009; Luhr, 2011) han evidenciado que volcanes de este tipo, con composiciones más evolucionadas, también son comunes y que deben estar asociados a estancamientos y evolución del magma en la corteza.

Los volcanes monogenéticos pueden ser encontrados en ambientes tectónicos desde compresivos (zonas de subducción), hasta distensivos (dorsales oceánicas), aunque principalmente se exhiben en zonas de intraplaca (Cañón-Tapia & Walker, 2004; Murcia, 2015). La relación que existe entre los parámetros internos, como la naturaleza físico-química de un magma, y los externos, como el flujo de agua subterránea, las características del substrato o la topografía, definen la variedad de morfologías y arquitecturas con que afloran en superficie (Németh & Kereszturi, 2015). Bajo condiciones eruptivas “secas”, se generan conos de escoria, domos y flujos de lava (Fig. 3); por el contrario, cuando existe disponibilidad de agua (i.e. en condiciones “húmedas”), se da origen a un proceso de freatomagmatismo asociado a la producción de conos de toba, anillos de toba y maares (Fig. 3) (Smith & Németh, 2017).

4.2 VOLCANES MONOGENÉTICOS FORMADOS POR ERUPCIÓN MAGMÁTICA

4.2.1 Conos de escoria

Los conos de escoria son el resultado de erupciones explosivas generalmente estrombolianas o hawaianas debido a la liberación rápida de gases disueltos en el magma (Vespermann & Schmincke, 2000). En comparación con los volcanes en

escudo o compuestos, los conos de escoria son volcanes pequeños y ocurren comúnmente en campos o grupos (Vespermann & Schmincke, 2000). Los depósitos asociados constituyen bombas, lapilli escoriáceo y menormente cenizas, ocasionalmente aglutinados (estos específicamente se han denominado conos de salpicadura) (Vespermann & Schmincke, 2000). Algunos ejemplos incluyen el cono de escoria Eldfell (Isla Heimaey, Islandia; Self *et al.*, 1973) y Parícutín (Michoacán, México; Foshag & González, 1956).

4.2.2 Domos de lava

Son montículos formados por magma extruido efusivamente desde un centro de emisión, a su vez asociado con el enfriamiento relativamente rápido del magma después de emerger a la superficie; composicionalmente los domos de lava pueden cubrir todo el rango de contenidos de sílice, pero en su mayoría, suelen ser ácidos (Fink & Anderson, 2000).

El diámetro y altura de un domo puede oscilar de metros a kilómetros y pueden ser tabulares o inclinados en sección transversal, y con contornos circulares, elípticos o irregulares (Fink & Anderson, 2000). Ejemplos de este tipo de estructura son la mayor parte de los volcanes que constituyen el Campo Volcánico Monogenético Villamaria – Termalés (Botero-Gómez *et al.*, 2018; Osorio *et al.*, 2018) y el volcán Grand Sarcouy (Francia; Miallier *et al.*, 2017).

4.2.3 Flujos de lava

Los flujos de lava como “volcanes” en sí mismos, se forman por la emisión efusiva del magma; estos presentan una extrema elongación pendiente abajo comparado con los domos de lava, y pueden extenderse decenas de kilómetros, además de alcanzar espesores de cientos de metros (Kilburn, 2000). Un ejemplo es el flujo de lava de Lusitania (CVMVT, Colombia; Botero-Gómez *et al.*, 2018).

4.3 VOLCANES MONOGENÉTICOS FORMADOS POR ERUPCIÓN FREATO-MAGMÁTICA

Este tipo de volcanes resulta de la interacción de magma ascendente con agua superficial o subterránea (Valentine *et al.*, 2011; Borrero *et al.*, 2017). Los depósitos se componen por fragmentos piroclásticos juveniles, fragmentos accesorios provenientes de rocas volcánicas co-magmáticas de erupciones anteriores, y

fragmentos accidentales, derivados del basamento, como rocas metamórficas, rocas o depósitos sedimentarios y rocas o depósitos ígneos no co-magmáticos (Vespermann & Schmincke, 2000; Murcia *et al.*, 2013). Estos volcanes son conos de toba, anillos de toba y maares (Vespermann & Schmincke, 2000).

4.3.1 Conos de toba

Los conos de toba están constituidos principalmente por fragmentos piroclásticos juveniles y cantidades subordinadas de fragmentos accidentales (Vespermann & Schmincke, 2000). La altura de los conos de toba puede variar desde unos pocos metros hasta centenas de metros (Vespermann & Schmincke, 2000). El piso del cráter está generalmente por encima de la superficie del terreno circundante y presentan pendientes pronunciadas con buzamientos de estratos de 10° a 30° (Vespermann & Schmincke, 2000; White & Ross, 2011). Ejemplos de estos volcanes incluyen el cono de toba Ilchulbong (Isla Jeju, Corea; Sohn & Chough, 1992) y el cono de toba Xalapaxco (Tlaxcala, México; Abrams & Siebe, 1994).

4.3.2 Anillos de toba

Los anillos de toba consisten en una mezcla de fragmentos piroclásticos juveniles y accidentales, donde los depósitos bien estratificados están compuestos principalmente de fragmentos juveniles (Vespermann & Schmincke, 2000). Presentan alturas de unas pocas decenas de metros, tienen pendientes suaves de 2° a 10° (De Silva & Lindsay, 2015), y grandes cráteres, donde el piso del cráter normalmente se encuentra cerca de la superficie pre-eruptiva (Wohletz & Sheridan, 1983). El anillo de toba Motukorea (Auckland, Nueva Zelanda; McGee *et al.*, 2012) y el anillo de toba Songaksan (Isla Jeju, Corea; Chough & Sohn, 1990) son algunos ejemplos de este tipo de volcanes.

4.3.3 Maares

Los maares se definen por cráteres circulares a elípticos con pisos por debajo de la elevación de la topografía circundante (Valentine *et al.*, 2011); sus pendientes generalmente son sub-horizontales, aunque en cercanía al cráter llegan a tener hasta 20° de inclinación (White & Ross, 2011). Los depósitos de maares son predominante fragmentos accidentales (hasta 90% en volumen); emplazados por oleadas piroclásticas y de caída (Vespermann & Schmincke, 2000). Ejemplos de este tipo de volcanes incluyen los Maares Ukinrek (Alaska, Estados Unidos; Self *et al.*, 1980),

Maar de San Diego (Samaná, Colombia central; Borrero *et al.*, 2017), y Maar Rincón de Parangueo (Guanajuato, México; Aranda-Gómez *et al.*, 2013).

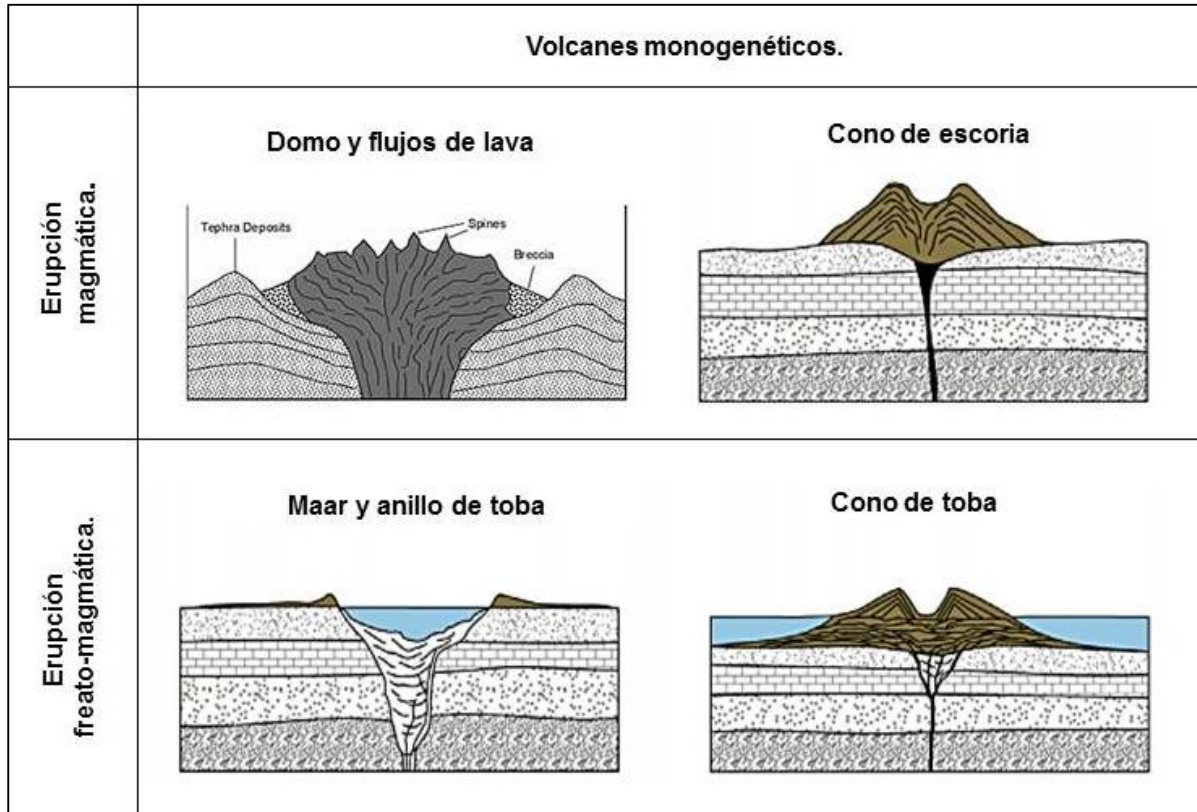


Figura 3. Tipos de volcanes monogenéticos según su estilo eruptivo (Modificado de De Silva & Lindsay, 2015).

5. METODOLOGÍA

5.1 FUNDAMENTACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Este primer paso consistió en la búsqueda y recopilación de trabajos anteriores relacionados con los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito (e.g. Naranjo & Ríos, 1989; Ancochea *et al.*, 1991; Aristizábal & Echeverry, 2001; Montoya & Torres, 2005; Toro *et al.*, 2008; Ayala, 2009; Borrero *et al.*, 2009; Martínez *et al.*, 2014; Botero & Osorio, 2017; Murcia *et al.*, 2019).

5.2 TRABAJO DE CAMPO Y MUESTREO

En este punto, se realizaron visitas a la zona de estudio con el fin de realizar un reconocimiento del lugar. También se procedió a muestrear cada uno de los tres volcanes, teniendo cuidado de recolectar rocas frescas que permitieran obtener resultados químicos fiables. La Figura 4 muestra las vías de acceso, ubicación de muestreo y delimitación de los domos Victoria (IIES-V-010), Gallinazo (IIES-V-012) y Tesorito (IIES-V-014).

5.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Tres secciones delgadas pulidas, una por cada volcán, fueron preparadas para análisis petrográficos. Estas fueron analizadas posteriormente a través del microscopio petrográfico de luz transmitida Nikon Eclipse E200, en el laboratorio de petrografía del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES), de la Universidad de Caldas. Con esta descripción, se definieron las asociaciones mineralógicas y texturales que presentan las rocas correspondientes a los centros volcánicos. Para la distinción entre los tamaños de grano, se usó la terminología empleada por González (2008), cuyos rangos son los siguientes: fenocristales para tamaños mayores a 0.5 mm, microfenocristales para cristales entre 0.05 mm y 0.5 mm, y microcristales para aquellos menores a 0.05 mm; estos últimos considerados como parte de la masa fundamental. Las abreviaciones usadas para los minerales en su descripción y representación en las imágenes fueron tomadas de Whitney & Evans (2010). Complementando el análisis petrográfico, mediante un barrido de 1 x 1 mm en cada sección se definió el porcentaje de masa fundamental y cristales presentes.

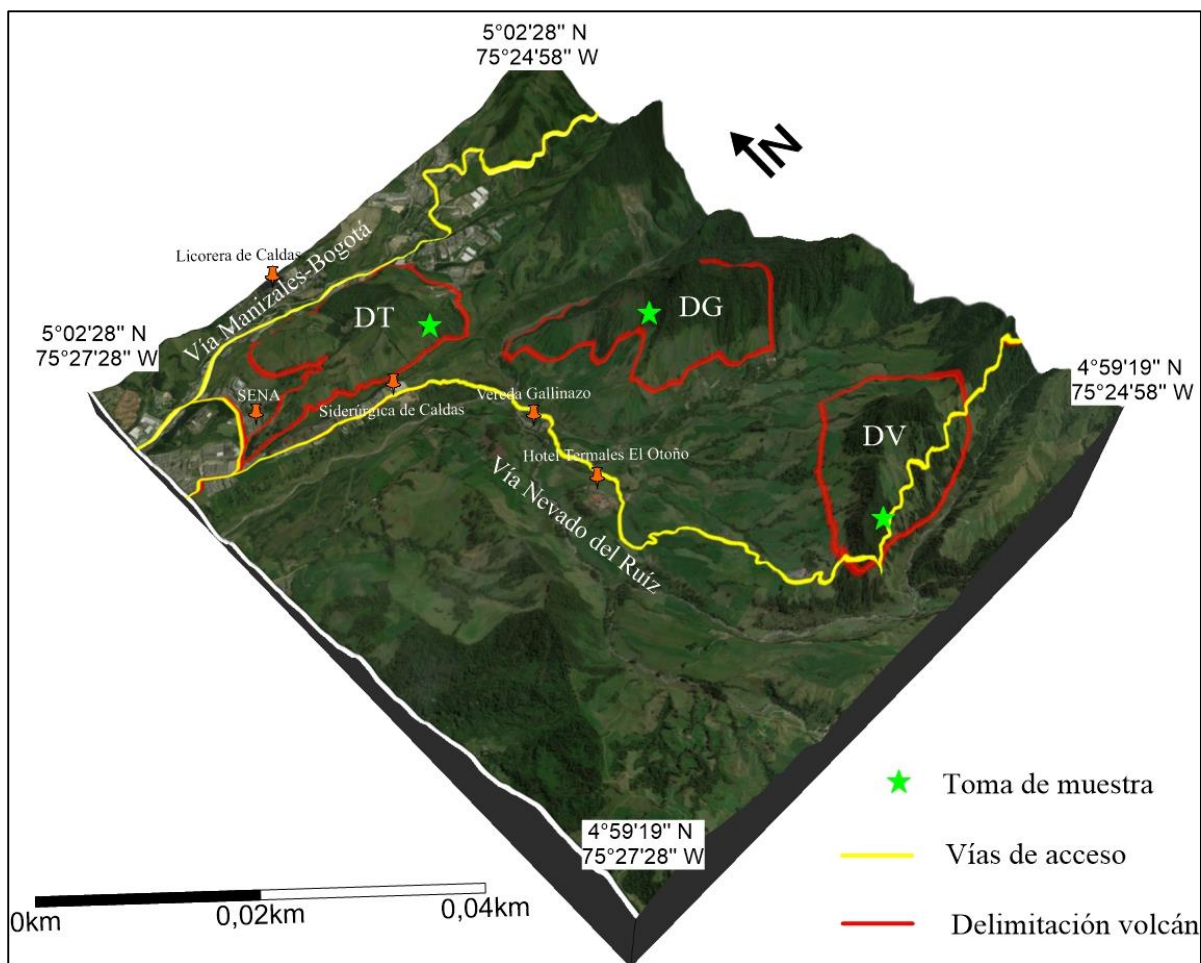


Figura 4. Localización de las muestras. DT: Domo Tesorito; DG: Domo Gallinazo; DV: Domo Victoria.

5.4 ANÁLISIS QUÍMICOS

5.4.1 Química mineral

Luego de realizar una caracterización mineral base e identificar texturas importantes al desarrollar el análisis petrográfico, se eligieron puntos de interés mineral, textural y en la masa fundamental para realizar análisis químicos con microsonda electrónica. Se propuso una rutina de desarrollo sobre la sección delgada pulida de cada volcán, y estas fueron enviadas al *Earth Observatory of Singapore (EOS)*, Singapur. Se realizó el análisis con una microsonda electrónica de emisión de campo JEOL JXA-8530F. Así, se obtuvieron 315 resultados químicos de elementos mayores en olivino, piroxeno, anfíbol y plagioclasa, además de la masa fundamental. Los parámetros de funcionamiento del dispositivo para la obtención de datos fueron los siguientes: Energía del haz = 15 keV, con un diámetro de 10 μm y una corriente de 50 nA.

Después de estos análisis, los datos fueron introducidos a los programas CFU-PINGU (Cortés, 2015) y GCDkit (Janoušek *et al.*, 2006) con el objetivo de representar gráficamente los resultados y así determinar con mayor exactitud el nombre de cada uno de los minerales analizados. El olivino fue discriminado por su contenido de forsterita; el piroxeno por el contenido de wollastonita, enstatita y ferrosilita (Wo-En-Fs) (Morimoto, 1989); la plagioclasa por el contenido de anortita, albita y ortoclasa (An-Ab-Or) (Rahman & Mackenzie, 1969); y el anfíbol se clasificó siguiendo a Leake *et al.* (1997; 2004).

- **Olivino**

El olivino fue discriminado de acuerdo con su contenido de forsterita (Fo; Mg_2SiO_4), siguiendo la siguiente relación del porcentaje en peso (wt. %) de Mg y Fe^{+2} :

$$Fo = \left[\frac{Mg}{Mg + Fe^{+2}} \right] * 100 \quad \text{Eq (1)}$$

- **Piroxeno**

Los cristales de piroxeno fueron clasificados en el diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto (1989). La composición química de un cristal se expresa en términos de wollastonita (Wo; $CaSiO_3$), enstatita (En; $MgSiO_3$) y ferrosilita (Fs; $FsSiO_3$), teniendo en cuenta las relaciones:

$$Wo = \left[\frac{Ca}{Ca + Mg + Fe} \right] * 100 \quad \text{Eq (2)}$$

$$En = \left[\frac{Mg}{Ca + Mg + Fe} \right] * 100 \quad \text{Eq (3)}$$

$$Wo = \left[\frac{Ca}{Ca + Mg + Fe} \right] * 100 \quad \text{Eq (4)}$$

Los valores de Ca, Mg y Fe son expresados en porcentaje en peso (wt. %).

- **Plagioclasa (feldespato)**

La clasificación de cristales de plagioclasa fue realizada según el diagrama ternario de clasificación de feldespatos propuesto por Rahman & Mackenzie (1969), quien propone discriminar la composición química de los cristales de acuerdo al contenido

de anortita (An; $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), albita (Ab; $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y ortoclasa (Or; KAlSi_3O_8). Las relaciones de porcentaje en peso (wt. %) de Ca, Na y K que permiten clasificar este mineral son:

$$An = \left[\frac{Ca}{Ca + Na + K} \right] * 100$$

$$Ab = \left[\frac{Na}{Ca + Na + K} \right] * 100$$

$$Or = \left[\frac{K}{Ca + Na + K} \right] * 100$$

- **Anfíbol**

La clasificación del anfíbol se realizó siguiendo a Leake *et al.* (1997) a partir del cálculo de los cationes por unidad de fórmula (c.p.f.u.) utilizando el programa CFU (Cortés, 2015). Los c.p.f.u en anfíbol son aquellas posiciones, A, B, C y T, de la fórmula ideal para este mineral ($\text{AB}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), en donde la ubicación de los cationes y aniones principales de la estructura química del anfíbol, pueden estar en las siguientes posiciones:

- Potasio (K), sólo puede ubicarse en la posición A.
- Sodio (Na), puede encontrarse tanto en A como en B.
- Calcio (Ca), solamente puede estar en la posición B.
- Iones de Magnesio (Mg), Hierro (Fe^{2+}), Manganeso (Mn^{2+}), Litio (Li), pueden estar en la posición C y B.
- El ion Aluminio (Al), puede ubicarse en C y T.
- Iones de Hierro (Fe^{3+}), Manganeso (Mn^{3+}), Cromo (Cr^{3+}), sólo pueden encontrarse en la posición C.
- Aniones de hidróxido (OH), Flúor (F), Cloro (Cl), Oxígeno (O), solamente pueden estar en la posición OH.

Con base en lo anterior, los anfíboles pueden subdividirse en ferro-magnesianos, sódicos, sódico-cálcicos o cálcicos, de acuerdo a su ubicación en el diagrama binario de clasificación $(\text{Ca} + \text{Na})_B$ vs Na_B (Leake *et al.*, 1997). Los anfíboles cálcicos llevan una clasificación adicional, dependiendo del contenido de Si (c.p.f.u) vs Mg# (Leake *et al.*, 1997), de la siguiente manera:

- $(Ca_B \geq 1.50); (Na + K)_A < 0.50$
- $(Ca_B \geq 1.50); (Na + K)_A \geq 0.50$

- **Óxidos**

Estos minerales fueron clasificados siguiendo el sistema ternario de clasificación de Fe-Ti según Buddington & Lindsley (1964) quienes se basan en la relación en porcentaje molar de FeO, Fe₂O₃ y TiO₂.

5.4.2 Química de roca total

Las muestras recolectadas se pulverizaron al tamaño arcilla (<63 μm) en laboratorios del IIES, y posteriormente fueron enviadas a los laboratorios de la Universidad Estatal Paulista, Brasil, en donde se realizaron análisis por fluorescencia de rayos X. De esta manera se obtuvieron resultados del contenido de óxidos mayores y de algunos elementos traza (Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y, Nb, Cu, Zn, Co, V, Ga). Estos datos fueron procesados en hojas de cálculo y posteriormente graficados en el programa GCDkit (Janoušek *et al.*, 2006).

6. RESULTADOS

6.1 PETROGRAFÍA

Los análisis petrográficos indican que los tres domos son similares respecto a la cantidad total de cristales y masa fundamental; cabe resaltar la notable abundancia de plagioclasa (Tabla 1).

Tabla 1. Componentes mineralógicos según el tamaño de cristales para los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito en sección delgada. El porcentaje (%) total de cristales se obtiene de la sumatoria del % de fenocristales (Fn) + % de microfenocristales (Mf). La masa fundamental = vidrio + microcristales.

Mineral	VICTORIA (IIES-V-010)			GALLINAZO (IIES-V-012)			TESORITO (IIES-V-014)		
	Mf	Fn	Total	Mf	Fn	Total	Mf	Fn	Total
%									
Pl	14.39	13.84	28.23	20.92	12	32.92	21.37	9.32	30.69
OI	1.19	0.95	2.14	-	-	-	-	-	-
Px	8.60	5.71	14.31	8.71	3.77	12.48	6.19	3.56	9.75
Ohbl	0.24	0	0.24	0.71	-	0.71	0.47	0	0.47
Bt	-	-	-	0.24	-	0.24	-	-	-
Opq	2.20	-	2.20	1.18	-	1.18	1	-	1
Accesorio	0.50	-	0.50	-	-	-	-	-	-
Masa fundamental	-	-	52.38	-	-	52.47	-	-	58.09
Total	-	-	100	-	-	100	-	-	100

6.1.1 Domo Victoria

Descripción macroscópica: La roca presenta una textura hipocristalina porfírica, mesocrática, con cristales de plagioclasa y piroxeno embebidos en una masa fundamental afanítica de color gris (Fig. 5).

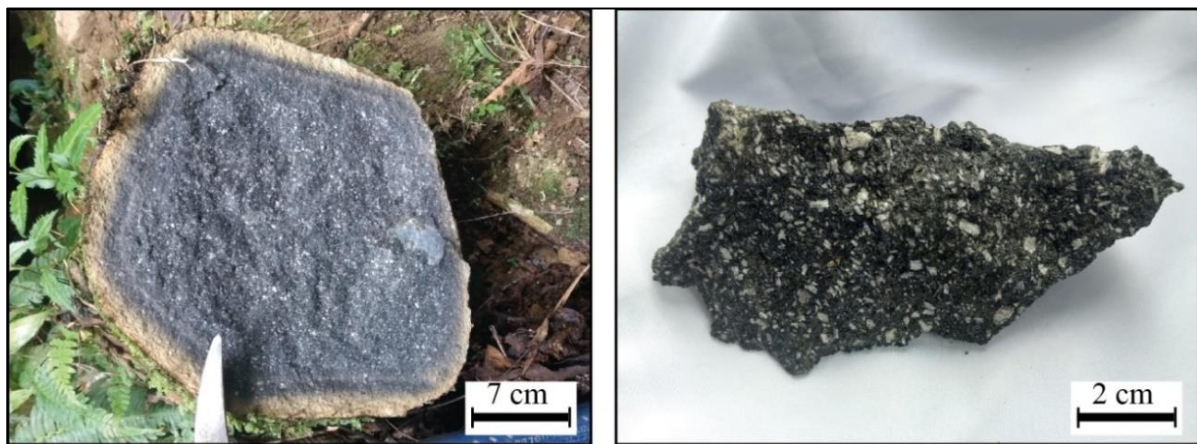


Figura 5. Fotografía de la roca del domo Victoria. Nótese los cristales de plagioclasa embebidos en una masa fundamental afanítica.

Descripción microscópica: Se reconoce una textura hipocristalina porfirítica, con cristales (48%) subhedrales y en menor proporción euhedrales y anhedrales de plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno > olivino > anfíbol, embebidos en una masa fundamental (52%) vitrofídica, micro y criptocristalina con microcristales de plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa es el mineral más abundante con un porcentaje del 59% del total de los cristales que constituyen la roca. Algunos de los cristales muestran zonación principalmente oscilatoria, maclas tipo albita, periclina, carlsbad y periclina-albita, además de textura en tamiz y de reabsorción (Fig. 6C y 6D). Inclusiones de apatito, piroxeno y óxidos de ilmenita-magnetita son comunes en este mineral. El piroxeno, el cual representa el 30% del total de los cristales de la roca, exhibe formas subhedrales y anhedrales, textura glomeroporfirítica (Fig. 6A y 6B), textura coronítica de ortopiroxeno rodeado por clinopiroxeno (Fig. 6C y 6D), maclas simples y polisintéticas, además de inclusiones de óxidos de ilmenita-magnetita y plagioclasa. El olivino representa el 4% del total de cristales de la roca, con formas euhedrales y subhedrales, exhiben inclusiones de piroxeno y óxidos de ilmenita-magnetita (Fig. 6E y 6F). El anfíbol es la especie mineral menos abundante de la roca, representa solo el 1%, con formas principalmente anhedrales; los cristales se catalogaron como oxihornblenda por sus evidentes bordes de oxidación. Cristales de apatito se presentan como mineral accesorio (<1%) y los óxidos de ilmenita-magnetita representan el 5% de la roca. Como texturas especiales se observan textura fluidal (Fig. 6C y 6D) y glomeroporfirítica dada por cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, además de textura seriada.

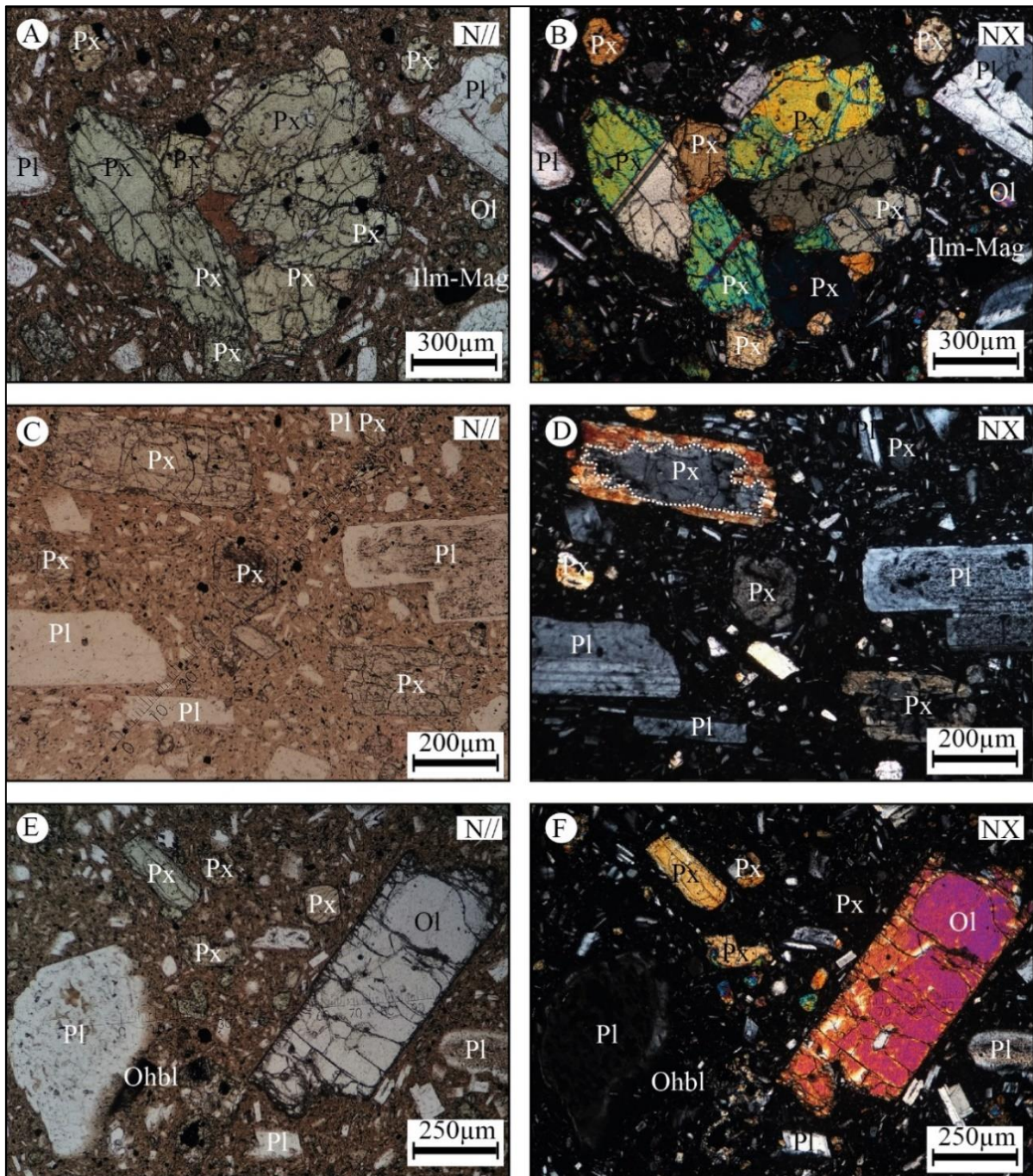


Figura 6. Fotomicrografías de la roca del domo Victoria. N//: nicoles paralelos; NX: nicoles cruzados. **A) y B)** Textura glomeroporfírica de piroxeno. **C) y D)** Piroxeno con textura coronítica de ortopiroxeno con clinopiroxeno, textura fluidal y textura en tamiz en plagioclasa. **E) y F)** Olivino con inclusiones de piroxeno y óxido de ilmenita-magnetita. Abreviaciones: (Pl): Plagioclasa, (Px): Piroxeno, (Ol): Olivino, (Ohbl): Oxihornblenda, (Ilm-Mag): Ilmenita-magnetita.

6.1.2 Domo Gallinazo

Descripción macroscópica: La roca presenta una textura hipocristalina porfirítica, mesocrática, con cristales de plagioclasa y piroxeno embebidos en una masa fundamental afanítica de color gris (Fig. 7).

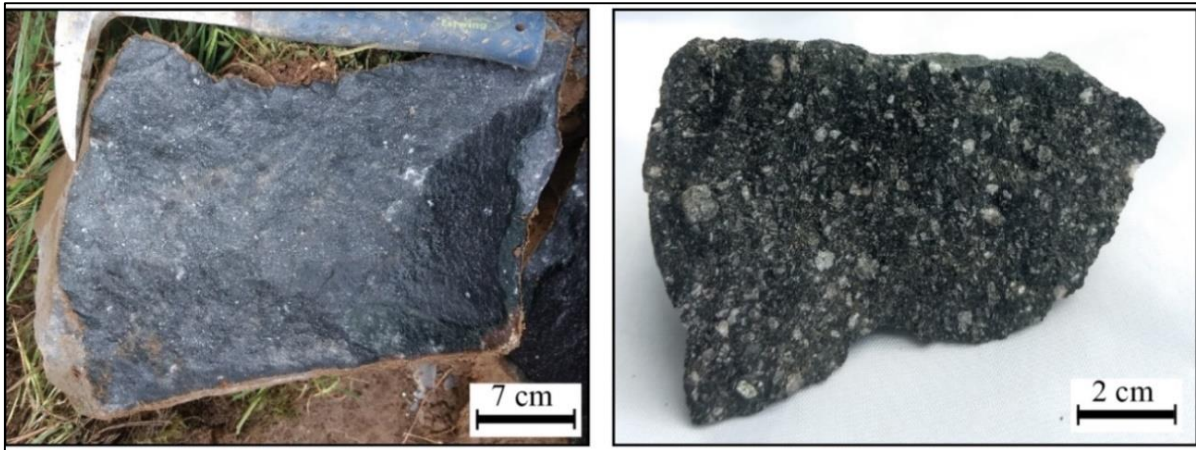


Figura 7. Fotografía de la roca del domo Gallinazo. Nótese los cristales de plagioclasa embebidos en una masa fundamental afanítica.

Descripción microscópica: La roca presenta una textura hipocristalina porfirítica, con cristales (48%) subhedrales y euhedrales de plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno > anfíbol > biotita embebidos en una masa fundamental (52%) vitrofídica – microcristalina con microcristales principalmente de plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa es el mineral más abundante con un porcentaje del 69% del total de cristales que constituyen la roca, con formas subhedrales y euhedrales predominantemente. Algunos cristales presentan maclas de carlsbad, albita y periclina, además de textura en tamiz, embahados y extinción ondulante. El piroxeno representa el 26% del total de los cristales de la roca, con formas subhedrales y anhedrales, algunos de ellos fracturados. El anfíbol (oxihornblenda) y la biotita, ambos con un porcentaje de 1%, presentan formas subhedrales y anhedrales. Cristales de apatito también se presentan como mineral accesorio (<1%) y los óxidos de ilmenita-magnetita representan el 2% de la roca. En algunas áreas de la sección se observa textura fluidal (Fig. 8A y 8B) y textura glomeroporfirítica de plagioclasa y piroxeno (Fig. 8C y 8D). También se observa textura seriada (Fig. 8E y 8F).

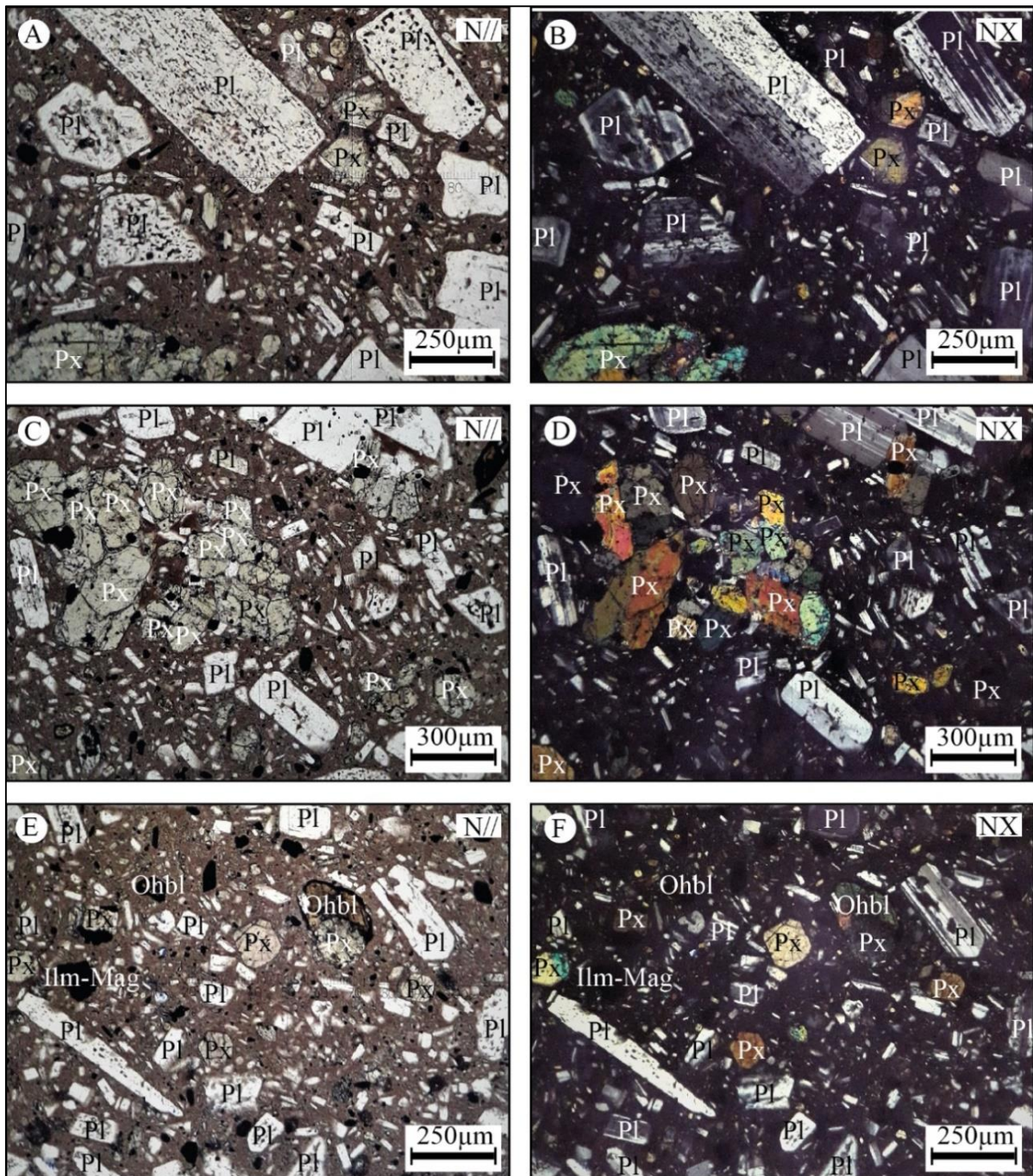


Figura 8. Fotomicrografías de la roca del domo Gallinazo. N//: nicoles paralelos; NX: nicoles cruzados. **A) y B)** Textura en tamiz en plagioclasa, textura fluidal y seriada característica de la roca. **C) y D)** Textura glomeroporfirítica de piroxeno y plagioclasa. **E) y F)** Textura seriada. Abreviaciones: (Pl): Plagioclasa, (Px): Piroxeno, (Ol): Olivino, (Ohbl): Oxihornblenda, (Ilm-Mag): Ilmenita-magnetita.

6.1.3 Domo Tesorito

Descripción macroscópica: La roca presenta una textura hipocristalina porfirítica, mesocrática, con cristales de plagioclasa y piroxeno embebidos en una masa fundamental afanítica de grano fino y color gris (Fig. 9).

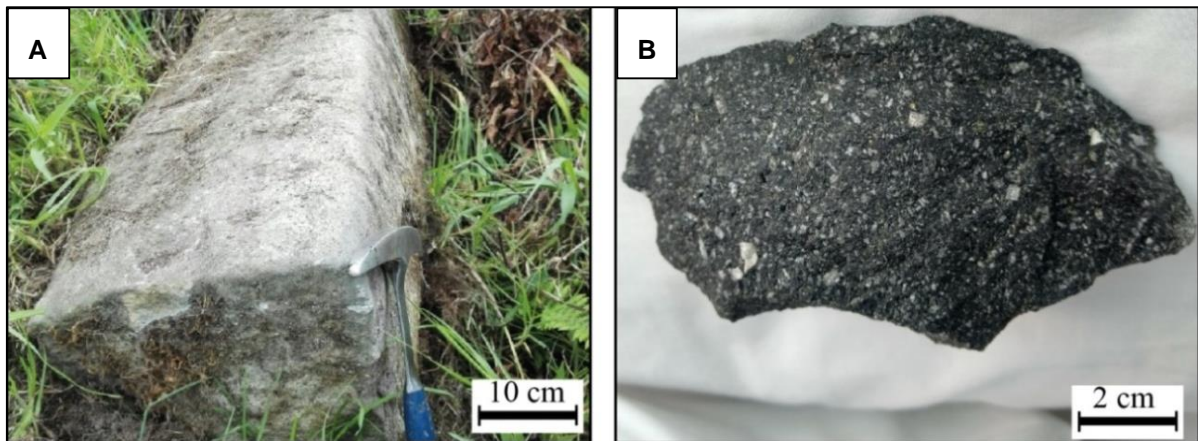


Figura 9. Fotografía de la roca del domo Tesorito. Nótese los cristales de plagioclasa embebidos en una masa fundamental afanítica. **A)** Columna (disyunción columnar) en donde fue tomada la muestra. **B)** Muestra de mano.

Descripción microscópica: La roca presenta una textura hipocrystalina porfirítica con cristales (42%) subhedrales y euhedrales de plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno > anfíbol embebidos en una masa fundamental (58%) vitrofídica – microcristalina con predominio de microcristales de plagioclasa. La plagioclasa siendo el mineral más abundante con un 73% del total de cristales presentes en la roca, exhibe formas subhedrales, en menor proporción euhedrales y anhedrales. Algunos cristales presentan típicas maclas de albita, carlsbad, periclina, además de zonación inversa, normal, oscilatoria y extinción ondulatoria. Asimismo, se encuentra presente texturas en tamiz (Fig. 10A y 10B). Los cristales de piroxeno representan el 23% de los constituyentes minerales de la roca, con formas subhedrales y anhedrales. Algunos cristales presentan textura coronítica (ortopiroxeno rodeado de clinopiroxeno) (Fig. 10C y 10D), textura glomeroporfirítica e inclusiones de plagioclasa, piroxeno y óxidos de ilmenita-magnetita (Fig. 10E y 10F). Los cristales de anfíbol (oxihornblenda) (1%) tienen formas principalmente subhedrales y anhedrales, evidencian bordes de oxidación y textura coronítica de microcristales de piroxeno y plagioclasa (Fig. 10A y 10B), asimismo inclusiones de plagioclasa (Fig. 10C y 10D). Cristales de apatito también se presentan como mineral accesorio (<1%) y los óxidos de ilmenita-magnetita representan el 2% de la roca. En algunas áreas de la sección se observa textura fluidal (Fig. 10A y 10B) y textura glomeroporfirítica dada por cristales de plagioclasa y piroxeno o plagioclasa y anfíbol. También se observa textura seriada (Fig. 10A y 10B).

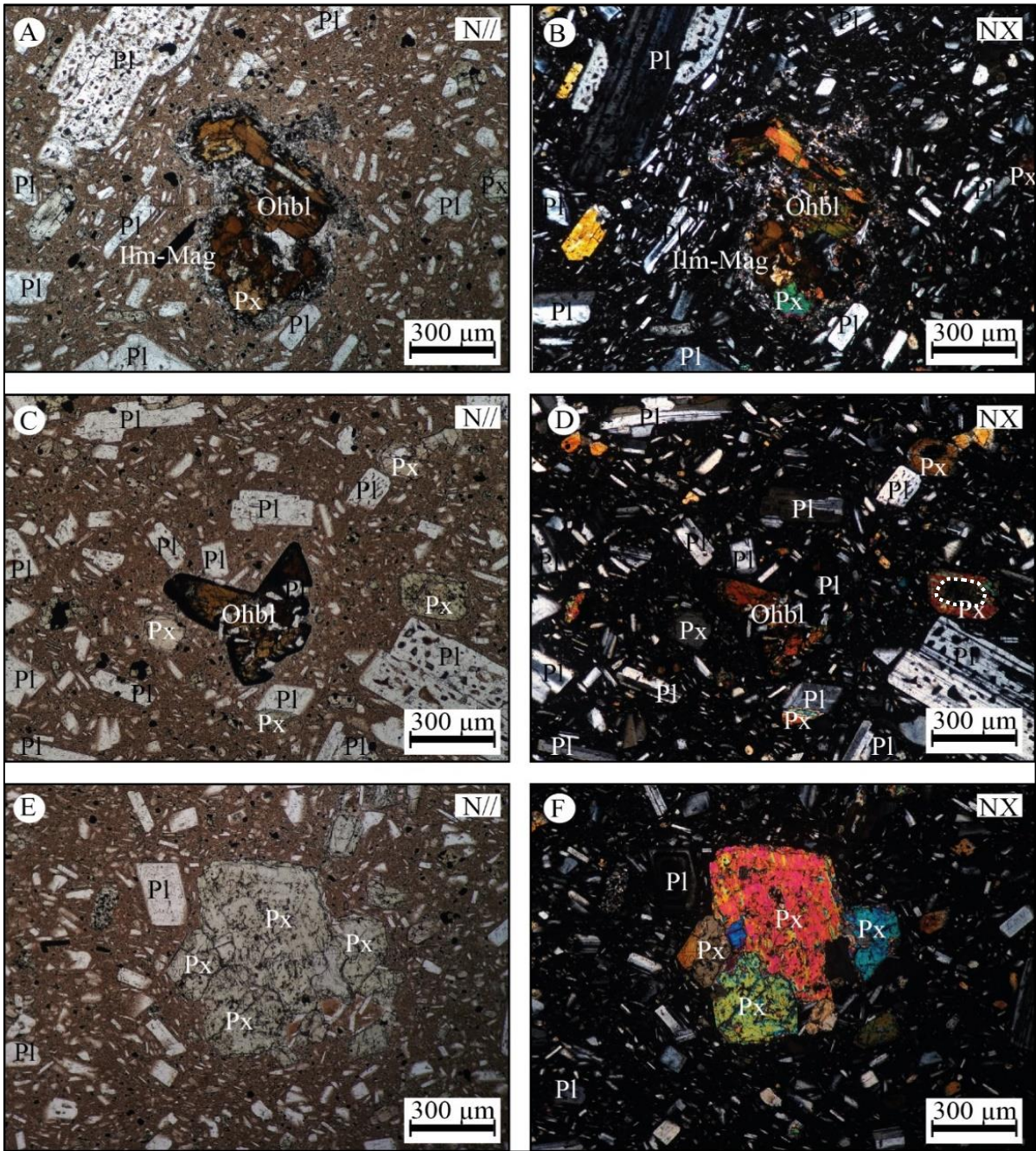


Figura 10. Fotomicrografías de la roca del domo Tesorito. N//: nicoles paralelos; NX: nicoles cruzados. **A) y B)** Texturas en tamiz en plagioclasa, textura fluidal y seriada característica de la roca, borde de oxidación en oxihornblenda con corona de microcristales de piroxeno y plagioclasa. **C) y D)** Textura en corona de piroxeno y cristales de oxihornblenda con inclusiones de plagioclasa. **E) y F)** Textura glomeroporfírica de piroxeno. Abreviaciones: (Pl): Plagioclasa, (Px): Piroxeno, (Ohbl): Oxihornblenda, (Ilm-Mag): Ilmenita-magnetita.

6.2 QUÍMICA MINERAL

6.2.1 Olivino

Este mineral se encontró únicamente en el domo Victoria. Tres análisis en los fenocristales evidencian una composición de Fo₈₅₋₈₇ (Tabla 2; Fig. 11A), mientras que seis análisis en los microfenocristales evidencian una composición de Fo₇₁₋₈₆ (Tabla 3; Fig. 11B). Un fenocristal analizado en el centro y borde, muestra una composición homogénea (Fo₈₇ en el centro y Fo₈₆ en el borde) (Fig. 12), mientras que un microfenocristal analizado de la misma manera exhibe una zonación normal (Fo₈₆ en el centro y Fo₇₅ en el borde) (Fig. 12).

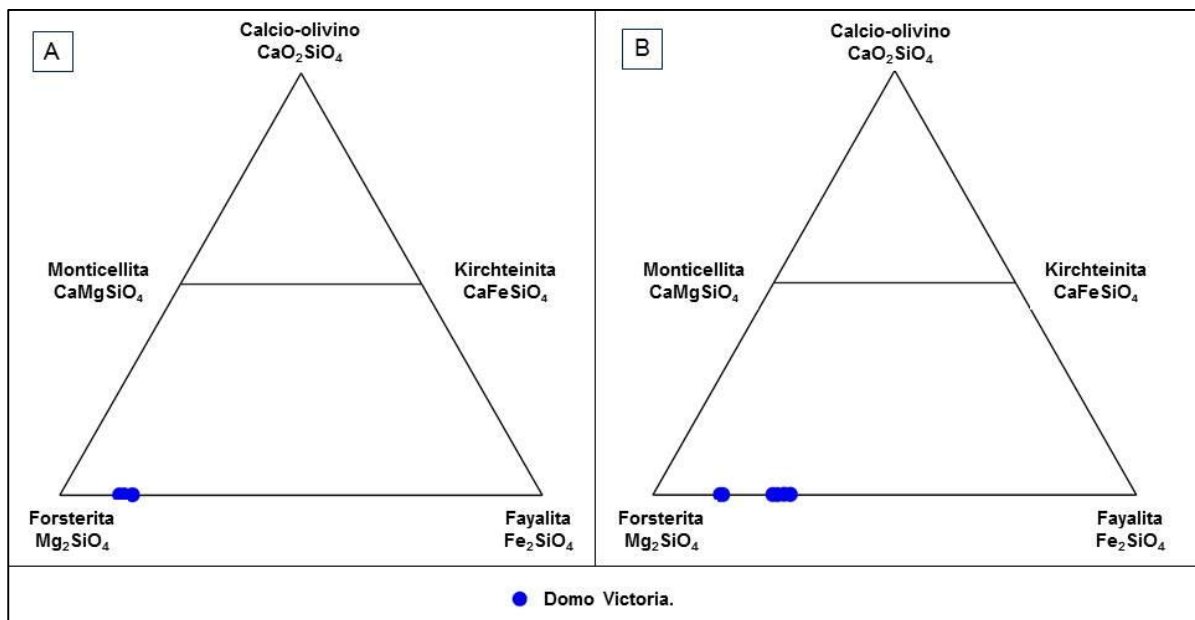


Figura 11. Diagrama ternario de clasificación para cristales de olivino del domo Victoria. **A)** Fenocristales. **B)** Microfenocristales.

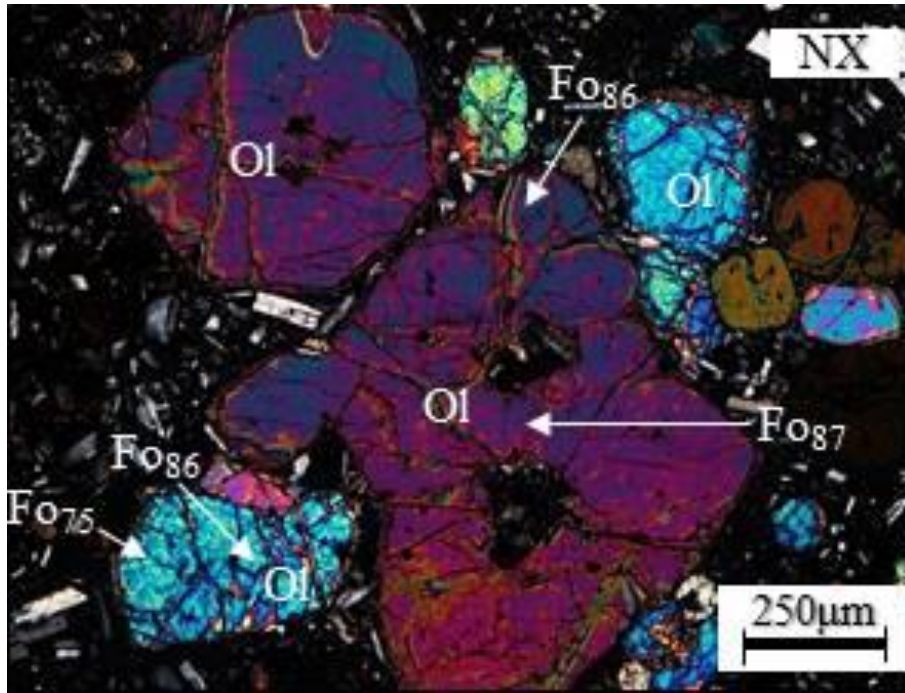


Figura 12. Fotomicrografía en cristales de olivino para el domo Victoria. NX: nicoles cruzados. Se muestra el contenido de forsterita (Fo) en sus respectivos puntos de análisis.

Tabla 2. Análisis químicos en fenocristales de olivino del domo Victoria.

Muestra	IIES-V-010		
	Ol 1		Ol 2
Fenocristales	Centro	Borde	Centro
SiO ₂	41.39	40.92	43.49
FeO	11.82	12.72	14.18
MnO	0.16	0.18	0.19
MgO	46.97	46.50	44.91
CaO	0.08	0.07	0.07
Total	100.43	100.39	102.85
Fo	87	86	85
Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos			
Si	1.01	1.02	1.05
Fe	0.26	0.24	0.29
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	1.71	1.72	1.61
Ca	0.00	0.00	0.00
Total	2.98	2.98	2.95

Tabla 3. Análisis químicos en microfenocristales de olivino del domo Victoria.

Muestra	IIES-V-010					
	Microfenocristales	OI 1	OI 2	OI 3	OI 4	OI 5
	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	41.13	41.15	39.44	39.23	39.02	38.77
FeO	13.65	13.37	22.63	23.35	24.15	25.46
MnO	0.18	0.17	0.42	0.35	0.39	0.43
MgO	45.48	46.38	38.51	37.81	36.43	35.98
CaO	0.05	0.08	0.08	0.07	0.12	0.10
Total	100.49	101.15	101.08	100.81	100.11	100.75
Fo	85	86	75	74	73	71

Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos

Si	1.02	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01
Fe	0.28	0.27	0.49	0.50	0.53	0.56
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.68	1.70	1.47	1.46	1.42	1.40
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	2.98	2.98	2.99	2.98	2.98	2.99

6.2.2 Piroxeno

Este mineral es representativo de los tres domos. Para conocer su composición, 52 análisis químicos fueron llevados a cabo: 12 en fenocristales (Tabla 4) y 40 en microfenocristales (Tabla 5).

Siguiendo el diagrama de clasificación de piroxeno de Morimoto (1989), en términos de wollastonita (Wo), enstatita (En) y ferrosilita (Fs), los fenocristales de los tres domos corresponden a diópsido y augita con composiciones para el domo Victoria de Wo₄₃₋₄₅, En₄₁₋₄₃ y Fs₁₃₋₁₅, para el domo Tesorito de Wo₄₄₋₄₅, En₃₉₋₄₆, Fs₁₁₋₁₆ y el domo Gallinazo de Wo₄₃₋₄₅, En₄₁₋₄₃, Fs₁₂₋₁₆ (Fig. 13A). En los microfenocristales, aunque el piroxeno también presenta composiciones de diópsido y augita, se evidencia además la presencia de enstatita. Las composiciones corresponden a Wo₂₋₄₅, En₄₀₋₆₅ y Fs₈₋₃₂, Wo₂₋₄₅, En₄₃₋₈₀ y Fs₁₀₋₂₇, y Wo₂₋₄₅, En₄₁₋₆₈ y Fs₁₃₋₃₂ para los domos Victoria, Tesorito y Gallinazo, respectivamente (Fig. 13B).

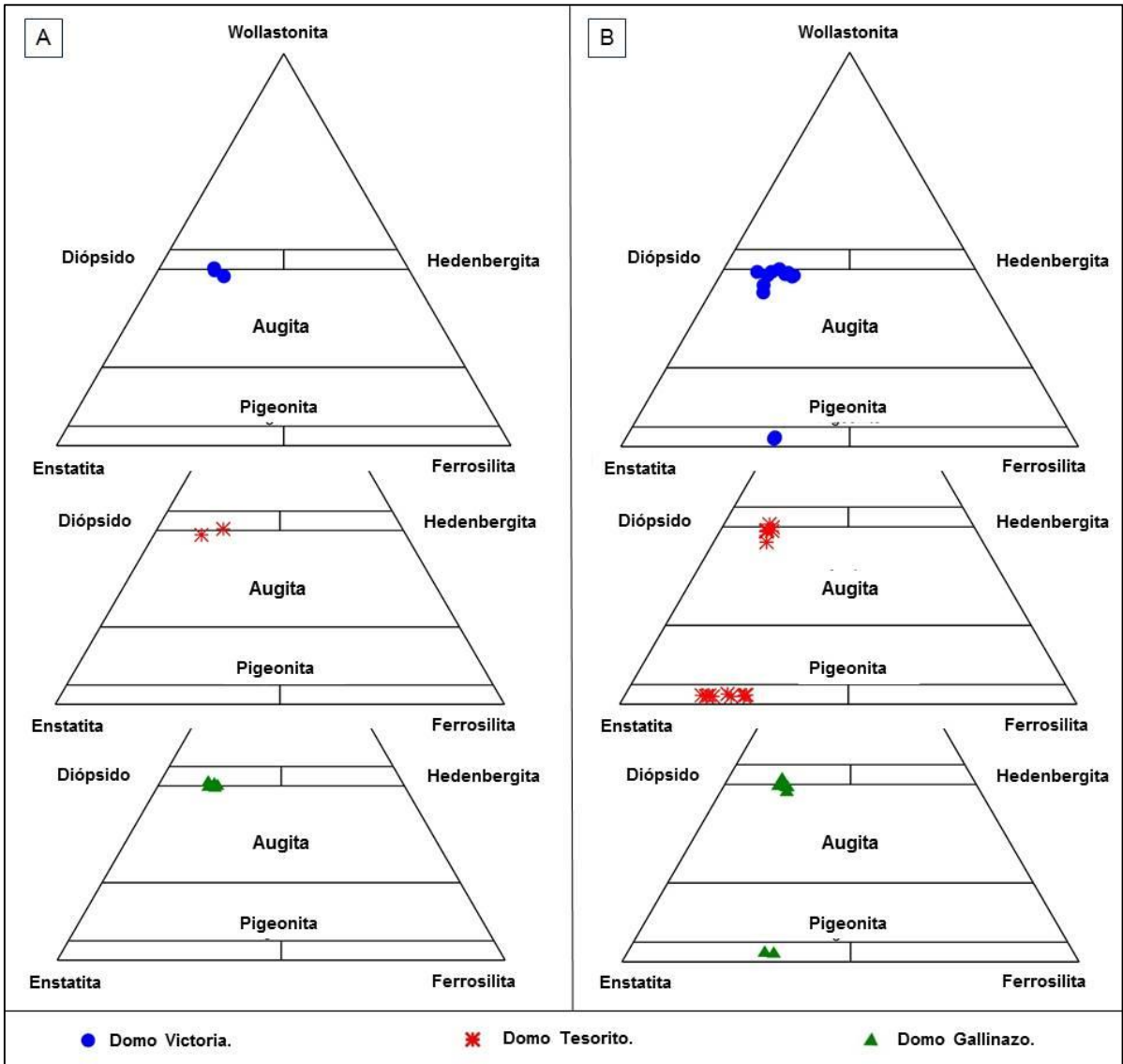


Figura 13. Diagrama ternario de clasificación de piroxeno para los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito (Morimoto, 1989). **A)** Fenocristales. **B)** Microfenocristales.

Tabla 4. Análisis químicos en fenocristales de piroxeno de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito.

Muestra	IIES-V-010				IIES-V-012				IIES-V-014			
	Px 1	Px 2	Px 3		Px 1	Px 2	Px 3		Px 4	Px 5	Px 1	Px 2
Fenocristales	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro
SiO ₂	52.73	52.60	52.89	53.51	52.07	52.89	52.47	52.39	52.19	50.64	53.78	51.72
TiO ₂	0.42	0.50	0.34	0.37	0.30	0.24	0.22	0.39	0.26	0.41	0.25	0.50
Al ₂ O ₃	2.41	3.88	2.95	1.55	1.37	0.98	1.14	1.38	1.53	2.28	2.06	3.21
FeO	9.35	7.68	7.95	9.44	9.52	7.72	9.09	7.81	9.20	9.61	6.57	9.23
MnO	0.27	0.17	0.23	0.28	0.29	0.35	0.26	0.36	0.25	0.32	0.17	0.25
MgO	14.03	14.46	14.59	14.33	14.16	15.00	14.45	15.10	14.34	13.75	15.79	12.97
CaO	20.59	21.31	21.18	20.73	20.65	22.01	21.52	21.32	20.80	20.52	21.14	20.51
NaO ₂	0.63	0.65	0.60	0.56	0.56	0.43	0.54	0.39	0.66	0.61	0.47	0.97
Total	100.44	101.26	100.72	100.78	98.93	99.62	99.70	99.15	99.23	98.15	100.23	99.36
Wo	43	45	44	43	43	45	44	44	43	43	44	45
En	41	42	43	42	41	43	41	43	42	41	45	39
Fs	16	13	13	15	16	12	15	13	15	16	11	16
Cationes por unidad de formula con base en 6 oxígenos												
Si	1.95	1.92	1.97	1.94	1.96	1.96	1.96	1.97	1.96	1.93	1.97	1.94
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ^(IV)	0.05	0.08	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.07	0.03	0.06
Al ^(VI)	0.06	0.09	0.04	0.07	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.06	0.08
Al (total)	0.11	0.17	0.07	0.13	0.06	0.05	0.06	0.04	0.07	0.10	0.09	0.14
Fe	0.29	0.23	0.29	0.24	0.30	0.29	0.25	0.24	0.28	0.31	0.2	0.29
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.77	0.79	0.79	0.8	0.8	0.81	0.84	0.83	0.8	0.78	0.86	0.72
Ca	0.82	0.83	0.82	0.83	0.83	0.86	0.85	0.88	0.84	0.84	0.83	0.82
Na	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03	0.07
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.01	4.01	4.00	4.01	4.02	4.02	4.01	4.02	4.02	4.03	4.00	4.01
Mg#	72.92	77.55	72.59	76.96	74.21	76.63	78.54	79.13	76.06	74.99	80.67	72.55

Tabla 5. Análisis químicos en microfenocristales de piroxeno de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito.

Muestra	IIES-V-010												IIES-V-012	
	Px 1	Px 2	Px 3	Px 4	Px 5	Px 6	Px 7	Px 8	Px 9	Px 10	Px 11	Px 12	Px 13	Px 1
Microfenocristales	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr	Centr
	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
SiO ₂	53.59	53.45	54.32	52.71	52.84	51.39	50.82	54.76	53.48	52.68	53.89	51.78	54.11	53.25
TiO ₂	0.35	0.33	0.22	0.47	0.43	0.74	1.01	0.11	0.25	0.70	0.16	0.94	0.43	0.10
Al ₂ O ₃	2.84	1.50	0.97	2.51	2.81	4.65	4.75	0.76	1.41	4.10	1.79	4.86	2.16	0.74
FeO	4.72	9.82	7.68	9.99	9.21	6.91	9.11	20.70	8.94	7.01	20.23	6.33	6.69	19.81
MnO	0.13	0.26	0.20	0.26	0.22	0.14	0.19	0.53	0.23	0.18	0.45	0.15	0.18	0.55
MgO	16.60	14.15	15.15	13.71	13.97	15.14	13.99	23.26	14.18	16.74	22.88	15.68	16.88	24.24
CaO	21.32	20.74	22.13	20.45	20.66	20.83	20.19	1.16	21.02	18.46	0.98	20.51	19.90	1.05
NaO ₂	0.40	0.52	0.41	0.64	0.61	0.43	0.59	0.05	0.62	0.43	0.04	0.47	0.44	0.02
Total	99.96	100.78	101.10	100.76	100.74	100.23	100.65	101.33	100.13	100.30	100.43	100.73	100.80	99.75
Wo	44	43	45	43	44	44	43	2	44	39	2	43	41	2
En	48	41	43	40	41	45	42	65	41	49	66	46	48	67
Fs	8	16	12	17	15	11	15	33	15	12	32	10	11	31
Cationes por unidad de formula con base en 6 oxígenos														
Si	1.95	1.98	1.99	1.95	1.95	1.89	1.88	1.99	1.98	1.92	1.98	1.89	1.96	1.97
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00
Al ^(IV)	0.05	0.02	0.01	0.05	0.05	0.11	0.12	0.01	0.02	0.08	0.02	0.11	0.04	0.03
Al ^(VI)	0.07	0.04	0.03	0.06	0.07	0.09	0.08	0.03	0.04	0.09	0.05	0.09	0.05	0.00
Al	0.12	0.06	0.04	0.11	0.12	0.2	0.2	0.04	0.06	0.17	0.07	0.2	0.09	0.03
Fe	0.14	0.30	0.23	0.31	0.28	0.21	0.28	0.63	0.28	0.21	0.62	0.19	0.20	0.61
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
Mg	0.90	0.78	0.83	0.76	0.77	0.83	0.77	1.26	0.78	0.91	1.25	0.85	0.91	1.34
Ca	0.83	0.82	0.87	0.81	0.82	0.82	0.8	0.05	0.84	0.72	0.04	0.8	0.77	0.04
Na	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.11	4.06	4.04	4.11	4.12	4.21	4.21	4.03	4.06	4.16	4.05	4.20	4.08	4.04
Mg#	85.89	71.52	77.43	71.02	72.63	80.25	74.54	66.13	73.48	80.57	66.36	81.4	81.4	68.86

Tabla 5. Continuación.

Muestra	IIES-V-012							IIES-V-14						
	Px 2 Centro	Px 3 Centro	Px 4 Centro	Px 5 Centro	Px 6 Centro	Px 7 Centro	Px 8 Centro	Px 9 Centro	Px 1 Centro	Px 2 Centro	Px 3 Centro Borde		Px 4 Centro	Px 5 Borde
Microfenocristales														
SiO ₂	51.74	52.67	52.35	53.71	52.55	55.82	53.73	51.88	53.89	52.94	52.65	54.79	54.91	54.40
TiO ₂	0.33	0.24	0.32	0.14	0.20	0.07	0.24	0.21	0.24	0.43	0.25	0.15	0.13	0.28
Al ₂ O ₃	1.67	1.51	1.38	0.81	1.14	0.67	1.39	1.14	1.72	1.77	1.50	1.57	1.31	1.14
FeO	10.24	9.91	7.83	20.37	8.50	18.09	9.50	9.05	14.78	8.23	8.07	12.37	12.32	16.73
MnO	0.31	0.33	0.30	0.57	0.23	0.50	0.31	0.26	0.37	0.30	0.37	0.29	0.25	0.54
MgO	14.29	14.13	14.91	23.35	14.37	22.80	14.39	14.31	27.24	16.65	15.36	29.07	29.50	25.13
CaO	20.11	20.80	21.15	0.96	22.02	1.02	21.05	21.07	1.31	20.13	21.01	1.13	1.07	1.16
NaO ₂	0.56	0.67	0.41	0.04	0.48	0.05	0.53	0.56	0.04	0.24	0.45	0.03	0.02	0.09
Total	99.25	100.25	98.64	99.97	99.50	99.03	100.15	98.49	99.60	100.70	99.67	99.41	99.52	99.47
Wo	42	43	44	2	45	2	44	44	2	40	43	2	2	2
En	41	41	43	66	41	68	41	41	75	47	44	79	79	71
Fs	17	16	13	32	14	30	15	15	23	13	13	19	19	27
Cationes por unidad de formula con base en 6 oxígenos														
Si	1.95	1.96	1.97	1.98	1.97	2.05	1.96	1.97	1.95	1.94	1.96	1.96	1.96	1.98
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Al ^(IV)	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03	0.00	0.03	0.03	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04	0.02
Al ^(VI)	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03
Al	0.07	0.07	0.06	0.04	0.05	0.03	0.06	0.05	0.07	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05
Fe	0.32	0.31	0.25	0.63	0.27	0.55	0.30	0.29	0.45	0.25	0.25	0.37	0.37	0.51
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.80	0.79	0.84	1.29	0.80	1.25	0.80	0.81	1.47	0.91	0.85	1.55	1.57	1.37
Ca	0.81	0.83	0.85	0.04	0.88	0.04	0.84	0.86	0.05	0.79	0.84	0.04	0.04	0.05
Na	0.04	0.05	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.04	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.10	4.09	4.07	4.03	4.07	3.97	4.07	4.07	4.08	4.09	4.08	4.07	4.06	4.04
Mg#	73.76	73.87	77.79	66.52	77.25	68.6	74.61	76.46	76.96	79.68	78.87	80.7	81.42	72.17

Tabla 5. Continuación.

Muestra	IIES-V-014											
Microfenocristales	Px 6	Px 7		Px 8	Px 9	Px 10	Px 11	Px 12	Px 13	Px 14	Px 15	Px 16
	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	54.94	55.53	54.09	52.33	54.85	53.10	52.85	54.06	51.32	54.00	52.85	54.33
TiO ₂	0.15	0.07	0.11	0.19	0.11	0.25	0.50	0.22	0.66	0.25	0.30	0.07
Al ₂ O ₃	1.18	1.92	073	2.00	1.98	2.41	2.02	0.83	3.13	1.95	2.16	0.54
FeO	11.70	12.69	17.03	7.00	11.86	6.66	7.07	17.37	8.10	14.96	6.87	15.39
MnO	0.26	0.24	0.60	0.20	0.23	0.17	0.24	0.59	0.23	0.37	0.20	0.50
MgO	29.83	28.85	25.88	15.22	29.24	15.82	15.92	25.83	14.97	27.09	15.86	27.02
CaO	1.15	1.02	1.00	21.78	1.08	21.04	21.41	1.17	21.19	1.32	21.00	0.99
NaO ₂	0.04	0.03	0.02	0.41	0.06	0.53	0.36	0.01	0.42	0.09	0.45	0.03
Total	99.25	100.36	99.45	99.13	99.42	99.98	100.38	100.08	100.03	100.03	99.68	98.88
Wo	2	2	2	45	2	43	44	2	44	3	43	2
En	80	79	72	44	80	46	45	71	43	74	46	74
Fs	18	19	26	11	18	11	11	27	13	23	11	24
Cationes por unidad de formula con base en 6 oxígenos												
Si	1.96	1.97	1.98	1.95	1.96	1.95	1.94	1.97	1.91	1.95	1.95	1.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
Al ^(IV)	0.04	0.03	0.02	0.05	0.04	0.05	0.06	0.03	0.09	0.05	0.05	0.02
Al ^(VI)	0.01	0.05	0.01	0.04	0.04	0.06	0.03	0.00	0.04	0.03	0.04	0.01
Al	0.05	0.08	0.03	0.09	0.08	0.11	0.09	0.03	0.13	0.08	0.09	0.03
Fe	0.35	0.38	0.52	0.22	0.35	0.2	0.22	0.53	0.25	0.45	0.21	0.47
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	1.59	1.52	1.41	0.85	1.55	0.87	0.87	1.40	0.83	1.46	0.87	1.47
Ca	0.04	0.04	0.04	0.87	0.04	0.83	0.84	0.05	0.84	0.05	0.83	0.04
Na	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.06	4.07	4.03	4.10	4.09	4.12	4.10	4.04	4.15	4.09	4.10	4.03
Mg#	82.44	79.91	72.61	81.21	81.34	81.62	81.23	72.49	79.43	76.65	81.31	75.53

6.2.3 Plagioclasa

Al igual que el piroxeno, la plagioclasa es representativa en los tres domos estudiados. En estos se realizaron 143 análisis químicos, de los cuales 74 fueron obtenidos en fenocristales (Tabla 6) y 63 en microfenocristales (Tabla 7).

Según el diagrama de clasificación de feldespatos (Rahman & Mackenzie, 1969) en términos de anortita (An), albita (Ab) y ortoclasa (Or), los fenocristales para los domos Victoria y Tesorito corresponden a andesina (Fig. 14A) con composiciones de An₃₁₋₄₆ y An₃₂₋₄₁, respectivamente, mientras que los microfenocristales varían entre andesina y labradorita (Fig. 14B) con composiciones para el domo Victoria de An₃₁₋₆₅ y para el domo Tesorito de An₃₇₋₆₇. Para el domo Gallinazo tanto los fenocristales como los microfenocristales tienen una composición que varía entre oligoclasa y labradorita (Fig. 14A y 14B); los fenocristales están compuestos de An₂₈₋₅₇ y los microfenocristales de An₃₁₋₅₆. Algunos cristales zonados se analizaron en varios puntos a lo largo del cristal en los domos Victoria (Fig. 15A y 15B), Tesorito (Fig. 15C y 15D) y Gallinazo (Fig. 15E); en estos se logra apreciar zonación oscilatoria (Fig. 16).

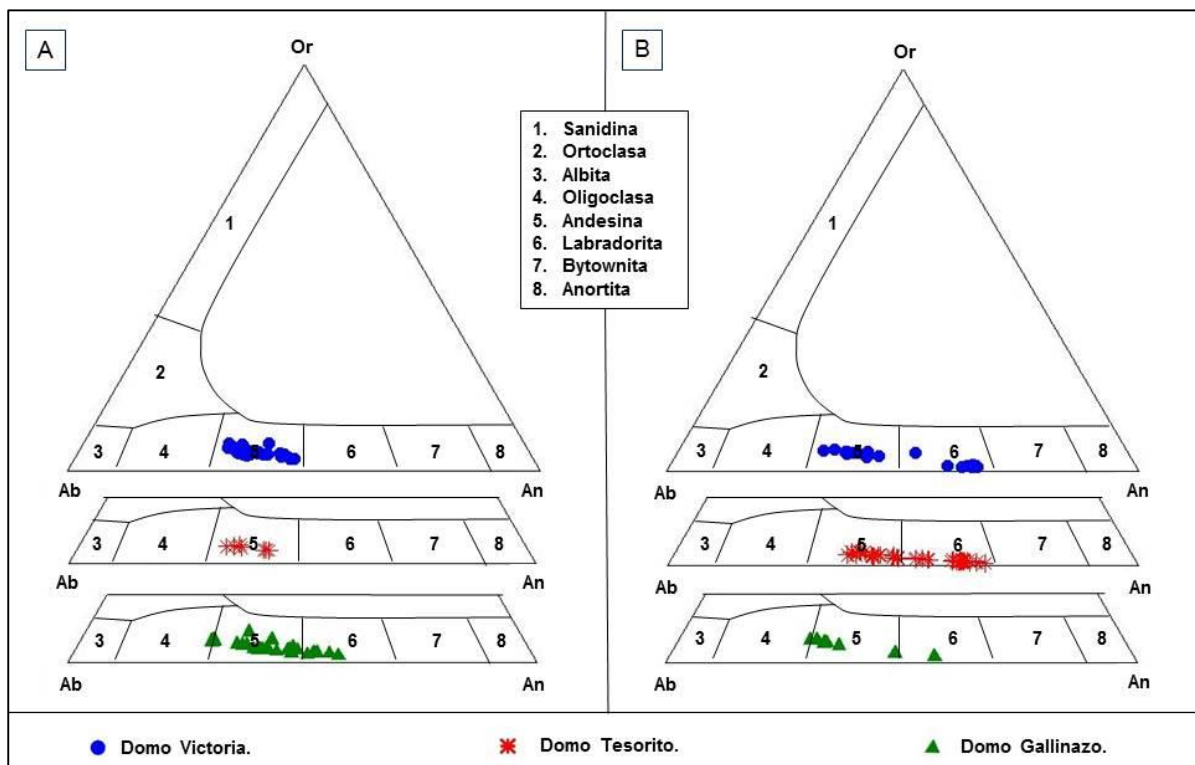


Figura 14. Diagrama ternario de clasificación de feldespatos para los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito (Rahman & Mackenzie, 1969). **A)** Fenocristales. **B)** Microfenocristales.

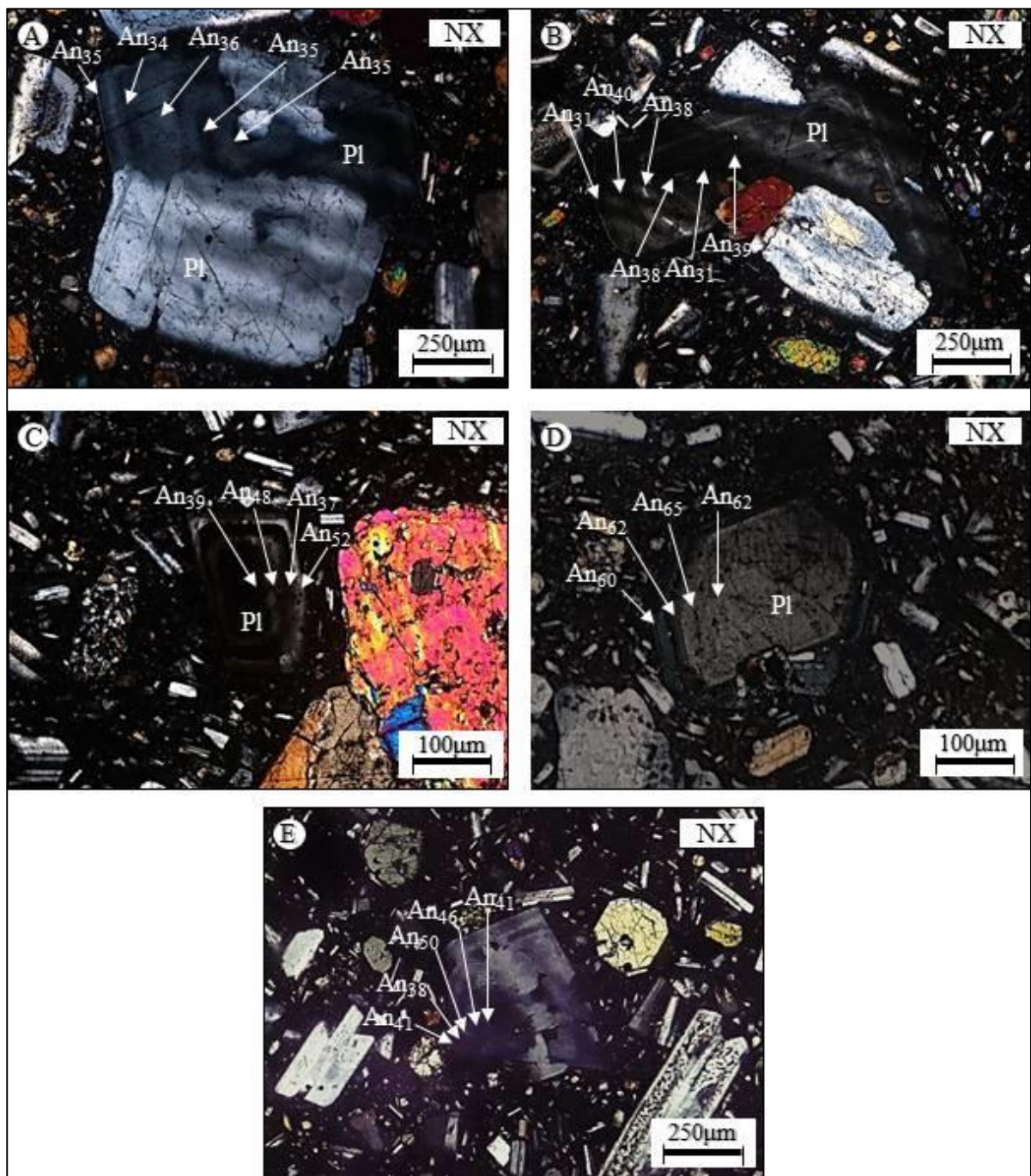


Figura 15. Fotomicrografía en cristales de plagioclasa con zonación oscilatoria. NX: nicoles cruzados. **A) y B)** Plagioclasas del domo Victoria. **C) y D)** Plagioclasas del domo Tesorito. **E)** Plagioclasa domo Gallinazo.

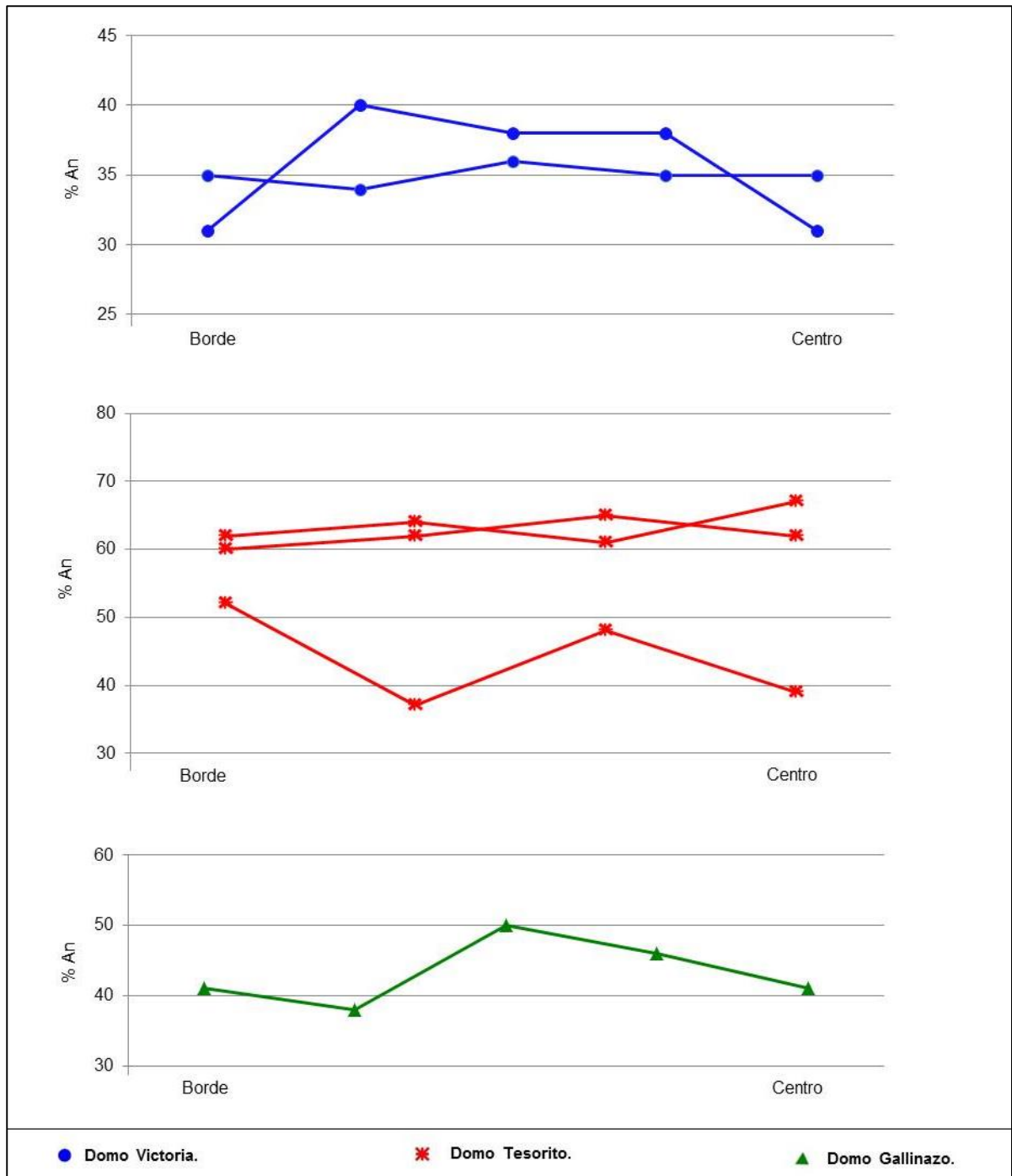


Figura 16. Graficas de variación del %An en cristales zonados de plagioclasa desde borde a centro para los domos Victoria, Tesorito y Gallinazo.

Tabla 6. Análisis químicos en fenocristales de plagioclasa de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito.

Muestra	IIES-V-010													
	Fenocristales					PI 1					PI 2 zonada			
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	A	B	C	D	E
SiO ₂	60.41	60.13	60.19	60.40	59.94	60.23	60.50	59.32	59.93	60.42	60.19	59.22	60.46	60.54
Al ₂ O ₃	25.56	25.63	25.77	25.74	25.72	26.11	25.70	24.90	25.54	25.72	25.65	26.08	25.74	25.57
FeO	0.38	0.33	0.36	0.42	0.40	0.37	0.36	0.39	0.35	0.39	0.41	0.38	0.38	0.39
CaO	7.08	7.19	7.16	7.02	7.27	7.31	6.94	6.60	7.15	7.30	6.95	7.58	7.01	7.05
NaO ₂	6.91	6.91	6.73	6.56	6.70	6.78	6.82	6.59	6.55	6.95	6.93	6.82	6.74	6.84
K ₂ O	0.80	0.72	0.72	0.89	0.69	0.69	0.74	0.82	0.86	0.74	0.77	0.74	0.77	0.81
Total	101.14	100.91	100.93	100.93	100.73	101.50	101.08	98.62	100.39	101.52	100.91	100.82	101.10	101.19
An	34	35	35	35	36	36	34	34	36	35	34	36	35	35
Ab	61	61	60	59	60	60	61	61	59	61	61	59	61	61
Or	5	4	4	5	4	4	4	5	5	4	5	4	5	5
Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos														
Si	2.67	2.66	2.66	2.67	2.66	2.65	2.67	2.68	2.66	2.66	2.66	2.63	2.67	2.67
Al	1.33	1.34	1.34	1.34	1.34	1.35	1.34	1.33	1.34	1.34	1.34	1.36	1.34	1.33
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.34	0.34	0.34	0.33	0.35	0.34	0.33	0.32	0.34	0.34	0.33	0.36	0.33	0.33
Na	0.59	0.59	0.58	0.56	0.58	0.58	0.58	0.58	0.56	0.59	0.59	0.59	0.58	0.58
K	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.4	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05

Tabla 6. Continuación

Muestra	IIES-V-010														
	PI 2 zonada					PI 3 zonada									
Fenocristales	F	G	H	I	J	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
SiO ₂	60.32	61.04	60.16	60.30	60.25	61.31	59.44	59.65	59.57	61.66	59.31	61.24	57.38	57.50	59.79
Al ₂ O ₃	25.56	25.31	25.76	25.74	25.59	24.92	26.57	26.22	26.09	24.72	26.47	25.01	27.71	27.63	25.65
FeO	0.36	0.38	0.38	0.40	0.41	0.30	0.35	0.34	0.36	0.37	0.32	0.39	0.32	0.31	0.30
CaO	7.19	6.85	7.19	7.36	6.92	6.26	8.18	7.79	7.82	6.25	7.92	6.84	9.44	9.30	7.10
NaO ₂	6.85	7.04	6.89	6.84	6.86	7.07	6.26	6.54	6.48	7.01	6.31	6.72	5.70	5.84	6.70
K ₂ O	0.77	0.84	0.74	0.72	0.81	0.99	0.72	0.79	0.82	1.17	0.73	1.13	0.53	0.53	0.86
Total	101.05	101.46	101.14	101.36	100.84	100.87	101.53	101.33	101.13	101.17	101.07	101.34	101.08	101.13	100.40
An	35	33	35	36	34	31	40	38	38	31	39	34	46	45	35
Ab	60	62	61	60	61	63	56	57	57	62	57	60	51	51	60
Or	5	5	4	4	5	6	4	5	5	7	4	6	3	3	5
Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos															
Si	2.67	2.68	2.66	2.66	2.67	2.71	2.62	2.63	2.64	2.72	2.62	2.70	2.55	2.55	2.66
Al	1.33	1.31	1.34	1.34	1.34	1.30	1.38	1.36	1.36	1.28	1.38	1.30	1.45	1.45	1.34
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.34	0.32	0.34	0.35	0.33	0.30	0.39	0.37	0.37	0.29	0.38	0.32	0.45	0.44	0.34
Na	0.59	0.60	0.59	0.58	0.59	0.61	0.54	0.56	0.56	0.60	0.54	0.57	0.49	0.50	0.58
K	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04	0.05	0.07	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05

Tabla 6. Continuación

Muestra	IIES-V-010								IIES-V-012						
	Fenocristales	PI 3			PI 4			PI 5		PI 1			PI 2		
	K	A	B	C	D	E	F	I	Centro	A	B	C	A	B	C
SiO ₂	60.38	58.16	60.54	59.60	58.06	57.97	57.37	58.01	59.28	53.69	58.91	59.91	59.35	57.81	56.52
Al ₂ O ₃	25.23	27.15	25.24	25.70	27.02	27.37	27.49	26.98	26.15	28.64	24.72	24.42	24.87	25.36	25.91
FeO	0.31	0.53	0.40	0.61	0.48	0.56	0.53	0.52	0.39	0.35	0.38	0.39	0.52	0.35	0.33
CaO	6.58	8.82	6.69	7.79	8.91	8.86	9.20	8.68	7.67	11.81	7.36	7.04	8.21	8.35	8.97
NaO ₂	6.97	5.81	6.99	5.95	6.03	6.00	5.80	5.95	6.45	4.77	6.79	7.11	6.01	6.60	6.23
K ₂ O	1.02	0.70	0.97	1.15	0.64	0.63	0.58	0.76	0.79	0.30	0.74	0.81	0.96	0.58	0.50
Total	100.49	101.17	100.83	100.79	101.13	101.40	100.98	100.89	100.73	99.55	98.91	99.68	99.92	99.04	98.46
An	32	44	33	39	43	43	45	43	38	57	36	34	40	40	43
Ab	62	52	62	54	53	53	52	53	57	41	60	61	54	57	54
Or	6	4	5	7	4	4	3	4	5	2	4	5	6	3	3
Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos															
Si	2.68	2.58	2.68	2.65	2.58	2.57	2.56	2.58	2.63	2.44	2.67	2.69	2.66	2.62	2.58
Al	1.32	1.42	1.32	1.35	1.41	1.43	1.44	1.42	1.37	1.54	1.32	1.29	1.32	1.36	1.40
Fe ²⁺	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Ca	0.31	0.42	0.32	0.37	0.42	0.42	0.44	0.41	0.37	0.58	0.36	0.34	0.39	0.41	0.44
Na	0.60	0.50	0.60	0.51	0.52	0.52	0.50	0.51	0.56	0.42	0.60	0.62	0.52	0.58	0.55
K	0.06	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03

Tabla 6. Continuación.

Muestra	IIES-V-012															
	Fenocristales	PI 2				PI 3 zonada					PI 4 zonada				PI 5	
	D	E	F	G	A	B	C	D	E	A	B	C	D	E	F	Centro
SiO ₂	58.55	57.63	55.62	55.71	57.08	57.93	54.50	55.33	56.72	53.97	56.12	56.19	60.25	54.79	54.27	59.55
Al ₂ O ₃	25.59	25.19	26.50	26.09	25.32	24.89	27.00	26.44	25.40	27.77	26.42	26.32	23.76	27.57	27.63	24.81
FeO	0.32	0.38	0.44	0.48	0.43	0.47	0.46	0.46	0.47	0.66	0.47	0.56	0.65	0.52	0.63	0.32
CaO	8.18	8.17	9.66	9.38	8.45	7.78	10.33	9.62	8.57	11.20	9.40	9.43	7.06	10.69	10.74	7.29
Na ₂ O	6.69	6.62	5.60	5.92	6.40	6.65	5.47	5.85	6.41	4.91	6.82	5.69	6.45	5.36	5.24	6.98
K ₂ O	0.56	0.58	0.53	0.54	0.61	0.57	0.34	0.40	0.54	0.38	0.57	0.64	1.29	0.45	0.42	0.76
Total	99.90	98.58	98.33	98.13	98.30	98.30	98.09	98.11	98.12	98.90	98.81	98.82	99.46	99.38	98.93	99.71
An	39	39	47	45	41	38	50	46	41	55	46	46	35	51	52	35
Ab	58	58	50	52	56	59	48	51	56	43	51	50	57	46	46	61
Or	3	3	3	3	3	3	2	2	3	2	3	4	8	3	2	4
Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos																
Si	2.63	2.62	2.55	2.56	2.51	2.64	2.51	2.54	2.60	2.47	2.56	2.56	2.71	2.50	2.48	2.67
Al	1.35	1.35	1.43	1.41	1.36	1.34	1.47	1.43	1.37	1.50	1.42	1.41	1.26	1.48	1.49	1.31
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Ca	0.39	0.40	0.4	0.46	0.41	0.38	0.51	0.47	0.42	0.55	0.46	0.46	0.34	0.52	0.53	0.35
Na	0.58	0.58	0.50	0.53	0.57	0.59	0.49	0.52	0.57	0.44	0.51	0.5	0.56	0.47	0.46	0.61
K	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.07	0.03	0.02	0.04

Tabla 6. Continuación.

Muestra	IIES-V-012							IIES-V-014						
	Fenocristales							PI 1						
	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	Centro
SiO ₂	60.73	60.76	61.04	60.66	60.82	60.84	60.74	57.87	59.98	59.45	59.80	58.17	57.84	60,45
Al ₂ O ₃	23.83	23.70	23.76	23.82	23.74	23.54	23.48	25.56	24.63	24.62	24.68	25.89	25.96	24.40
FeO	0.26	0.30	0.26	0.30	0.28	0.27	0.26	0.44	0.38	0.39	0.37	0.37	0.43	0.20
CaO	5.94	5.97	5.80	5.94	5.88	5.90	5.86	8.43	6.97	7.14	7.31	8.34	8.63	6.62
Na ₂ O	7.66	7.84	7.68	7.83	7.53	7.65	7.66	6.60	7.25	7.07	7.10	6.41	6.43	7.42
K ₂ O	0.99	0.91	0.94	0.89	0.92	0.93	0.94	0.61	0.79	0.84	0.73	0.60	0.59	0.77
Total	99.41	99.49	99.48	99.46	99.17	99.14	98.94	99.51	99.99	99.51	99.97	99.77	99.88	99.87
An	28	28	28	28	29	28	28	40	33	34	35	40	41	32
Ab	66	67	67	67	66	67	66	57	62	61	61	56	56	64
Or	6	5	5	5	5	5	6	3	5	5	4	4	3	4
Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos														
Si	2.73	2.73	2.73	2.72	2.73	2.74	2.74	2.61	2.68	2.68	2.68	2.61	2.60	2.70
Al	1.26	1.25	1.25	1.26	1.26	1.25	1.25	1.36	1.30	1.31	1.30	1.37	1.38	1.28
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Ca	0.29	0.29	0.28	0.20	0.28	0.28	0.28	0.41	0.33	0.34	0.35	0.40	0.42	0.32
Na	0.67	0.68	0.67	0.68	0.66	0.67	0.67	0.58	0.63	0.62	0.62	0.56	0.56	0.64
K	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04

Tabla 7. Análisis químicos en microfenocristales de plagioclasa de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito.

Muestra	IIES-V-010												
	Microfenocristales	PI 1	PI 2 zonada			PI 3	PI 4			PI 5	PI 6		PI 7
	Centro	A	B	C	Centro	A	B	C	A	B	C	Centro	Borde
SiO ₂	61.01	52.89	58.91	53.86	52.37	52.20	57.06	52.38	53.30	52.80	53.24	60.33	57.80
Al ₂ O ₃	25.26	30.87	26.58	30.00	30.42	31.00	27.76	31.19	30.37	30.68	30.71	25.90	27.11
FeO	0.34	0.53	0.27	0.58	0.71	0.59	0.63	0.55	0.55	0.57	0.54	0.35	0.47
CaO	6.73	13.05	8.32	12.01	12.92	13.18	10.04	13.42	12.65	12.93	12.68	7.31	8.66
Na ₂ O	7.04	3.79	6.34	4.50	3.88	3.76	4.94	3.87	4.17	3.82	3.95	6.80	5.94
K ₂ O	0.97	0.23	0.62	0.26	0.22	0.22	0.80	0.24	0.23	0.29	0.27	0.82	0.67
Total	101.36	101.36	101.05	101.21	100.53	100.95	101.23	101.65	101.27	101.08	101.38	101.48	100.64
An	33	65	40	59	64	65	50	65	62	64	63	35	43
Ab	62	34	56	40	35	34	45	34	37	34	35	60	53
Or	5	1	4	1	1	1	5	1	1	2	2	5	4
Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos													
Si	2.69	2.37	2.61	2.41	2.37	2.35	2.54	2.34	2.39	2.37	2.38	2.66	2.58
Al	1.31	1.63	1.39	1.58	1.62	1.64	1.46	1.65	1.60	1.62	1.62	1.34	1.42
Fe ²⁺	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Ca	0.32	0.63	0.40	0.58	0.63	0.64	0.48	0.64	0.61	0.62	0.61	0.34	0.41
Na	0.60	0.33	0.55	0.39	0.34	0.33	0.43	0.34	0.36	0.33	0.34	0.58	0.51
K	0.05	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05	0.04

Tabla 7. Continuación.

Muestra	IIES-V-010									IIES-V-012			
	PI 8	PI 9							PI 1	PI 2	PI 3		
Microfenocristales	Centro	A	B	C	D	E	F	G	H	I	Borde	Centro	A
SiO ₂	51.99	60.21	59.93	60.83	59.45	58.31	59.21	60.21	59.42	59.28	59.15	54.90	60.08
Al ₂ O ₃	30.42	25.80	25.37	24.52	25.85	25.95	26.49	25.60	25.80	26.15	23.85	26.74	24.05
FeO	0.47	0.35	0.37	0.49	0.44	0.45	0.42	0.41	0.38	0.39	0.43	0.33	0.35
CaO	12.84	7.24	7.08	6.38	7.35	8.08	7.87	7.23	7.23	7.67	6.50	9.87	6.57
Na ₂ O	8.78	6.71	6.51	7.27	6.36	6.10	6.54	6.66	6.63	6.45	7.39	5.79	7.43
K ₂ O	0.19	0.85	0.84	0.93	0.77	0.85	0.81	0.85	0.75	0.79	0.84	0.41	0.90
Total	99.71	101.15	100.11	100.32	100.22	99.74	101.33	100.95	100.22	100.73	98.16	98.05	99.39
An	65	35	36	31	37	40	38	36	36	37	31	48	31
Ab	34	60	59	64	58	55	57	59	60	58	64	50	64
Or	1	5	5	5	5	5	5	5	4	5	5	2	5

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos

Si	2.38	2.67	2.67	2.71	2.65	2.62	2.62	2.66	2.65	2.63	2.70	2.53	2.70
Al	1.63	1.34	1.33	1.29	1.36	1.37	1.38	1.34	1.36	1.37	1.28	1.45	1.28
Fe ²⁺	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Ca	0.63	0.34	0.34	0.30	0.35	0.39	0.37	0.34	0.35	0.37	0.32	0.49	0.32
Na	0.33	0.57	0.56	0.63	0.55	0.53	0.56	0.57	0.57	0.56	0.65	0.52	0.65
K	0.01	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.02	0.05

Tabla 7. Continuación.

Muestra	IIES-V-012						IIES-V-014						
	PI 3		PI 4		PI 5		PI 2 zonada						
Microfenocristales	B	C	D	Centro	Centro	Centro	A	B	C	D	E	F	G
SiO ₂	60.57	61.09	59.18	60.52	54.18	53.91	51.87	51.31	52.19	50.84	51.00	51.48	51.90
Al ₂ O ₃	23.44	23.48	24.57	24.19	28.33	28.00	29.06	29.45	29.04	30.31	30.10	29.63	29.25
FeO	0.32	0.34	0.35	0.35	0.66	0.72	1.27	0.95	1.08	0.66	0.60	0.65	0.64
CaO	6.05	5.93	7.21	6.62	11.66	11.18	12.70	12.94	12.44	13.85	13.51	13.25	12.66
Na ₂ O	7.43	7.86	7.06	7.32	4.85	4.95	4.27	4.04	4.33	3.69	3.92	4.06	4.19
K ₂ O	0.99	1.03	0.75	0.88	0.28	0.27	0.25	0.22	0.19	0.12	0.15	0.17	0.23
Total	98.79	99.73	99.13	99.87	99.94	99.02	99.42	98.91	99.27	99.47	99.28	99.25	98.97
An	29	27	35	32	56	55	62	64	61	67	65	64	62
Ab	65	67	61	63	42	44	37	36	38	32	34	35	37
Or	6	6	4	5	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos													
Si	2.74	2.74	2.67	2.71	2.46	2.47	2.38	2.37	2.40	2.33	2.34	2.36	2.39
Al	1.25	1.24	1.31	1.28	1.51	1.51	1.57	1.60	1.57	1.64	1.63	1.60	1.59
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02
Ca	0.29	0.28	0.35	0.32	0.57	0.55	0.63	0.64	0.61	0.68	0.67	0.65	0.62
Na	0.65	0.68	0.62	0.63	0.43	0.44	0.38	0.36	0.39	0.33	0.35	0.36	0.37
K	0.06	0.06	0.04	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Tabla 7. Continuación

Muestra	IIES-V-014												
Microfenocristales	PI 3	PI 4 zonada						PI 5	PI 6	PI 7			
	Centro	A	B	C	D	E	F	G	H	Centro	Centro	Centro	Borde
SiO ₂	57.01	55.33	58.59	55.24	57.73	58.45	57.05	55.79	57.01	51.54	55.89	58.32	58.17
Al ₂ O ₃	26.19	28.12	25.10	27.10	25.44	24.97	26.17	26.78	25.69	29.42	27.02	25.37	25.38
FeO	0.45	0.48	0.42	0.41	0.41	0.42	0.39	0.44	0.40	0.60	0.48	0.46	0.48
CaO	9.10	10.68	7.79	9.94	8.08	7.84	8.80	9.66	8.75	13.01	10.00	8.18	8.07
Na ₂ O	6.25	5.32	7.09	5.76	6.80	7.12	6.31	5.85	6.34	4.25	5.81	6.71	6.55
K ₂ O	0.48	0.30	0.49	0.31	0.46	0.50	0.42	0.37	0.44	0.18	0.38	0.62	0.61
Total	99.48	100.23	99.48	98.76	98.93	99.30	99.13	98.89	98.63	98.99	99.58	99.66	99.26
An	43	52	37	48	39	37	43	47	42	62	48	39	40
Ab	54	46	60	50	58	60	55	51	55	37	50	58	57
Or	3	2	3	2	3	3	2	2	3	1	2	3	3
Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos													
Si	2.58	2.49	2.64	2.52	2.62	2.64	2.59	2.54	2.60	2.37	2.53	2.63	2.63
Al	1.40	1.49	1.33	1.46	1.36	1.33	1.40	1.44	1.38	1.60	1.44	1.35	1.35
Fe ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	0.44	0.52	0.38	0.49	0.39	0.38	0.43	0.47	0.43	0.64	0.48	0.39	0.39
Na	0.55	0.46	0.62	0.51	0.60	0.62	0.55	0.52	0.56	0.38	0.51	0.59	0.57
K	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03

Tabla 7. Continuación.

Muestra	IIES-V-014										
Microfenocristales	PI 8	PI 9	PI 10	PI 11 zonada							
	Centro	Centro	Centro	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO ₂	52.16	52.43	54.07	52.79	52.56	51.74	52.32	52.41	52.36	54.93	56.23
Al ₂ O ₃	29.18	29.33	27.90	29.27	29.56	30.14	29.18	29.24	29.59	27.73	26.52
FeO	0.64	0.54	0.40	0.60	0.62	0.61	0.62	0.62	0.61	0.52	0.58
CaO	12.61	12.43	11.03	12.40	12.94	13.46	12.77	12.71	12.67	10.74	9.76
Na ₂ O	4.27	4.44	5.15	4.47	4.19	3.86	4.19	4.27	4.23	5.32	5.88
K ₂ O	0.17	0.28	0.32	0.21	0.23	0.20	0.22	0.20	0.21	0.34	0.46
Total	99.03	99.45	98.87	99.75	100.11	100.01	99.30	99.44	99.66	99.58	99.42
An	61	59	53	60	62	65	62	62	62	52	46
Ab	38	39	45	39	36	34	37	37	37	46	51
Or	1	2	2	1	1	1	1	1	1	2	3
Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos											
Si	2.39	2.40	2.47	2.40	2.39	2.36	2.40	2.40	2.40	2.49	2.55
Al	1.58	1.58	1.51	1.57	1.58	1.72	1.58	1.58	1.59	1.48	1.42
Fe ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	0.62	0.61	0.54	0.61	0.63	0.66	0.63	0.62	0.62	0.52	0.47
Na	0.38	0.39	0.46	0.40	0.37	0.34	0.37	0.38	0.37	0.47	0.52
K	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03

6.2.4 Anfíbol

El anfíbol es otro de los minerales representativos en los tres domos. En total, 16 datos de química mineral se obtuvieron de los microfenocristales (Tabla 8).

El diagrama propuesto por Leake *et al.* (1997) muestra que éstos son cálcicos en los tres domos (Fig. 17) y composicionalmente corresponden a edenita, magnesiohastingita, tschermakita y pargasita. Los primeros tres tipos de anfíbol se evidencian en el domo Gallinazo; en el domo Tesorito se evidencia edenita y magnesiohastingita, y en el domo Victoria, pargasita (Fig. 18 y 19).

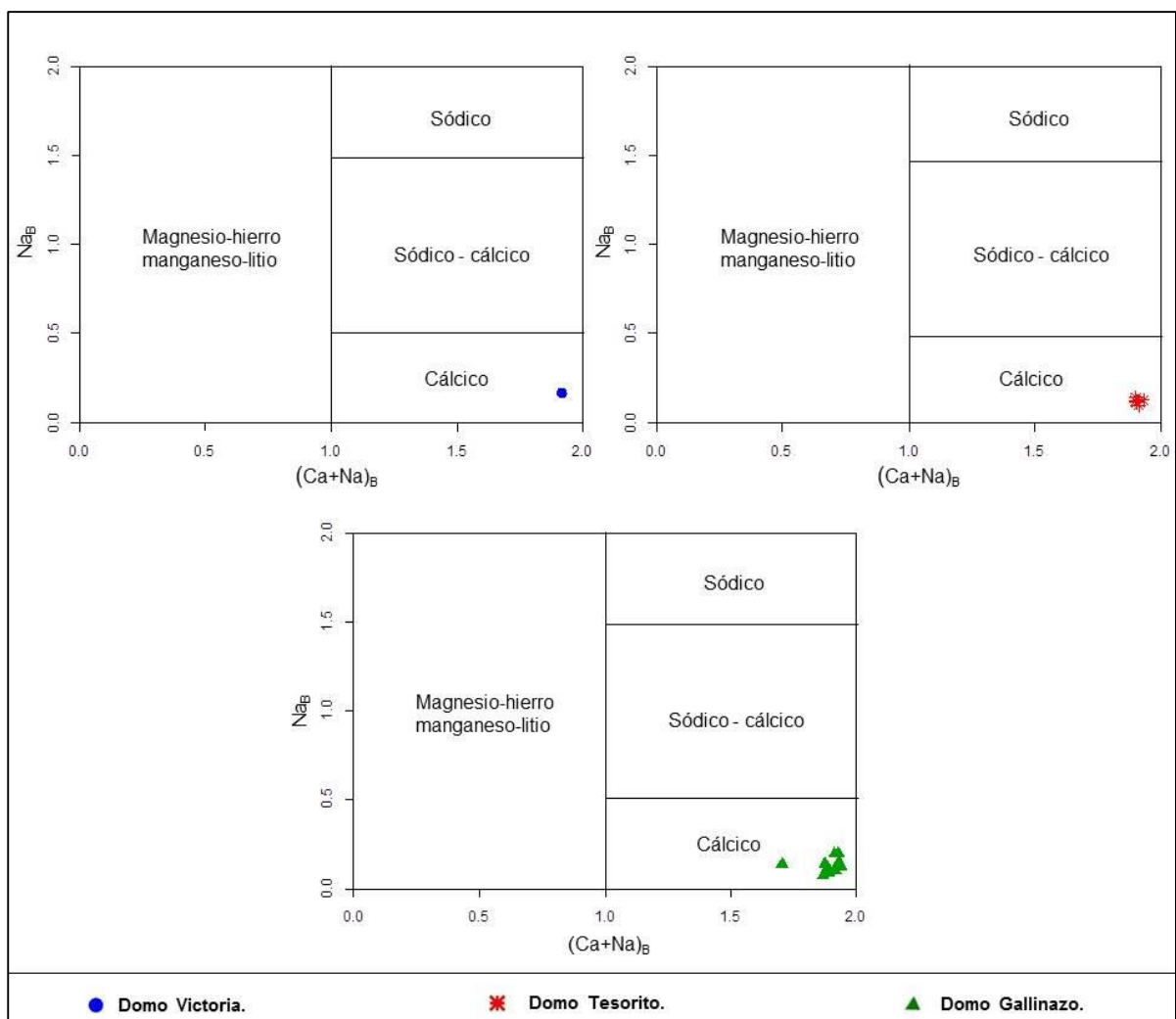


Figura 17. Clasificación del anfíbol con base en los valores de $(Ca+Na)_B$ versus Na_B (Leake *et al.*, 1997). Na_B y Ca_B hace referencia a c.p.f.u. en la posición B. (ver ítem 5.4.2.).

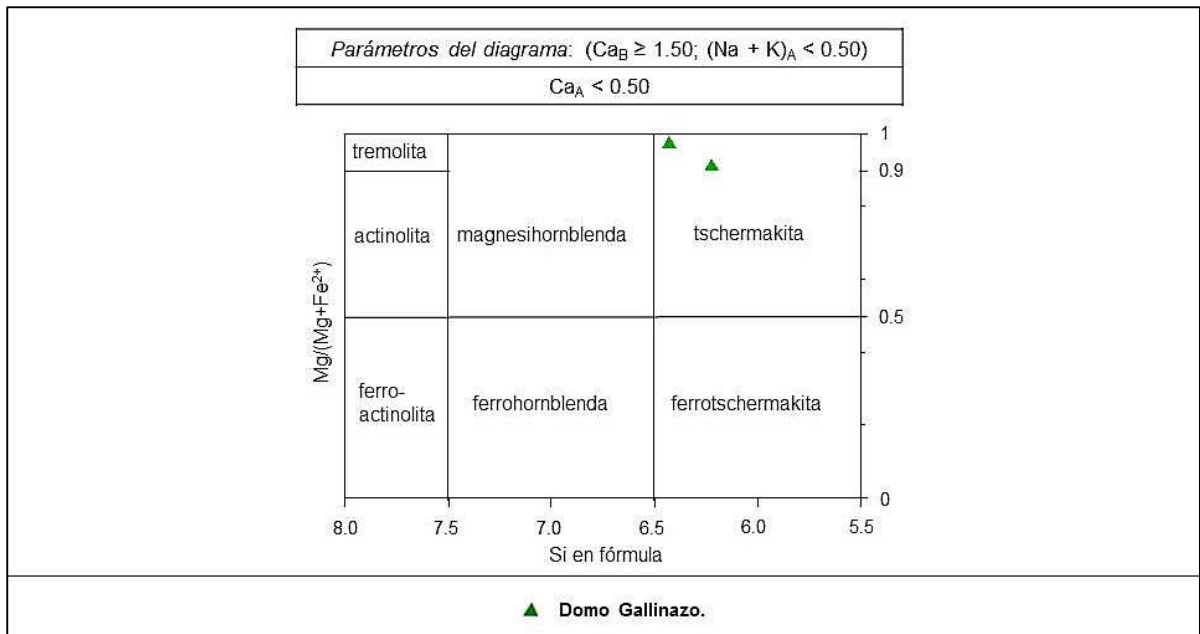


Figura 18. Diagrama binario de clasificación de anfíboles para condiciones de $(Na+K)_A < 0.50$; (Leake *et al.*, 1997). Ca_A , Na_A y K_A hacen referencia a c.p.f.u. en la posición A; Ca_B hace referencia a c.p.f.u. en la posición B. (ver ítem 5.4.2.).

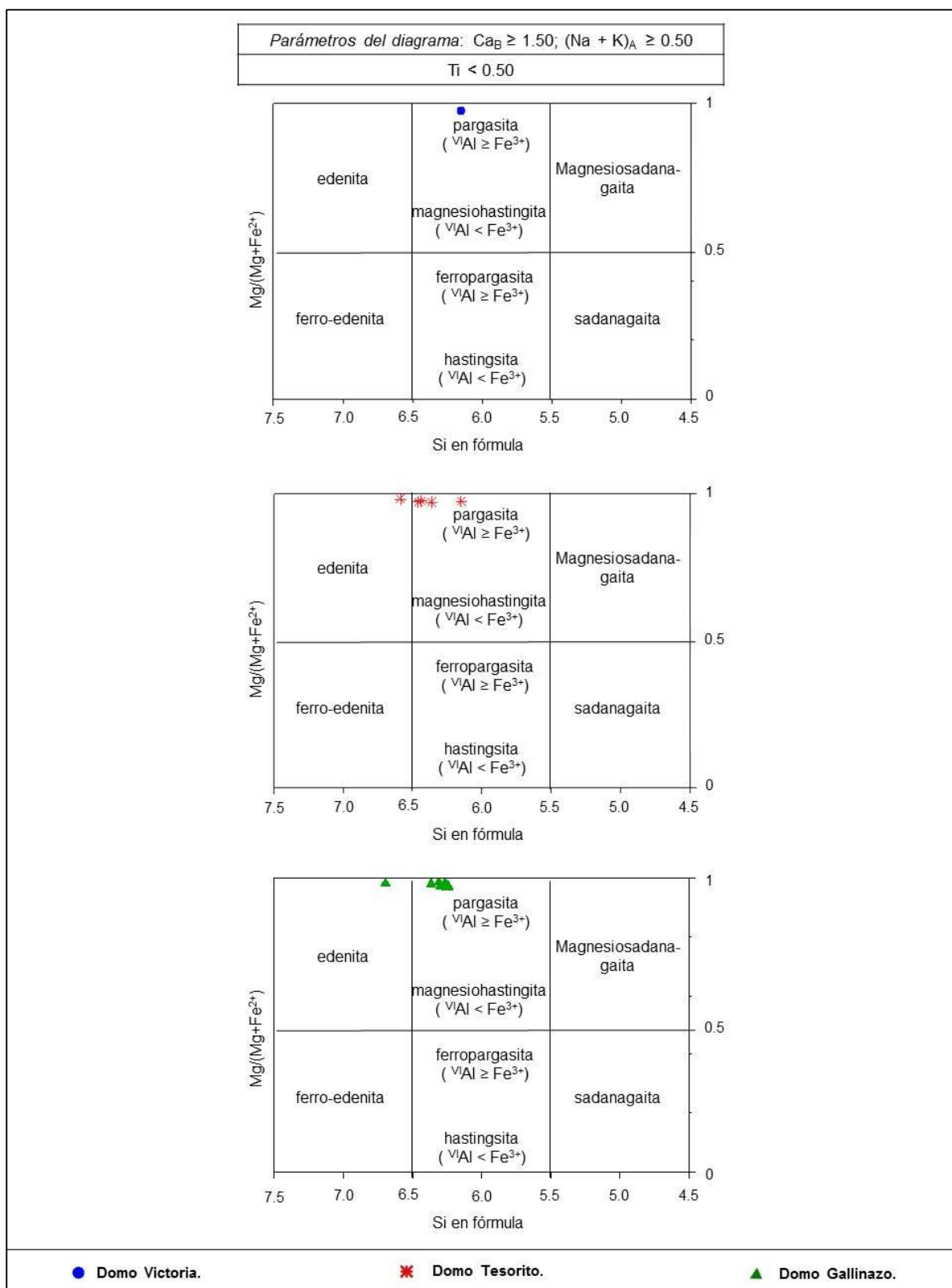


Figura 19. Diagrama binario de clasificación de anfíboles para condiciones de $(Na+K)_A \geq 0.50$; (Leake *et al.*, 1997). Ca_A , Na_A y K_A hacen referencia a c.p.f.u. en la posición A; Ca_B hace referencia a c.p.f.u. en la posición B. (ver ítem 5.4.2).

Tabla 8. Análisis químicos en microfenocristales de oxihornblenda del volcán Victoria, Gallinazo y Tesorito.

Muestra	IIES-V-010				IIES-V-012			
Microfenocristales	Ohbl 1	Ohbl 1	Ohbl 2		Ohbl 3	Ohbl 4	Ohbl 5	Ohbl 6
	Centro	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	42.89	42.68	42.60	42.45	43.87	46.01	42.92	42.81
TiO ₂	3.11	3.81	2.37	3.59	3.40	1.88	3.65	3.54
Al ₂ O ₃	13.32	10.49	11.38	9.90	11.15	9.24	10.08	9.54
FeO	9.70	11.17	9.24	10.94	14.83	11.68	10.95	10.65
MnO	0.11	0.18	0.12	0.19	0.25	0.20	0.18	0.16
MgO	14.82	14.50	16.05	14.97	11.49	14.49	14.78	14.93
CaO	11.36	11.33	11.07	11.21	10.95	11.12	11.53	11.35
Na ₂ O	2.50	2.67	2.58	2.85	1.84	2.38	2.65	2.44
K ₂ O	0.67	0.62	0.57	0.57	0.15	0.50	0.64	0.59
Total	98.48	97.45	95.98	96.67	97.93	97.50	97.36	96.01
Fórmula con base en 13 cationes								
^T Si	6.15	6.26	6.24	6.30	6.43	6.69	6.31	6.36
^T Al ^{IV}	1.85	1.74	1.76	1.70	1.57	1.31	1.69	1.64
^C Al ^{VI}	0.40	0.08	0.21	0.03	0.35	0.28	0.05	0.04
^C Ti	0.34	0.42	0.26	0.40	0.37	0.21	0.40	0.40
^C Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
^C Fe ³⁺	0.30	0.24	0.47	0.15	0.30	0.25	0.21	0.20
^C Mg	3.17	3.17	3.51	3.31	2.51	3.14	3.24	3.31
^C Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
^C Fe ²⁺	0.79	1.08	0.55	1.11	1.44	1.12	1.09	1.05
^C Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
^B Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
^B Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
^B Fe ²⁺	0.08	0.06	0.12	0.09	0.07	0.06	0.05	0.07
^B Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
^B Ca	1.75	1.78	1.74	1.78	1.72	1.73	1.81	1.81
^B Na	0.17	0.15	0.14	0.10	0.19	0.20	0.13	0.11
^A Na	0.52	0.61	0.59	0.72	0.33	0.48	0.63	0.60
^A K	0.12	0.12	0.11	0.11	0.03	0.09	0.12	0.11

Tabla 8. Continuación.

Muestra	IIES-V-012			IIES-V-014				
	Ohbl 6	Ohbl 7		Ohbl 1	Ohbl 2	Ohbl 3	Ohbl 4	Ohbl 5
Microfenocristales	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	42.36	41.54	41.73	41.54	43.76	44.70	45.20	43.60
TiO ₂	4.44	3.45	3.35	2.36	3.10	2.02	2.72	2.10
Al ₂ O ₃	10.69	10.22	10.06	12.00	9.22	10.32	8.48	10.99
FeO	16.77	11.04	11.47	11.39	11.68	9.85	11.89	10.85
MnO	0.26	0.16	0.21	0.12	0.17	0.10	0.22	0.11
MgO	12.04	14.58	14.55	14.29	14.84	16.05	14.96	15.06
CaO	9.97	11.18	11.19	11.42	11.33	11.49	11.54	11.24
Na ₂ O	1.71	2.48	2.65	2.46	2.51	2.49	2.30	2.72
K ₂ O	0.15	0.57	0.59	0.54	0.66	0.42	0.72	0.46
Total	98.39	95.22	95.80	96.12	97.27	97.44	98.03	97.13
Fórmula con base en 13 cationes								
^T Si	6.22	6.24	6.26	6.15	6.44	6.46	6.59	6.36
^T Al ^{IV}	1.78	1.76	1.74	1.85	1.56	1.54	1.41	1.64
^C Al ^{VI}	0.07	0.05	0.04	0.25	0.04	0.22	0.04	0.25
^C Ti	0.49	0.39	0.38	0.26	0.34	0.22	0.30	0.23
^C Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
^C Fe ³⁺	0.48	0.28	0.21	0.47	0.22	0.35	0.24	0.35
^C Mg	2.64	3.26	3.25	3.15	3.26	3.46	3.25	3.28
^C Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
^C Fe ²⁺	1.32	1.02	1.12	0.86	1.14	0.75	1.15	0.88
^C Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
^B Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
^B Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
^B Fe ²⁺	0.26	0.09	0.10	0.08	0.08	0.09	0.06	0.09
^B Mn	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
^B Ca	1.57	1.80	1.80	1.81	1.79	1.78	1.80	1.76
^B Na	0.14	0.09	0.07	0.10	0.12	0.12	0.13	0.14
^A Na	0.35	0.63	0.70	0.60	0.60	0.58	0.52	0.63
^A K	0.03	0.11	0.11	0.10	0.12	0.08	0.13	0.09

6.2.5 Óxido de Fe-Ti

Los óxidos de Fe-Ti se presentan en los tres domos. Ocho microfenocristales se analizaron en total (Tabla 9). Según el diagrama ternario de Buddington & Lindsley (1964) y el cálculo de fracción molecular de Stormer (1983), para los tres domos los óxidos se clasifican en la serie ulvöespinela-magnetita con una composición de $\text{Mag}_{68}\text{-Usp}_{32}$ para el domo Victoria, composiciones de $\text{Mag}_{72}\text{-Usp}_{28}$ a $\text{Mag}_{75}\text{-Usp}_{25}$ para el domo Tesorito y $\text{Mag}_3\text{-Usp}_{97}$ a $\text{Mag}_{77}\text{-Usp}_{23}$ para el domo Gallinazo. En la serie ilmenita-hematita solo se clasifica un óxido correspondiente al domo Victoria con una composición de Ilm_{79} . (Fig. 20).

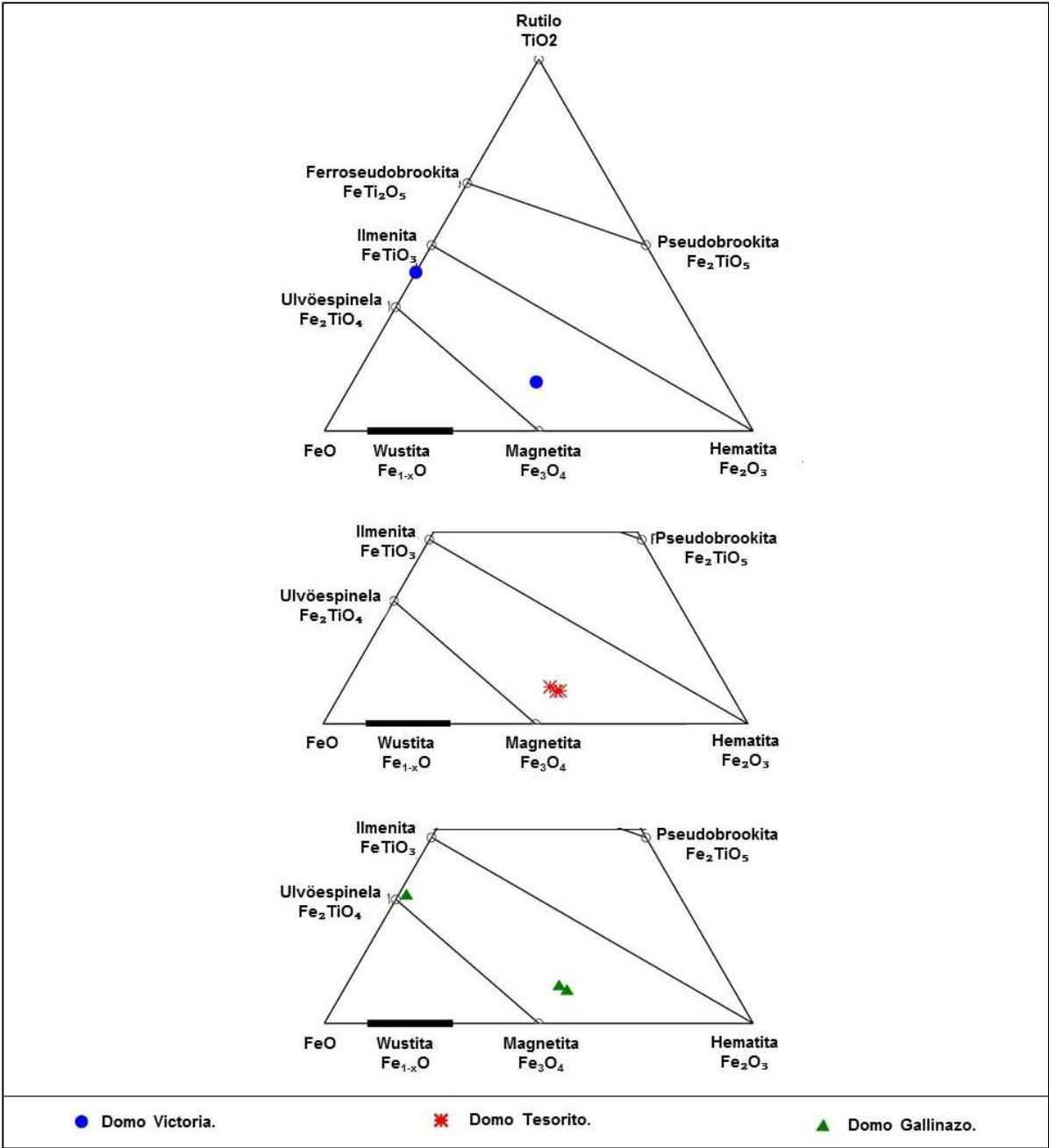


Figura 20. Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti para los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito (Buddington & Lindsley, 1964).

Tabla 9. Análisis químicos en óxidos de Fe-Ti de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito.

Muestra	IIES-V-010		IIES-V-012			IIES-V-014		
	Ox 1	Ox 2	Ox 1	Ox 2	Ox 3	Ox 1	Ox 2	Ox 3
Microfenocristal								
SiO ₂	0.00	0.05	0.03	0.01	0.06	0.08	0.08	0.19
TiO ₂	42.91	13.0	8.55	34.3	9.84	8.92	8.90	10.04
		4		7				
Al ₂ O ₃	0.23	1.56	1.88	0.29	1.54	1.99	2.25	1.28
FeO	51.82	77.3	82.03	59.5	81.4	82.7	81.3	81.26
		4		7	1	1	5	
MnO	0.33	0.31	0.44	0.30	0.51	0.42	0.40	0.33
MgO	3.08	2.36	2.63	2.78	2.49	2.23	2.51	2.06
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.09	0.00
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
Total	98.4	94.6	95.55	97.3	95.8	96.3	95.8	95.19
		6		2	6	5	2	
Cationes por unidad de formula con base en 3 oxígenos			Cationes por unidad de formula con base en 4 oxígenos					
Ti	0.86	0.43	0.29	0.97	0.33	0.30	0.30	0.34
Al	0.01	0.08	0.10	0.01	0.08	0.10	0.12	0.07
Fe	1.15	2.84	3.08	1.87	3.03	3.08	3.03	3.05
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Mg	0.12	0.15	0.18	0.16	0.17	0.15	0.17	0.14

6.2.6 Vidrio

Para conocer la composición del vidrio, se llevaron a cabo 37 análisis químicos en los tres domos (Tabla 10). Usando el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), es posible evidenciar que este es de composición riolítica en el domo Tesorito y de composición traquítica a riolítica en los domos Victoria y Gallinazo (Fig. 21).

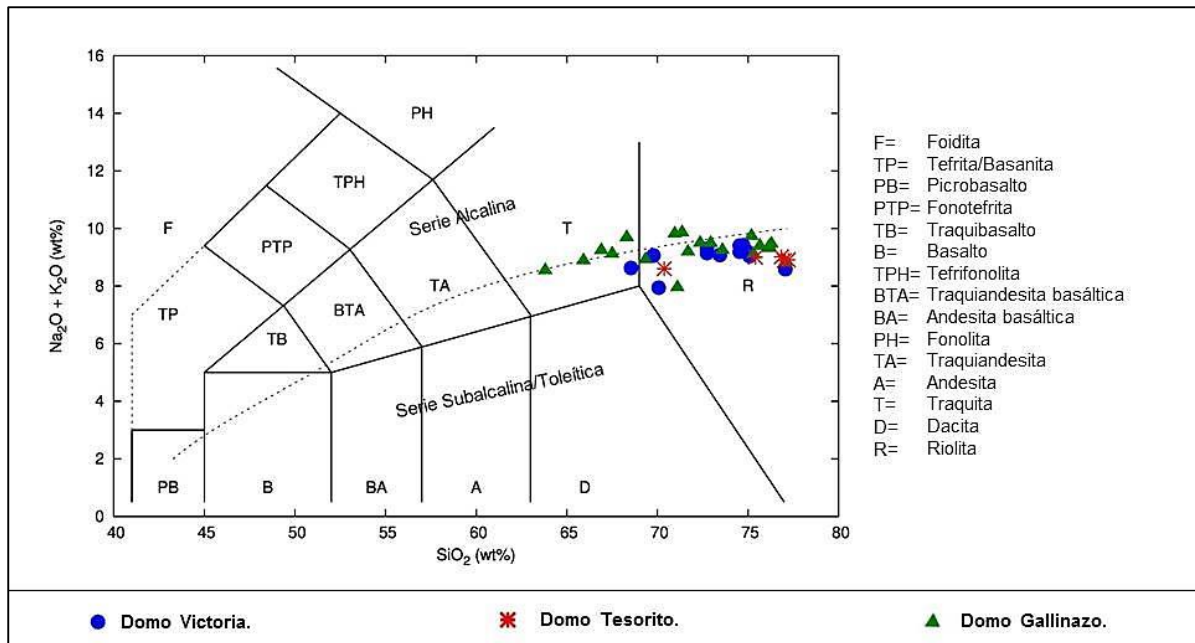


Figura 21. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para los datos químicos de vidrio.

Tabla 10. Análisis químicos en vidrio de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito.

Muestra	IIES-V-010						
Vidrio	MF 1	MF 2	MF 3	MF 4	MF 5	MF 6	MF 7
SiO ₂	73.05	72.1	70.79	68.83	71.96	72.18	68.34
TiO ₂	0.91	0.96	0.51	0.54	0.50	0.61	0.30
Al ₂ O ₃	12.61	12.62	14.42	11.32	13.81	12.53	17.77
FeO	1.11	1.33	1.41	4.24	1.48	1.94	1.21
MnO	0.03	0.02	0.01	0.11	0.01	0.02	0.02
MgO	0.27	0.21	0.12	3.11	0.10	0.23	0.18
CaO	0.47	0.43	1.21	1.66	1.10	0.52	3.23
Na ₂ O	3.41	3.44	3.89	2.87	3.44	3.33	4.87
K ₂ O	5.82	5.66	4.96	4.90	5.45	5.61	3.68
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.03	0.65	0.13	0.04	0.04
Total	97.74	96.82	97.34	98.23	97.98	97.01	99.63

Tabla 10. Continuación.

Muestra	IIES-V-010					IIES-V-012									
	MF 8	MF 9	MF 10	MF 11	MF 12	MF 1	MF 2	MF 3	MF 4	MF 5	MF 6	MF 7	MF 8	MF 9	MF 10
Vidrio															
SiO ₂	73.92	71.18	73.08	75.41	69.33	72.09	68.9	70.82	68.11	69.21	65.63	73.74	67.17	65.28	73.46
TiO ₂	0.57	0.47	0.63	0.50	0.38	0.55	0.44	0.47	0.41	0.33	0.28	0.70	0.24	0.29	0.32
Al ₂ O ₃	12.68	14.45	12.30	11.17	16.87	12.33	12.63	14.07	16.73	15.45	18.45	11.06	17.82	17.52	11.43
FeO	1.57	1.36	1.78	1.72	1.23	1.44	2.94	1.12	1.19	1.11	0.94	1.20	0.83	1.08	1.46
MnO	0.01	0.03	0.01	0.04	0.00	0.01	0.07	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.05
MgO	0.11	0.12	0.21	0.18	0.10	0.09	2.48	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.16	0.23
CaO	0.59	1.24	0.49	0.41	2.45	0.47	1.60	1.28	2.91	1.77	3.64	0.41	2.67	3.43	0.41
Na ₂ O	3.31	4.39	3.35	3.04	4.99	2.62	3.37	4.82	4.92	5.34	6.10	2.72	6.14	5.83	3.06
K ₂ O	5.59	4.70	5.65	5.37	4.00	6.09	4.33	4.40	3.84	4.24	2.96	5.72	3.39	2.98	5.99
P ₂ O ₅	0.05	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	0.14	0.05	0.04	0.05	0.03	0.07	0.01	0.12	0.05
Total	98.40	97.97	97.53	97.89	99.39	95.73	96.91	97.10	98.22	97.53	98.09	95.70	98.34	96.70	96.44

Tabla 10. Continuación.

Muestra	IIES-V-012										IIES-V-014				
	MF 11	MF 12	MF 13	MF 14	MF 15	MF 16	MF 17	MF 18	MF 19	MF 20	MF 1	MF 2	MF 3	MF 4	MF 5
Vidrio															
SiO ₂	73.79	71.14	70.62	71.02	73.78	72.64	72.2	63.60	62.22	70.6	73.29	73.62	74.85	75.94	70.22
TiO ₂	0.59	0.47	0.33	0.37	0.58	0.57	0.58	0.23	1.28	0.50	0.54	0.61	0.44	0.51	0.27
Al ₂ O ₃	11.70	14.10	15.63	15.58	11.65	11.73	11.73	18.86	17.03	13.54	11.09	11.00	12.79	11.37	16.76
FeO	1.16	1.35	0.90	1.00	1.13	1.46	1.54	0.88	2.93	1.01	1.38	1.38	1.24	1.38	0.95
MnO	0.04	0.05	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04
MgO	0.05	0.29	0.03	0.03	0.06	0.09	0.17	0.04	0.05	0.06	0.11	0.12	0.07	0.05	0.05
CaO	0.53	1.53	1.63	1.90	0.31	0.41	0.38	4.27	4.60	1.28	0.29	0.30	0.88	0.26	2.88
Na ₂ O	3.27	4.62	5.59	4.93	2.89	2.91	3.31	5.57	5.13	4.00	2.58	3.00	4.17	3.13	5.33
K ₂ O	5.76	4.71	4.17	4.17	6.26	6.11	6.04	3.00	3.20	4.87	6.02	5.49	4.76	5.64	3.25
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03	0.07	0.05	0.03	1.06	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03
Total	96.92	98.31	98.96	99.06	96.71	96.01	96.02	96.48	97.51	95.94	95.37	95.61	99.25	98.33	99.77

En los diagramas tipo Harker para óxidos mayores en datos de vidrio para el domo Victoria se puede apreciar en términos generales una relación positiva en TiO_2 , K_2O y FeO_t y una relación negativa de Al_2O_3 , CaO y Na_2O respecto al SiO_2 (Fig. 22).

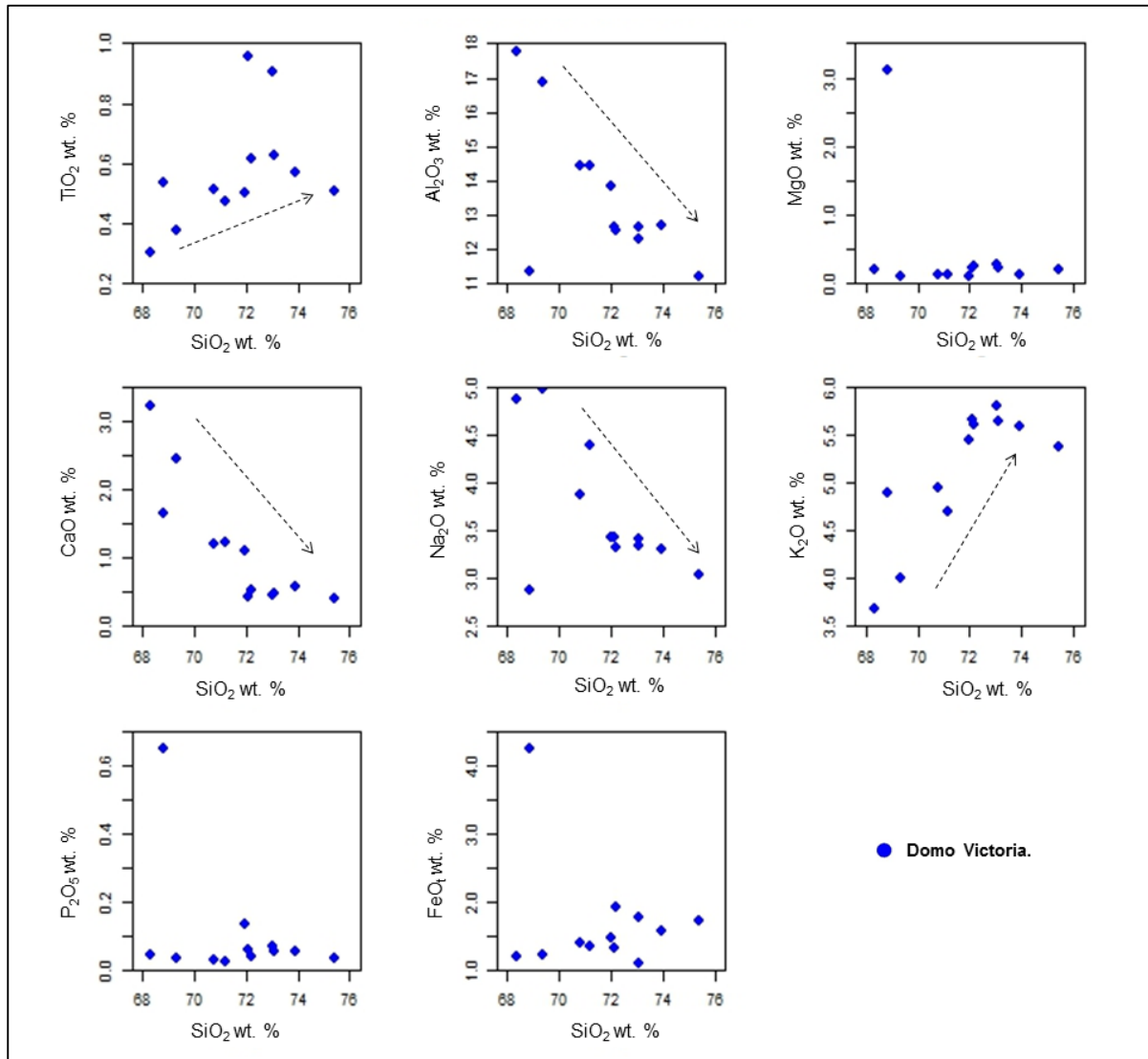


Figura 22. Diagramas de variación de elementos mayores vs contenido de sílice para vidrio del domo Victoria.

Diagramas tipo Harker para óxidos mayores en datos de vidrio para el domo Gallinazo muestra en general una relación positiva de TiO_2 , K_2O y FeO_t y una relación negativa de Al_2O_3 , CaO y Na_2O respecto al SiO_2 (Fig. 23).

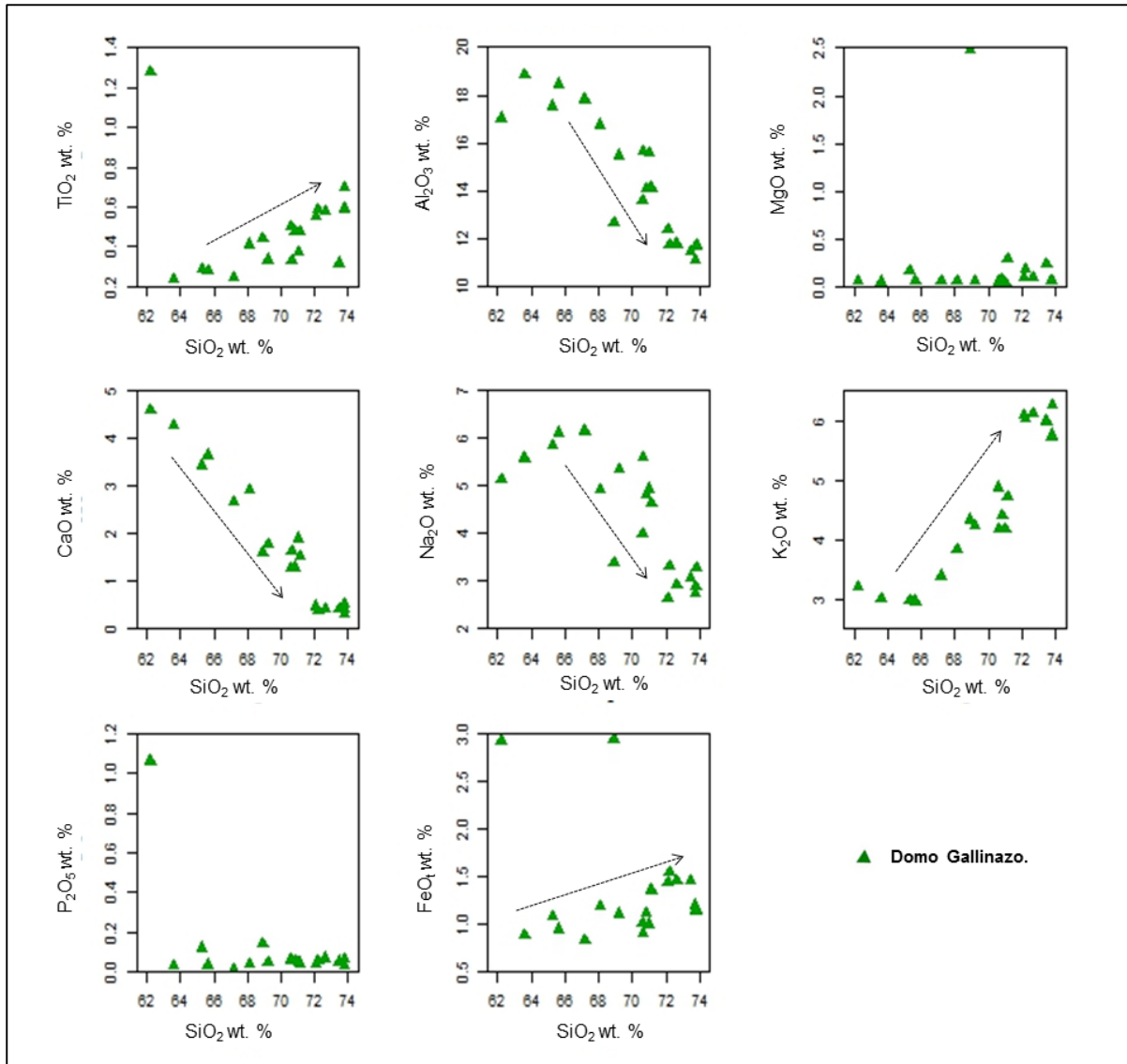


Figura 23. Diagramas de variación de elementos mayores vs contenido de sílice para vidrio el domo Gallinazo.

Diagramas tipo Harker para óxidos mayores en el domo Tesorito muestra al menos dos grupos con tendencias diferentes. Los datos con un contenido de SiO_2 de 73.3 y 73.6 wt. % forman el primer grupo, en donde es notable una relación positiva en TiO_2 , MgO y Na_2O y una relación negativa en K_2O . Los datos con un contenido de SiO_2 de 74.8 y 75.9 wt. % forman el segundo grupo, en donde es notable una relación positiva en TiO_2 , K_2O , FeO_t y una relación negativa en Al_2O_3 , MgO , CaO y Na_2O (Fig. 24).

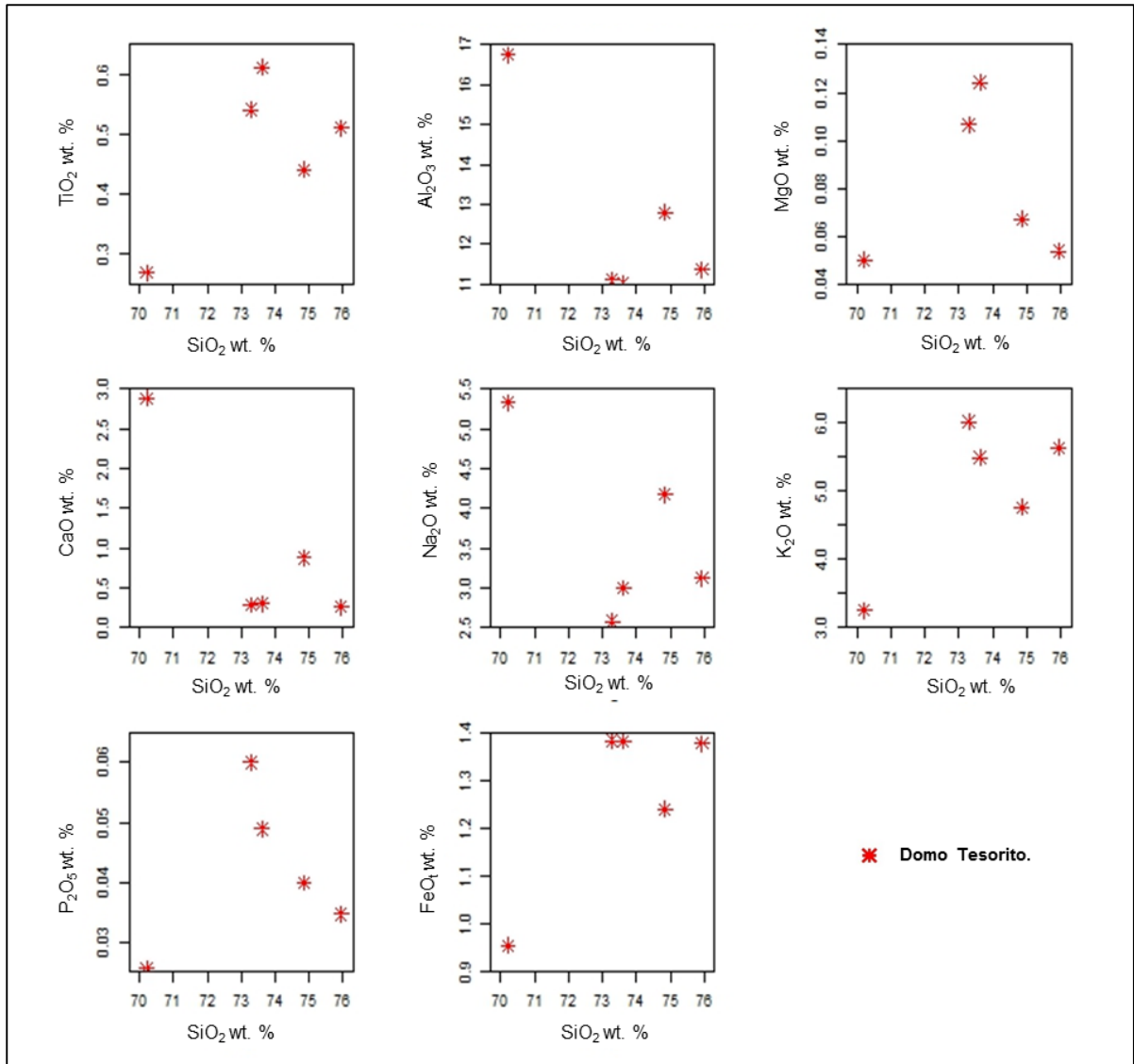


Figura 24. Diagramas de variación de elementos mayores vs contenido de sílice para vidrio el domo Tesorito.

6.3 QUÍMICA DE ROCA TOTAL

Los resultados de los análisis de roca total para las rocas de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito se presentan en la Tabla 11.

Tabla 11. Óxidos mayores y elementos traza de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito, respectivamente.

Muestra	VICTORIA (IIES-V-010)	GALLINAZO (IIES-V-012)	TESORITO (IIES-V-014)
wt%			
SiO ₂	59.90	60.73	61,40
TiO ₂	0.70	0.70	0.63
Al ₂ O ₃	15.18	16.02	15.61
Fe ₂ O ₃	6.03	5,69	5,52
MnO	0.07	0.07	0.06
MgO	4.92	3.69	3.65
CaO	6.13	5.68	5.42
Na ₂ O	3.89	4.11	4.30
K ₂ O	2.16	2.33	2.31
P ₂ O ₅	0.26	0.30	0.25
LOI	0.80	0.70	0.89
Total	100.04	100.02	100.04
ppm			
Rb	54	66	70
Ba	1175	1250	1140
Nb	1	3	2
Sr	655	692	662
Zr	94	115	105
Y	20	20	19
La	18	20	27
Ce	80	96	157
Cr	395	200	331
Ni	87	40	57
Cu	45	41	42
Zn	68	91	75
Co	22	21	21
V	155	141	140
Ga	20	21	21

Según el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), las rocas estudiadas se clasifican como andesitas de la serie subalcalina (Fig. 25A), mientras que en el diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) se definen como calco-alcalinas (Fig. 25B) particularmente en la serie calco-alcalina alta en K, según el diagrama K₂O vs SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 1976; Fig. 25C). Existe una relación positiva del Na₂O y negativa del CaO y FeO_t con respecto al SiO₂; en los demás óxidos no se distingue una relación clara (Fig. 26). Diagramas tipo Harker para elementos traza (Fig. 27), también exhiben correlación positiva del Rb, La, Ce con respecto al SiO₂.

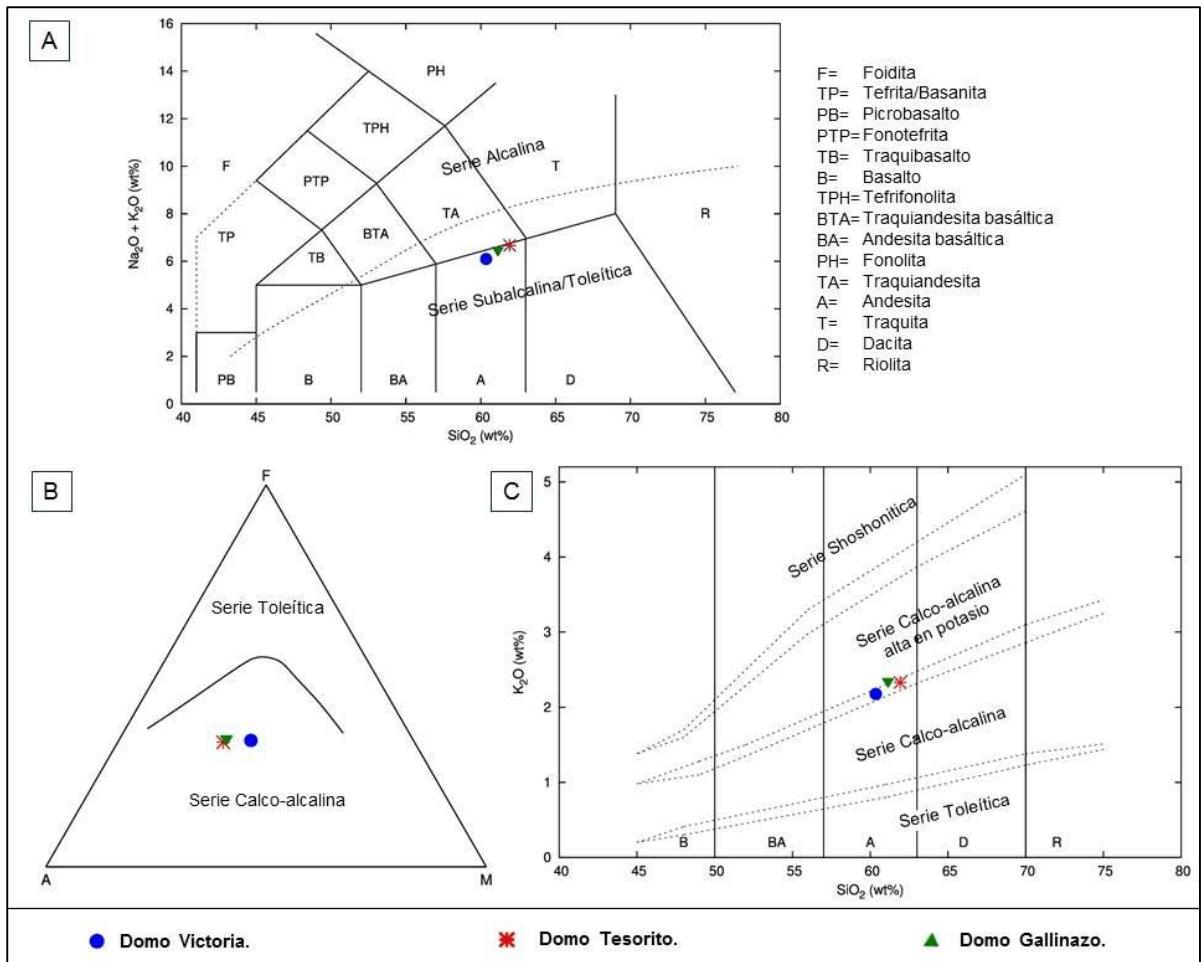


Figura 25. A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986). **B)** Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). **C)** Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976).

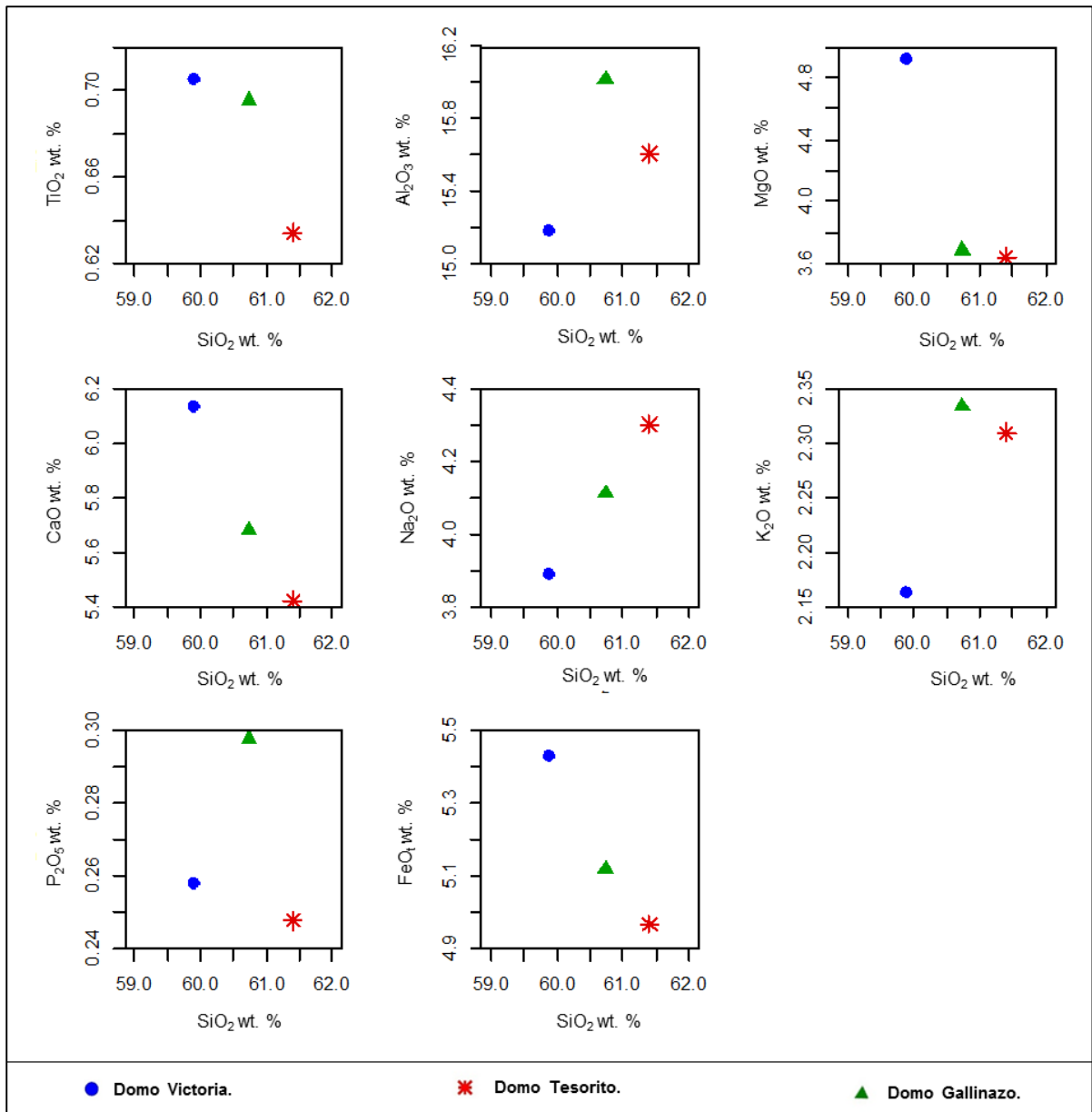


Figura 26. Diagramas de variación de elementos mayores vs contenido de sílice para los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito.

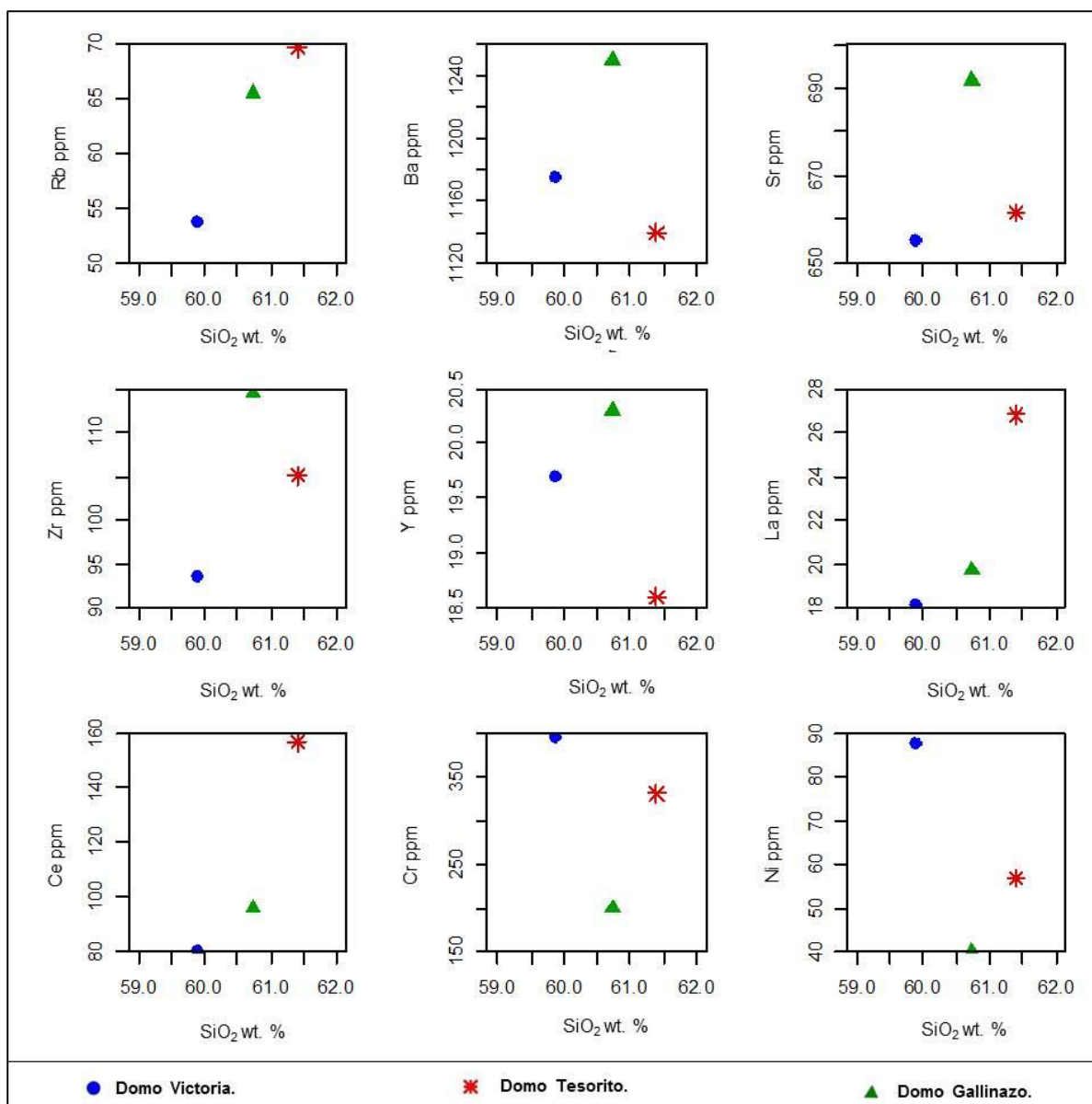


Figura 27. Diagramas de variación de elementos trazas vs contenido de sílice para los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito.

Diagramas multielementos normalizados a condrito (Fig. 28A) y manto primitivo (Fig. 28B) (Sun & McDonough, 1989) reflejan un enriquecimiento en elementos litófilos de ion grande (*LILE*) como Ba, Ce y Sr, y un distintivo empobrecimiento en Nb.

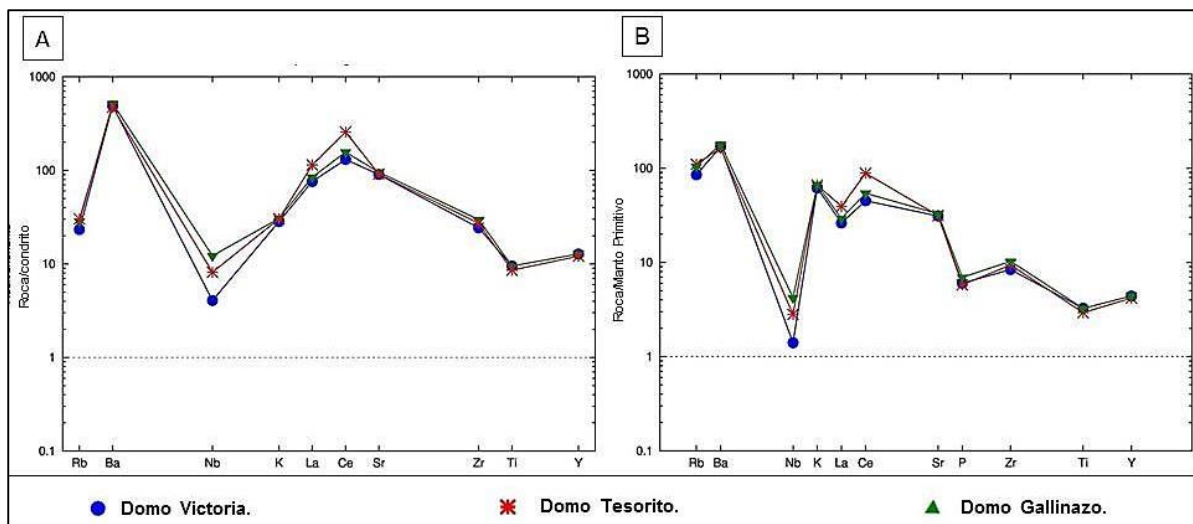


Figura 28. Diagramas multielementos normalizado a condrito (Sun & McDonough, 1989) **(A)** y normalizado a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) **(B)**.

7. DISCUSIÓN

7.1 TEXTURAS EN PLAGIOCLASA

La plagioclasa es un mineral que a menudo presenta diversas texturas de desequilibrio (e.g. textura en tamiz, zonación), las cuales evidencian condiciones químicas y físicas cambiantes en los sistemas magmáticos (Loomis, 1982; Nelson & Montana, 1992). Mediante dichas texturas se puede llegar a interpretar los procesos magmáticos involucrados en su formación (Nelson & Montana, 1992; Viccaro *et al.*, 2012).

De acuerdo a las texturas de desequilibrio en plagioclasa que presentan las rocas analizadas de todos los domos es posible afirmar que estas evidencian al menos tres procesos en el magma durante su ascenso a superficie. El primer proceso está representado por la textura en tamiz gruesa y media (Fig. 6A, 8A y 10D), y se relaciona con disolución por descompresión adiabática; a su vez, esta textura sugiere una tasa de ascenso intermedio del magma en condiciones de bajo contenido de H₂O (Viccaro *et al.*, 2010, 2012; Renjith, 2014). Un segundo proceso está representado por zonación oscilatoria (Fig. 19A, 19C y 19E), y está relacionado con movimientos convectivos periódicos a pequeña escala de un cristal en el fundido (Loomis, 1982; Viccaro *et al.*, 2010; Renjith, 2014). Finalmente, la presencia de microcristales representa un proceso de desgasificación y enfriamiento rápido cerca de la superficie durante la erupción (Renjith, 2014).

Teniendo en cuenta lo anterior, se propone que los tres domos en estudio (Victoria, Gallinazo y Tesorito) evidencian procesos magmáticos similares, iniciando con un ascenso del magma a una velocidad intermedia y en condiciones insaturadas en agua, seguido de movimientos convectivos a pequeña escala del fundido y finalizando con un enfriamiento rápido en superficie debido al proceso de erupción.

7.2 VIDRIO VOLCÁNICO

Analizando los valores obtenidos en el vidrio de los domos Victoria y Gallinazo, es posible observar una tendencia negativa y además una serie de hiatos para el Al₂O₃, CaO y Na₂O al compararse con el SiO₂ (Fig. 29 y 30). Estos patrones se asocian principalmente a procesos de cristalización fraccionada, aunque también

posiblemente a contaminación cortical, como ha sido mencionado por diversos autores que han discutido el curso evolutivo de estas estructuras (Toro *et al.*, 2008; Borrero *et al.*, 2009; Martínez *et al.*, 2014). Para el caso del domo Tesorito la interpretación puede ser confusa debido a la baja cantidad de datos tomados (Fig. 31).

En general, se evidencian vidrios de composiciones diferentes en todos los domos (Fig. 29, 30 y 31), los cuales indican una ausencia de equilibrio entre ellos durante el proceso de ascenso y cristalización fraccionada.

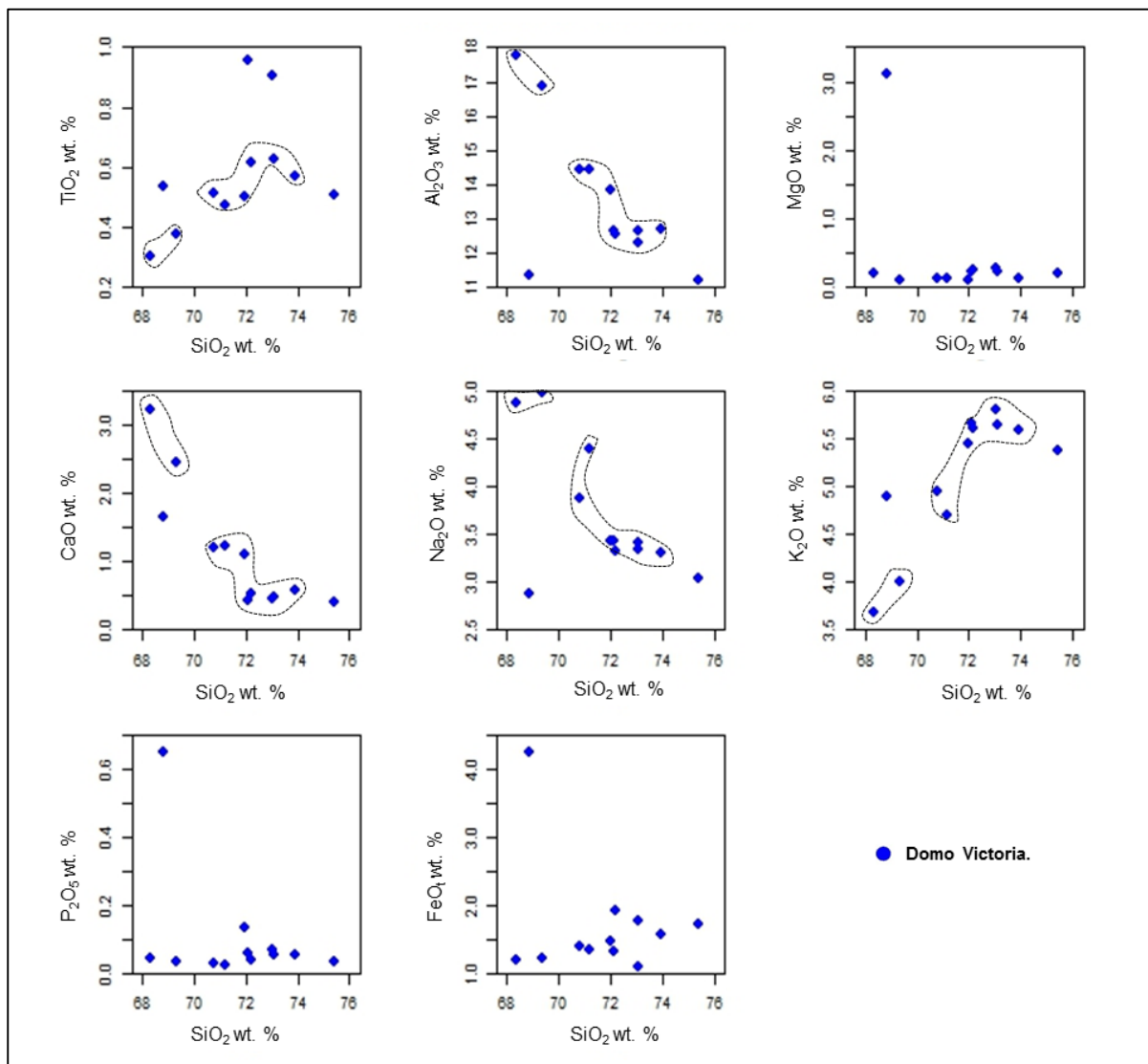


Figura 29. Diagramas de variación de elementos mayores vs contenido de sílice en el vidrio analizado para el domo Victoria. Note el aumento de TiO₂ y K₂O, y la disminución del Al₂O₃, CaO y Na₂O al incrementar el SiO₂.

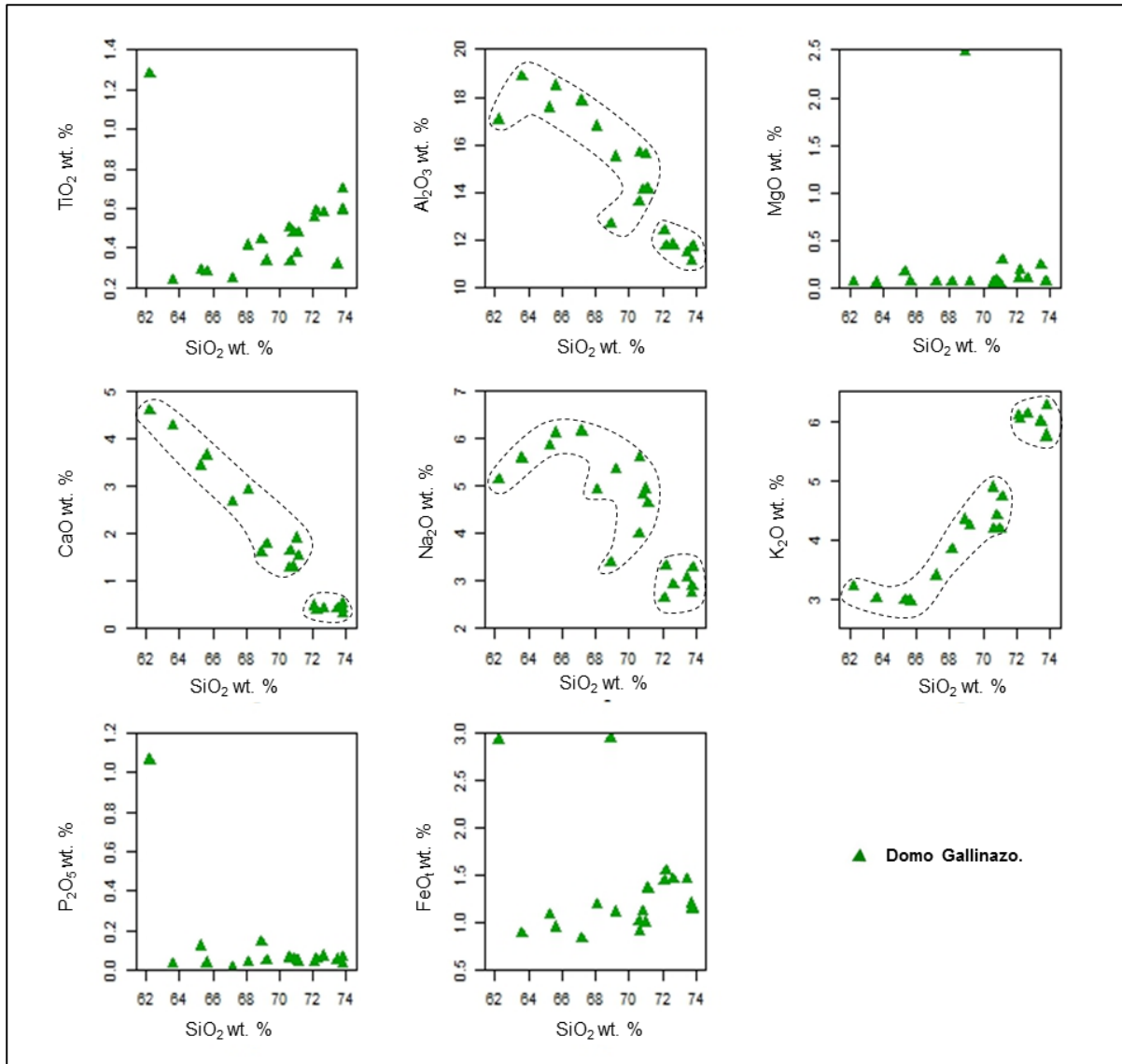


Figura 30. Diagramas de variación de elementos mayores vs contenido de sílice para el domo Gallinazo. Note el aumento de TiO₂ y K₂O, y la disminución del Al₂O₃, CaO y Na₂O al incrementar el SiO₂.

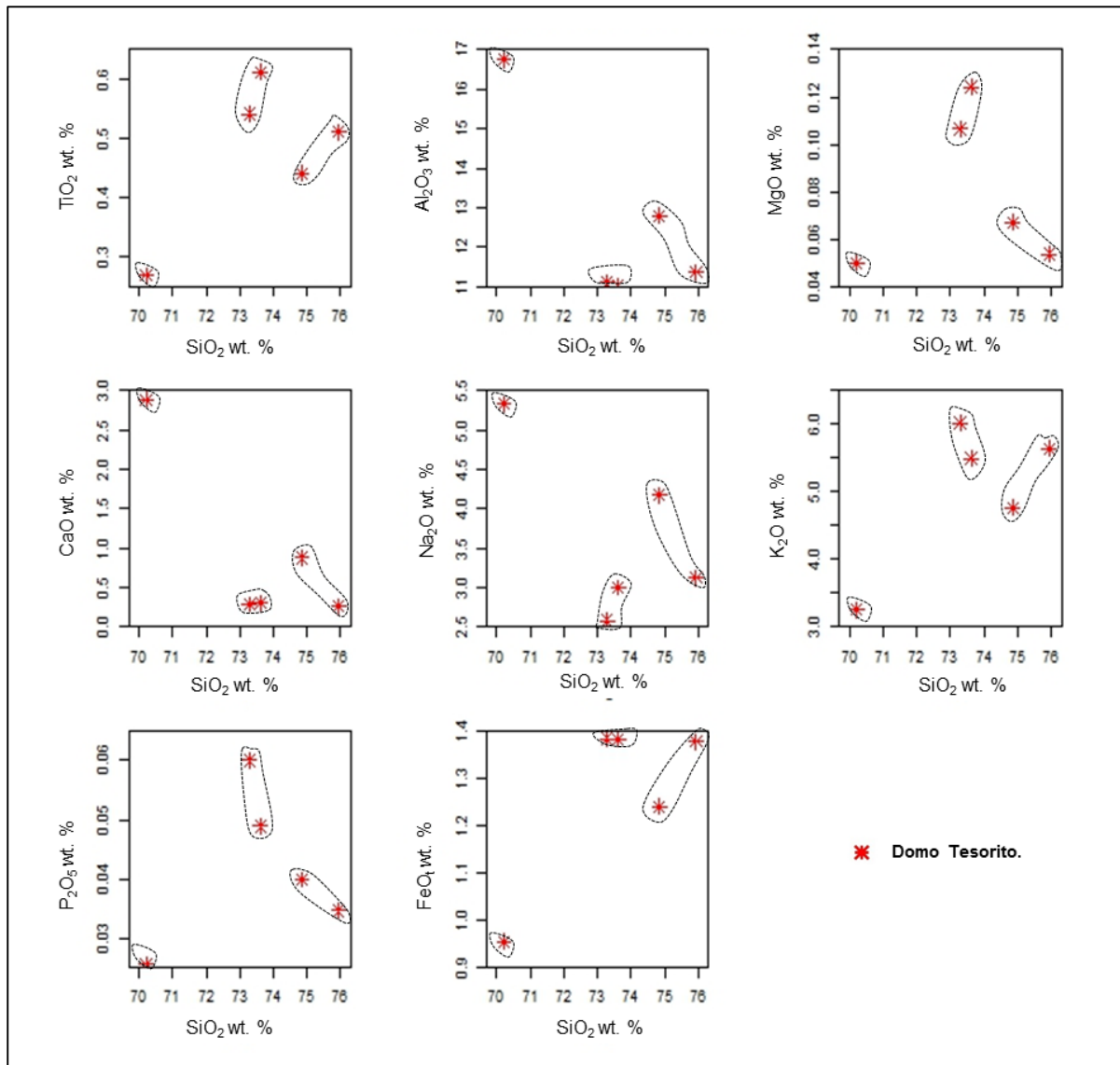


Figura 31. Diagramas de variación de elementos mayores vs contenido de sílice para el domo Tesorito. Pese a los pocos datos se puede notar el aumento de TiO_2 y K_2O , y la disminución del Al_2O_3 , CaO y Na_2O al incrementar el SiO_2 , estas tendencias presentan dos interrupciones.

7.3 GEOTERMOBAROMETRÍA

El conocimiento de las variables de temperatura y presión que rigen la dinámica de almacenamiento y transporte de un magma han sido uno de los principales objetivos de estudio de aquellos que buscan comprender las condiciones bajo las cuales una roca se forma; bajo esta definición nace el concepto de la geotermobarometría, un conjunto de herramientas matemáticas de temperatura y presión calibradas a partir de regresiones lineales que permiten generar modelos que reflejen la dinámica interna de un sistema volcánico (Bidart, 2014; Losantos, 2014). Estas herramientas pueden

ser agrupadas en tres diferentes categorías: (1) aquellos modelos que se basan en la composición química de vidrio y de roca total que están saturados en una o más fases cristalinas, y cómo estos líquidos cambian con la temperatura y la presión; (2) modelos dependientes de una respuesta química-cristalina a variaciones en presión-temperatura, los cuales se apoyan solamente en composiciones minerales; y por último (3) categoría en la cual entra el presente trabajo, modelos que usan la combinación de parejas en equilibrio de líquido y mineral, gracias a la sensibilidad de la composición ocasionada por cambios en la presión y la temperatura (en Keiding & Sigmarsson, 2012, p. 3). Los geotermobarómetros aquí utilizados son clasificados dentro de la categoría tres, los cuales, para que puedan ser aplicados y generen resultados fiables, deben ser usados en aquellos cristales que no presenten evidencias de desestabilización, y que además estén en contacto con la fase con la que se encuentran en equilibrio, sea líquido o mineral (Losantos *et al.*, 2014). En consecuencia, para generar estimaciones válidas durante el cálculo de temperaturas y presiones, se debe probar que el mineral y el líquido (o el dúo mineral-mineral), representen pares de equilibrio coexistente (Keiding & Sigmarsson, 2012). Para esto, se recurre por ejemplo al Diagrama de Rhodes, una gráfica sujeta al valor de un parámetro denominado “Coeficiente de equilibrio”, que, para los minerales olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno se basa en el intercambio Fe-Mg representado como $K_D(\text{Fe-Mg})$; en el caso de la plagioclasa, depende del intercambio Ab-An representado como $K_D(\text{Ab-An})$ (Putirka, 2008).

En este capítulo, con base en el trabajo de Putirka (2008), se aplica un termómetro (olivino) y tres geotermobarómetros (ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa) basados en equilibrios químicos líquido-mineral. Las ecuaciones utilizadas fueron seleccionadas teniendo en cuenta las condiciones hidratadas (poco saturadas en agua) del sistema, además de la precisión en cuanto a los parámetros estadísticos R^2 y SEE (coeficiente de correlación y desviación estándar, respectivamente), probados en los ensayos experimentales de Putirka (2008). También se utilizan diagramas que permitieran visualizar el equilibrio líquido-mineral (e.g. Diagrama de Rhodes) comparando los análisis químicos obtenidos para cada uno de los cristales con todos aquellos reportados para el vidrio. Adicionalmente, se aplica un termobarómetro para anfíbol desarrollado por Ridolfi (2010). Éste, no obstante, representa un caso aparte, puesto que sólo utiliza la composición química del mineral.

7.3.1 Olivino

El domo Victoria, es el único volcán que presenta esta fase mineral. Para este caso, el coeficiente de equilibrio olivino-liquido es propuesto en 0.30 ± 0.03 (Putirka, 2008). Usando la composición del vidrio, no fue posible obtener valores dentro del coeficiente de equilibrio. No obstante, usando valores de roca total, cinco de nueve cristales mostraron equilibrio, lo que permitió, tras asumir un valor constante de presión de 1.5 GPa, obtener temperaturas de cristalización entre 1215 y 1228 °C (Tabla 12). Vale la pena mencionar que aquellos cristales que no cayeron en equilibrio necesitarían un líquido con un valor de #Mg entre 46 y 49, aproximadamente (Fig. 32).

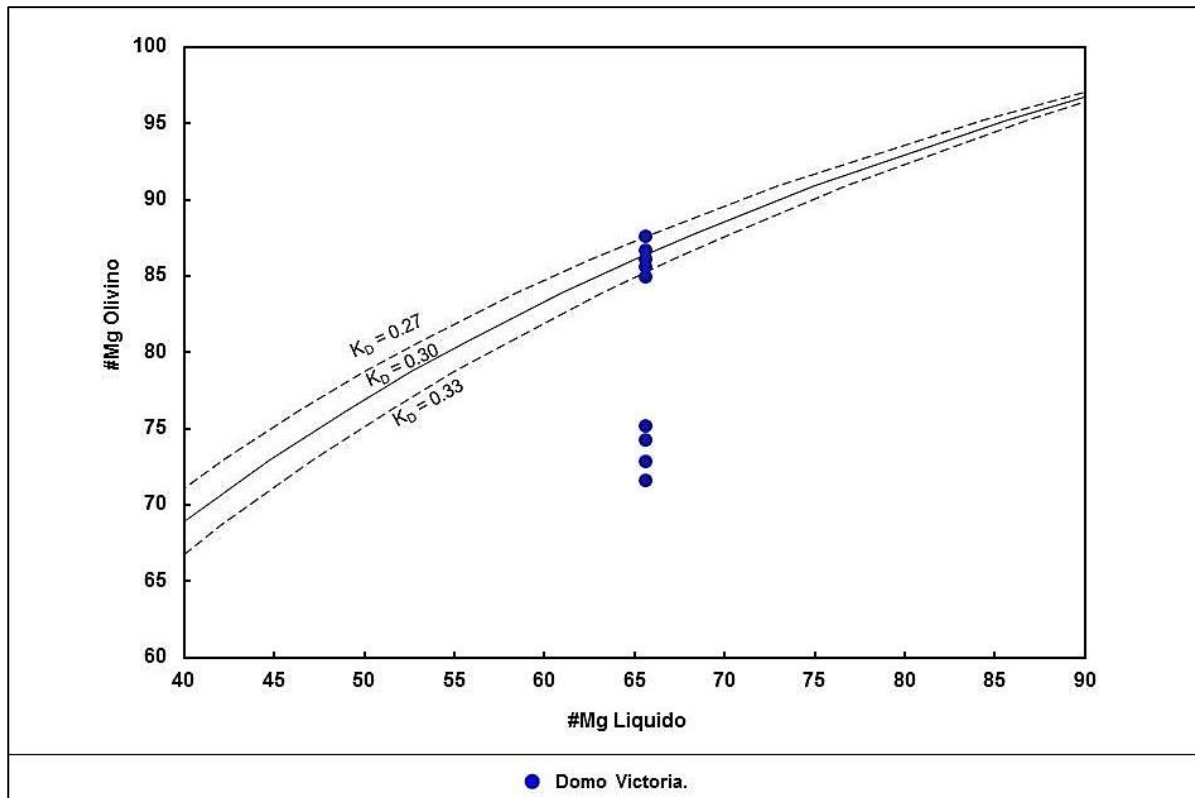


Figura 32. Diagrama de Rhodes adaptado de Putirka (2008) aplicado a olivino para la identificación del equilibrio mineral-líquido dado un $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}} = 0.30 \pm 0.03$ (Putirka, 2008).

$$\begin{aligned}
 T(^{\circ}\text{C}) = & \{15294.6 + 1218.8P(\text{GPa}) + 2.4834[P(\text{GPa})]^2\} / \{8.048 + 2.8352 \ln D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}} \\
 & + 2.097 \ln[1.5(C_{\text{NM}}^{\text{L}})] + 2.575 \ln[3(C_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})] - 1.41NF + 0.222H_2O^{\text{liq}} \\
 & + 0.5P(\text{GPa})\}
 \end{aligned}$$

Eq. 1. Ecuación 22 en Putirka (2008).

Tabla 12. Temperaturas estimadas de cristalización para el olivino del domo Victoria bajo una presión de 1.5 GPa. (Cen) y (Bor) corresponden a abreviaciones para referirse al sitio analizado en el mineral, centro o borde, respectivamente. “M” indica que son microfenocristales, los demás son fenocristales.

Muestra Fenocristales	Código	T(°C)	
		Eq. 28a en Putirka (2008)	K _D (Fe-Mg)
IIES-V-010	OI 1 (Cen)	1216	0.29
	OI 1 (Bor)	1215	0.27
	OI 2	1228	0.33
	M OI 1	1220	0.32
	M OI 2 (Cen)	1218	0.31

7.3.2 Ortopiroxeno

El ortopiroxeno es una fase mineral que se encuentra en todos los domos analizados en este estudio. El coeficiente de equilibrio para el ortopiroxeno-líquido es propuesto en un valor de 0.29 ± 0.06 (Putirka, 2008). Para el domo Tesorito, sólo cinco cristales de 11 en total fueron encontrados en equilibrio, utilizando como entrada de líquido el valor del vidrio con mayor contenido de MgO y FeO entre todos los obtenidos. Para los domos Victoria y Gallinazo, desafortunadamente ningún cristal se encontró en equilibrio con los diferentes valores de vidrio analizados; se necesitaría un líquido con un valor de #Mg aproximadamente entre 48 y 57 en Tesorito, y entre 42 y 43 en Victoria y Gallinazo (Fig. 33). A pesar de esto, al utilizar los valores más básicos del vidrio considerando el #Mg, fue posible obtener valores máximos de cristalización. Para el domo Tesorito, el ortopiroxeno cristalizó entre 1138 y 1145 °C, y de 0.9 a 1.1 GPa; en el domo Victoria el ortopiroxeno cristalizó entre 1062 y 1067 °C, y de 1.0 a 1.1 GPa y en el domo Gallinazo entre 1050 y 1076 °C y de 0.8 a 0.9 GPa (Tabla 13).

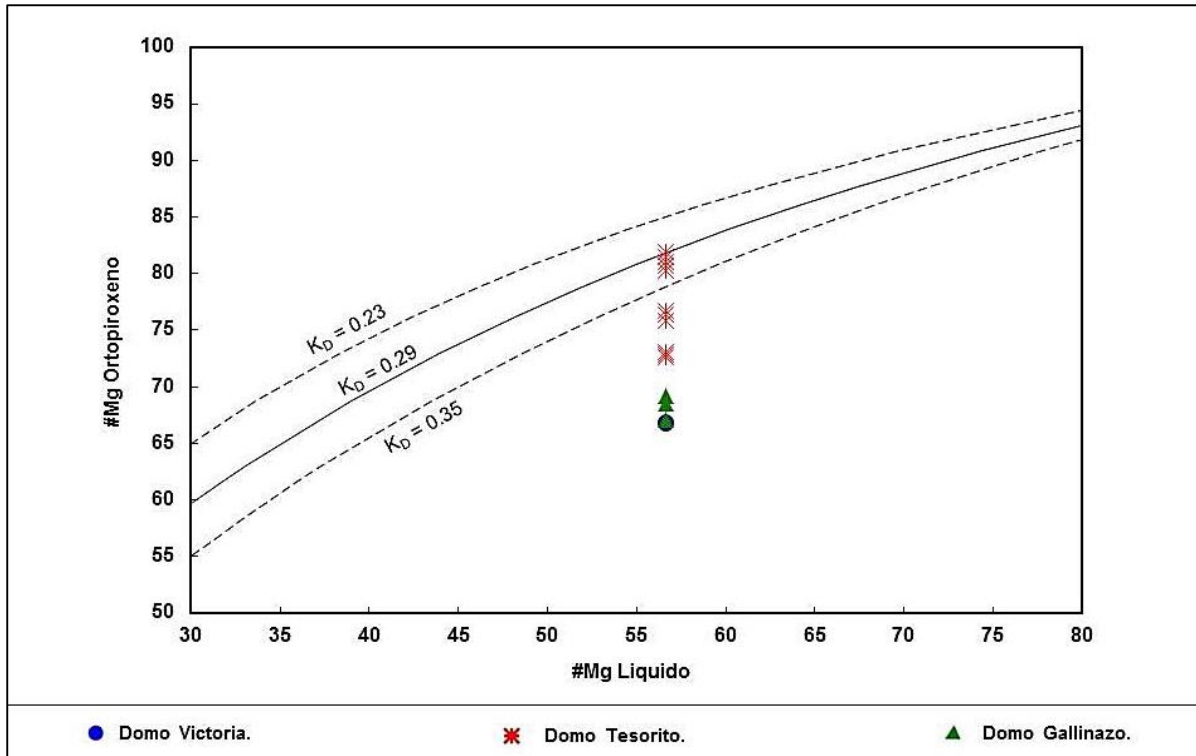


Figura 33. Diagrama de Rhodes adaptado de Putirka (2008) aplicado a ortopiroxeno para la identificación del equilibrio cristal-líquido dado un $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}} = 0.29 \pm 0.06$ (Putirka, 2008).

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4.07 - 0.329[P(\text{GPa})] + 0.12[H_2O^{\text{liq}}] + 0.567 \ln \left[\frac{X_{\text{Fm}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}}}{(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 (X_{\text{FeO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MnO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MgO}}^{\text{liq}})^2} \right] - 3.06[X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}] - 6.17[X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}] + 1.89[\text{Mg}\#\text{liq}] + 2.57[X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}]$$

Eq. 2. Ecuación 28a en Putirka, 2008.

$$P(\text{kbar}) = -13.97 + 0.0129T(^{\circ}\text{C}) + 0.001416T(^{\circ}\text{C}) \ln \left[\frac{X_{\text{NaAlSi}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}}{X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right] - 19.64(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + 47.49(X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}) + 6.99(X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}) + 37.37(X_{\text{FmAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{opx}}) + 0.748(H_2O^{\text{liq}}) + 79.67(X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}})$$

Eq. 3. Ecuación 29a en Putirka, 2008.

Tabla 13. Temperaturas y presiones estimadas de cristalización para ortopiroxeno de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito. (Cen) y (Bor) corresponden a abreviaciones para referirse al sitio analizado en el mineral, respectivamente, centro o borde. Todos los cristales corresponden a microfenocristales.

Muestra	Código	T(°C)	P(GPa)	K _D (Fe-Mg)
		Eq. 28a en Putirka (2008)	Eq. 29b en Putirka (2008)	
IIES-V-010	Px 8	1062	1.00	<u>0.65</u>
	Px 11	1067	1.10	<u>0.65</u>
IIES-V-012	Px 5	1050	0.90	<u>0.64</u>
	Px 7	1076	0.80	<u>0.58</u>
IIES-V-014	Px 3 (Bor)	1138	1.00	0.31
	Px 4	1138	0.90	0.31
	Px 6	1144	0.90	0.29
	Px 7 (Cen)	1138	1.10	0.32
	Px 9	1145	1.10	0.30

7.3.3 Clinopiroxeno

El clinopiroxeno es una fase mineral que se encuentra en todos los domos analizados en este estudio. El coeficiente de equilibrio para el clinopiroxeno-líquido es propuesto en un valor de 0.28 ± 0.08 (Putirka, 2008). Utilizando como entrada de líquido el valor del vidrio con mayor contenido de MgO y FeO, para el domo Victoria, cinco cristales de 15 en total fueron encontrados en equilibrio, mientras que para el domo Tesorito cinco cristales de nueve. Para el volcán Gallinazo, desafortunadamente no se encontraron cristales que reflejaran un equilibrio con el líquido circundante, para esto, se necesitaría un líquido con #Mg entre 43 y 53, aproximadamente (Fig. 34). Considerando todo lo anterior, fue posible obtener los siguientes valores máximos de cristalización. Para el domo Victoria, el clinopiroxeno cristalizó entre 1026 y 1056 °C y 0.96 y 1.10 GPa, mientras que para el domo Tesorito entre 1009 y 1038 °C y entre 0.57 y 1.07 GPa, y para el domo Gallinazo entre 972 y 1025 °C y entre 0.31 y 0.82 GPa (Tabla 14).

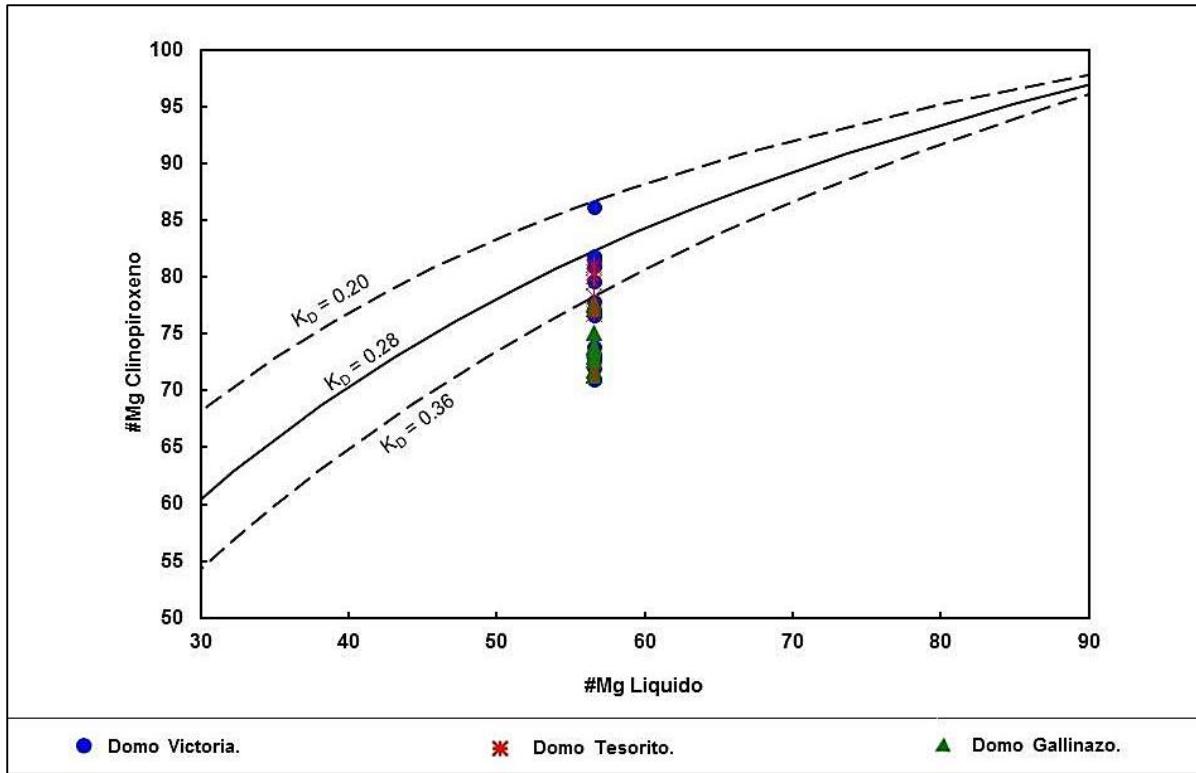


Figura 34. Diagrama de Rhodes adaptado de Putirka (2008) aplicado a clinopiroxeno para la identificación del equilibrio mineral-líquido dado un $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}} = 0.28 \pm 0.08$ (Putirka, 2008).

$$\begin{aligned} \frac{10^4}{T(K)} = & 7.53 - 0.14 \ln \left[\frac{X_{Jd}^{\text{cpx}} X_{CaO}^{\text{liq}} X_{Fm}^{\text{liq}}}{X_{DiHd}^{\text{cpx}} X_{Na}^{\text{liq}} X_{Al}^{\text{liq}}} \right] + 0.07(H_2O^{\text{liq}}) - 14.9(X_{CaO}^{\text{liq}} X_{SiO_2}^{\text{liq}}) \\ & - 0.08 \ln(X_{TiO_2}^{\text{liq}}) - 3.62(X_{NaO_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{KO_{0.5}}^{\text{liq}}) - 1.1(Mg\#^{\text{liq}}) - 0.18 \ln(X_{EnFs}^{\text{cpx}}) \\ & - 0.027P(\text{kbar}) \end{aligned}$$

Eq. 4. Ecuación 33 en Putirka, 2008.

$$\begin{aligned} P(\text{kbar}) = & -48.7 + 271 \frac{T(K)}{10^4} + 32 \frac{T(K)}{10^4} \ln \left[\frac{X_{NaAlSi_2O_6}^{\text{cpx}}}{X_{NaO_{0.5}}^{\text{liq}} X_{AlO_{1.5}}^{\text{liq}} (X_{SiO_2}^{\text{liq}})^2} \right] - 8.2 \ln(X_{FeO}^{\text{liq}}) \\ & + 4.6 \ln(X_{MgO}^{\text{liq}}) - 0.96 \ln(X_{KO_{0.5}}^{\text{liq}}) - 2.2 \ln(X_{DiHd}^{\text{cpx}}) - 31(Mg\#^{\text{liq}}) \\ & + 56(X_{NaO_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{KO_{0.5}}^{\text{liq}}) + 0.76(H_2O^{\text{liq}}) \end{aligned}$$

Eq. 5. Ecuación 30 en Putirka, 2008.

Tabla 14. Temperaturas y presiones estimadas de cristalización para clinopiroxeno de los domos Victoria y Tesorito. Aquellos cristales marcados con (F) corresponden a fenocristales, los demás son microfenocristales.

Muestra Microfenocristales	Código	T(°C) Eq. 33 en Putirka (2008)	P(GPa) Eq. 30 en Putirka (2008)	$K_D(\text{Fe-Mg})$
IIES-V-010	Px 1	1026	0.98	0.21
	Px 6	1033	0.96	0.33
	Px 10	1056	1.10	0.31
	Px 12	1042	1.04	0.30
	Px 13	1043	1.03	0.29
IIES-V-012	Px 1	1011	0.68	<u>0.49</u>
	Px 2	972	0.31	<u>0.46</u>
	Px 3	979	0.33	<u>0.38</u>
	Px 3	998	0.57	<u>0.38</u>
	Px 4	1016	0.74	<u>0.47</u>
	Px 5	1025	0.82	<u>0.51</u>
	Px 2	1016	0.67	<u>0.52</u>
	Px 3	1019	0.77	<u>0.51</u>
	Px 4	1012	0.75	<u>0.38</u>
	Px 6	982	0.43	<u>0.43</u>
	Px 8	1011	0.69	<u>0.48</u>
	Px 9	986	0.41	<u>0.46</u>
	IIES-V-014	(F) Px 1	1030	1.01
Px 2		1009	0.57	0.36
Px 8		1012	0.80	0.34
Px 10		1038	1.07	0.31
Px 11		1013	0.74	0.33
Px 15		1029	0.94	0.32

Un análisis cualitativo adicional para el clinopiroxeno fue llevado a cabo con base en las relaciones de Al^{IV} y Al^{VI} , teniendo en cuenta los estudios de Thompson (1947), quien sugiere que en las estructuras silicatadas, el Al tiende a entrar en las posiciones tetraédricas (Al^{IV}) del clinopiroxeno a altas temperaturas, y en posiciones octaédricas (Al^{VI}) a altas presiones. Con base en esto, Aoki & Kushiro (1968), desarrollaron un diagrama con el fin de ilustrar las condiciones fisicoquímicas del clinopiroxeno durante su cristalización. De esta manera, es posible observar cómo, siendo comparados entre sí, el clinopiroxeno del domo Victoria cristalizó principalmente a altas presiones, el domo Gallinazo en condiciones de presión intermedias, y el domo Tesorito en condiciones de alta (fenocristales) e intermedia (microfenocristales) presión (Fig. 35). En general, esta ilustración se correlaciona con los valores obtenidos aplicando las ecuaciones geotermobarométricas.

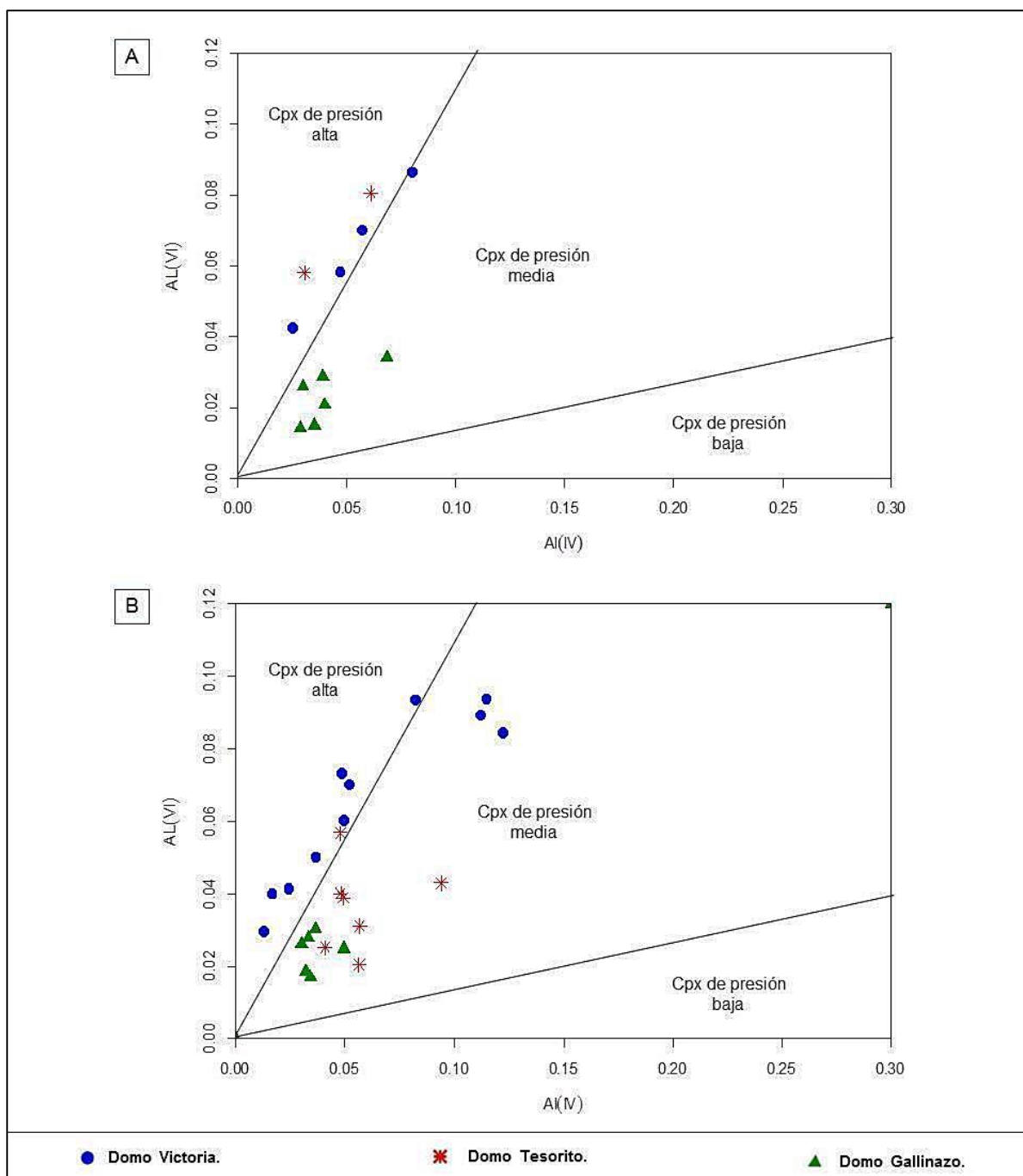


Figura 35. Diagrama basado en la relación de los cationes Al^{VI}/Al^{IV} para determinar la presión de formación en los cristales de clinopiroxeno para los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito (diagrama de Aoki & Shiba, 1973; Bakhsh, 2015). **A)** Fenocristales. **B)** Microfenocristales.

7.3.4 Plagioclasa

La plagioclasa es una fase mineral que se encuentra en todos los domos analizados en este estudio. Putirka (2008) establece para este mineral dos coeficientes de equilibrio basados en el intercambio Ab-An, definidos para $T < 1050$ °C con un valor de $K_D = 0.10 \pm 0.05$ y para $T \geq 1050$ °C con un valor de $K_D = 0.27 \pm 0.11$. En general,

23 cristales de plagioclasa en total para los tres domos en aparente estabilidad se encontraron en equilibrio con $T < 1050 \text{ }^\circ\text{C}$ (Fig. 33).

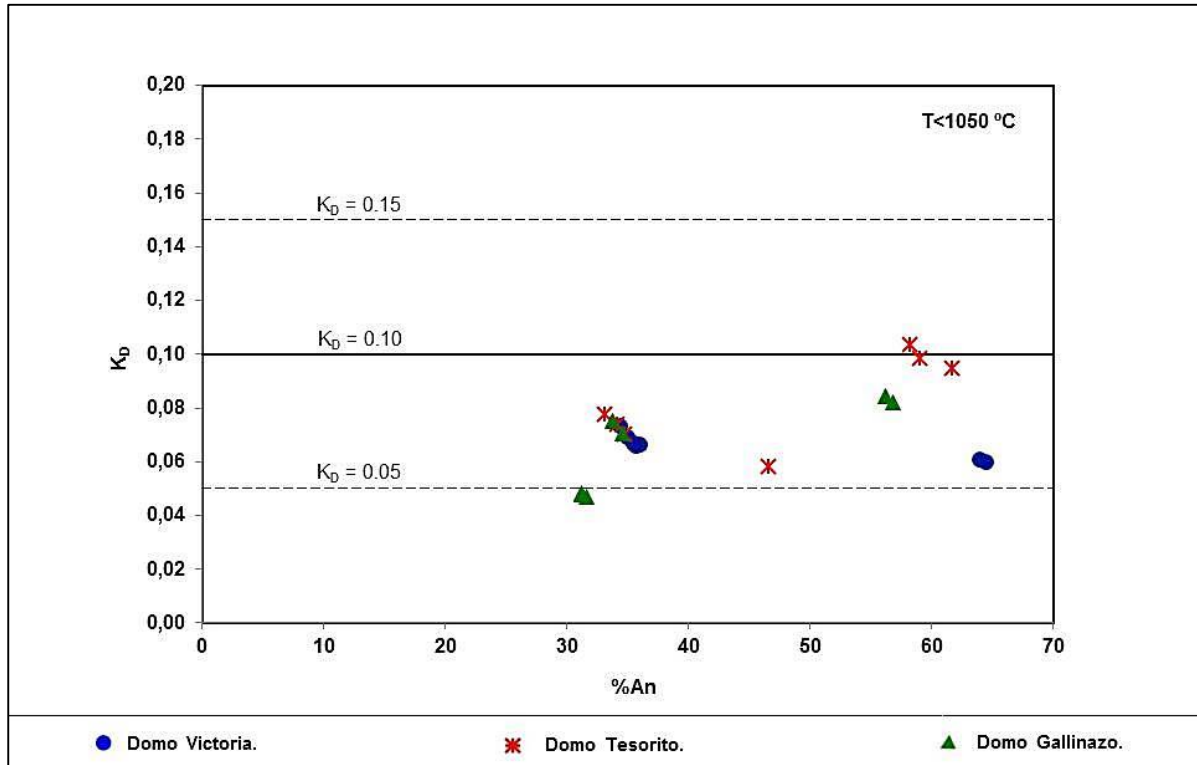


Figura 36. Diagrama de identificación para cristales de plagioclasa en equilibrio. $K_D(\text{Ab-An})^{pl-liq} = 0.10 \pm 0.05$.

Para el domo Victoria se presentan temperaturas de cristalización entre 905 y 1045 $^\circ\text{C}$, y presiones entre 0.32 y 0.55 GPa; la plagioclasa del domo Gallinazo se formó entre 900 y 1044 $^\circ\text{C}$, y entre 0.33 y 0.66 GPa de presión; por último, el domo Tesorito reporta intervalos de temperatura y presión de 894 a 1050 $^\circ\text{C}$ y de 0.34 a 0.66 GPa, respectivamente (Tabla. 15).

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.4706 + 0.3128 \ln \left[\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{0.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right] - 8.103(X_{SiO_2}^{liq}) + 4.872(X_{KO_{0.5}}^{liq})$$

$$+ 1.5346(X_{Ab}^{pl})^2 - 8.661(X_{SiO_2}^{liq})^2 - 3.3341 \times 10^2(P(kbar))$$

$$+ 0.18047(H_2O^{liq})$$

Eq. 6. Ecuación 24a en Putirka, 2008.

$$P(\text{kbar}) = -42.2 + 4.94 \times 10^{-2}T(K) + 1.16 \times 10^{-2}T(K) \ln \left[\frac{X_{Ab}^{pl} X_{AlO_{0.5}}^{liq} X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{pl} X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}} \right]$$

$$- 382.3(X_{SiO_2}^{liq})^2 + 514.2(X_{SiO_2}^{liq})^3 - 19.6 \ln(X_{Ab}^{pl}) - 139.8(X_{CaO}^{liq})$$

$$+ 287.2(X_{NaO_{0.5}}^{liq}) + 163.9(X_{KO_{0.5}}^{liq})$$

Eq. 7. Ecuación 25a en Putirka, 2008.

Tabla 15. Temperaturas y presiones estimadas de cristalización para plagioclasa de los domos Victoria y Tesorito. Aquellos cristales marcados con (F) y (M) corresponden a fenocristales y microfenocristales, respectivamente.

Muestra	Código	T(°C) Eq. 24a en Putirka (2008)	P(GPa) Eq. 25a en Putirka (2008)	K _D (Ab-An)
IIES-V-010	(F) PI 1B	905	0.35	0.07
	(F) PI 1E	906	0.32	0.07
	(F) PI 1G	905	0.33	0.07
	(F) PI 1I	908	0.34	0.07
	(M) PI 3	1045	0.55	0.06
	(M) PI 6	907	0.34	0.07
	(M) PI 8	1045	0.54	0.06
	(M) PI 9A	908	0.34	0.07
	(M) PI 9A	908	0.34	0.07
IIES-V-012	(F) PI 1A	1044	0.65	0.08
	(F) PI 1C	900	0.35	0.08
	(M) PI 1	910	0.34	0.05
	(M) PI 3A	910	0.34	0.05
	(M) PI 3D	900	0.36	0.07
	(M) PI 4	911	0.33	0.05
	(M) PI 5	1042	0.66	0.08
IIES-V-014	(F) PI 1B	894	0.36	0.08
	(F) PI 1C	896	0.34	0.07
	(F) PI 1D	896	0.34	0.07
	(M) PI 5	1050	0.59	0.09
	(M) PI 6	996	0.53	0.06
	(M) PI 8	1047	0.66	0.10
	(M) PI 9	1045	0.66	0.10

7.3.5 Anfíbol

El anfíbol es una fase mineral que se encuentra en todos los domos analizados en este estudio. A partir del geotermobarómetro de Ridolfi et al. (2010), parámetros como T , NNO , $H_2O_{líquido}$ y P pueden ser calculados. Sin embargo, es importante resaltar que, para obtener valores reales, se sugiere que los cristales analizados no tengan ningún signo de inestabilidad. Infortunadamente, algunos de los cristales analizados

muestran bordes de coloración oscura, por lo que los resultados deben ser tomados con precaución.

Según Ridolfi *et al.* (2010), el gráfico de P - T (Fig. 37) está conformado de la siguiente manera: la línea negra punteada marca la curva de estabilidad máxima termal, mientras que la línea discontinua marca el límite superior de anfíboles consistentes, es decir, aquellos cristales de anfíbol producidos experimentalmente que fueron sintetizados en equilibrio con fundidos que se superponen al patrón Al_2O_3 vs. SiO_2 principal (Laeger *et al.*, 2013); las curvas negras representan isopleetas que muestran el contenido en peso (wt. %) de SiO_2 anhidro en el fundido, y en el espacio entre estas, se plantean diferentes asociaciones minerales paragenéticas, obtenidas a partir de ensayos experimentales, que se encuentran cristalizando con el anfíbol.

De esta manera, discriminando grupos de cristales que se hayan formado en un mismo espacio de presión y temperatura, es posible observar que el domo Tesorito presenta una familia de cristales de magnesiohastingita que se formaron entre 921 y 974 °C, y 0.19 y 0.38 GPa; también se observa un cristal de edenita formado a una temperatura de 886 °C y una presión de 0.15 GPa (Fig. 34A). Para el domo Victoria, un cristal analizado muestra una composición de pargasita, y una temperatura y presión de cristalización de 987 °C y 0.48 GPa, respectivamente (Fig. 37A). Por último, el domo Gallinazo presenta una familia de cristales de anfíbol (magnesiohastingita y tchermakita), formada en temperaturas entre 899 y 964 °C, y presiones de 0.21 a 0.32 GPa, y un cristal de edenita formado a 871 °C y 0.18 GPa (Fig. 37B; Tabla 16).

Tabla 16. Temperaturas y presiones estimadas de cristalización para anfíboles de los domos Victoria. Gallinazo y Tesorito. (Cen) y (Bor) corresponden a abreviaciones para referirse al sitio analizado en el mineral, respectivamente, centro o borde.

Muestra	Código	T(°C)	P(GPa)
Microfenocristales			
IIES-V-010	Ohbl 1	987	0.48
	Ohbl 1	952	0.26
	Ohbl 2	962	0.32
	Ohbl 3 (Cen)	962	0.23
	Ohbl 3 (Bor)	899	0.30
IIES-V-012	Ohbl 4	871	0.18
	Ohbl 5	947	0.23
	Ohbl 6 (Cen)	939	0.21
	Ohbl 6 (Bor)	936	0.26
	Ohbl 7	964	0.24
	Ohbl 1	974	0.38
	Ohbl 2	921	0.19
IIES-V-014	Ohbl 3	923	0.24
	Ohbl 4	886	0.15
	Ohbl 5	938	0.28

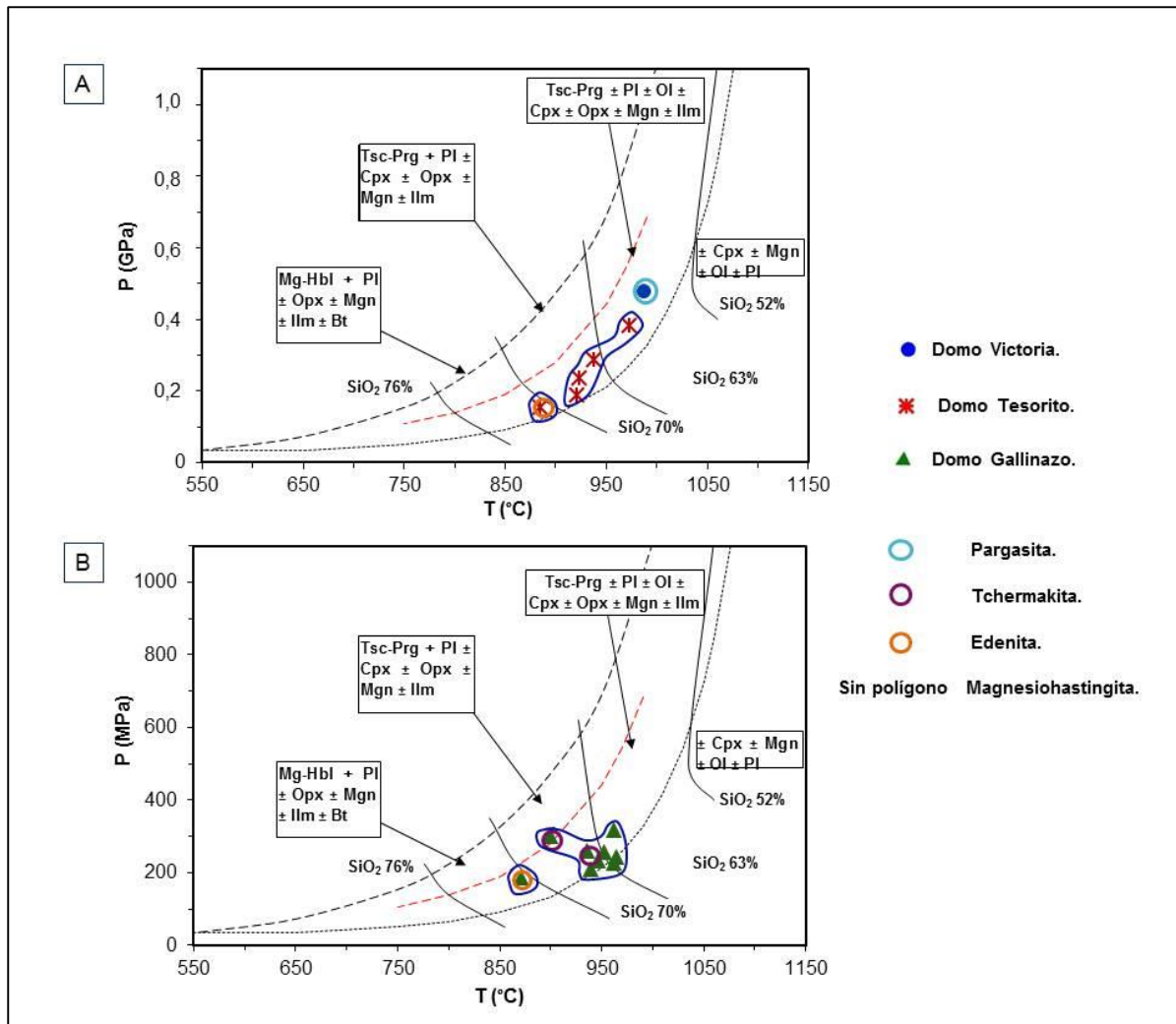


Figura 37. Diagrama de presión (P) vs temperatura (T) para anfíboles cálcicos (Ridolfi *et al.*, 2010). **A)** Domos Victoria y Tesorito. **B)** Domo Gallinazo. Los grupos que se encuentran encerrados por una línea azul, corresponden a los anfíboles que se encuentran en un mismo rango de presión (P) y temperatura (T).

Adicional a la temperatura y presión de formación, es posible obtener el valor de fO_2 usando el mismo geotermobarómetro (O'Neill & Pownceby, 1993; Ridolfi *et al.*, 2010) y por ende determinar las condiciones oxidantes o reductoras en un sistema magmático (cf. Frost, 1991; O'Neill & Pownceby, 1993).

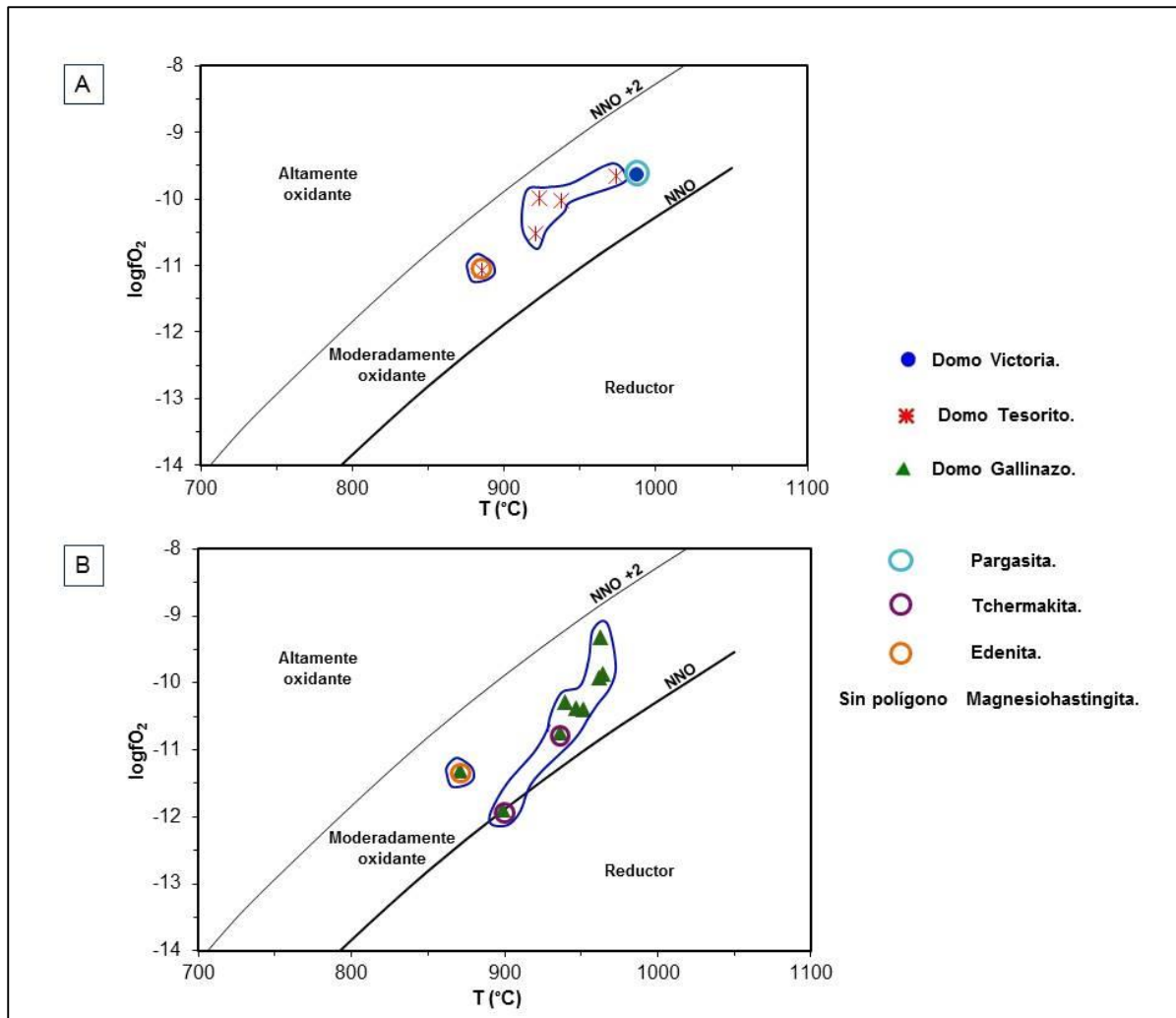


Figura 38. Diagrama de fugacidad de oxígeno ($\log f_{O_2}$) vs temperatura (T) para anfíboles cálcicos (Ridolfi et al., 2010). **A)** Domos Victoria y Tesorito. **B)** Domo Gallinazo. Los grupos que se encuentran encerrados por una línea azul, corresponden a los anfíboles que se encuentran en un mismo rango de fugacidad de oxígeno ($\log f_{O_2}$) y temperatura (T).

Así, el domo Tesorito presenta valores de fugacidad de oxígeno entre -10.5 y -9.7 para el grupo de magnesiohastingita-tchernakita y -11.1 para el cristal de edenita. En el domo Victoria se reporta una fugacidad de oxígeno de -9.6 para el cristal de pargasita (Fig. 38A), mientras que en el domo Gallinazo se reporta un $\log f_{O_2}$ entre -11.9 y -9.3 para el grupo de cristales magnesiohastingita-tchernakita, y de -11.3 para la (Fig. 38B). En general, todos estos valores sugieren un magma moderadamente oxidante durante la cristalización del anfíbol. Así, los bordes de reacción en general, se pueden asociar a cambios bruscos en la fugacidad de oxígeno que afectan la estabilidad del anfíbol en condiciones principalmente inferiores a 0.5 GPa (Martel et al., 1999).

El contenido de H₂O en el líquido que genera el geotermobarómetro de Ridolfi es una herramienta adicional que permite realizar una evaluación aproximada del equilibrio del anfíbol con otras fases (Ridolfi, 2010). La Figura 39 muestra la relación entre el porcentaje de agua en el fundido (wt. % H₂O_{fundido}) y la temperatura, además del campo de estabilidad delimitado por la línea punteada y la línea discontinua, es decir, el máximo de estabilidad termal y el límite inferior de anfíboles consistentes, respectivamente. A pesar de que las agrupaciones de cristales anteriormente mencionadas no son tan claras en este gráfico, se puede decir que para el domo Gallinazo, el wt. % H₂O_{fundido} está entre 3.6 y 8.1 %, para el domo Tesorito entre 3.2 y 5.8 %, y para el domo Victoria es de 6.3 % de agua en el líquido. Comparando lo anterior con los resultados que exhibe la Figura 37, no se observan patrones entre la relación P – T y el wt. % H₂O_{fundido}, posiblemente debido a que la formación de anfíboles dentro del sistema es independiente al contenido de H₂O en el fundido (Eggler, 1972; Eggler & Burnham, 1973).

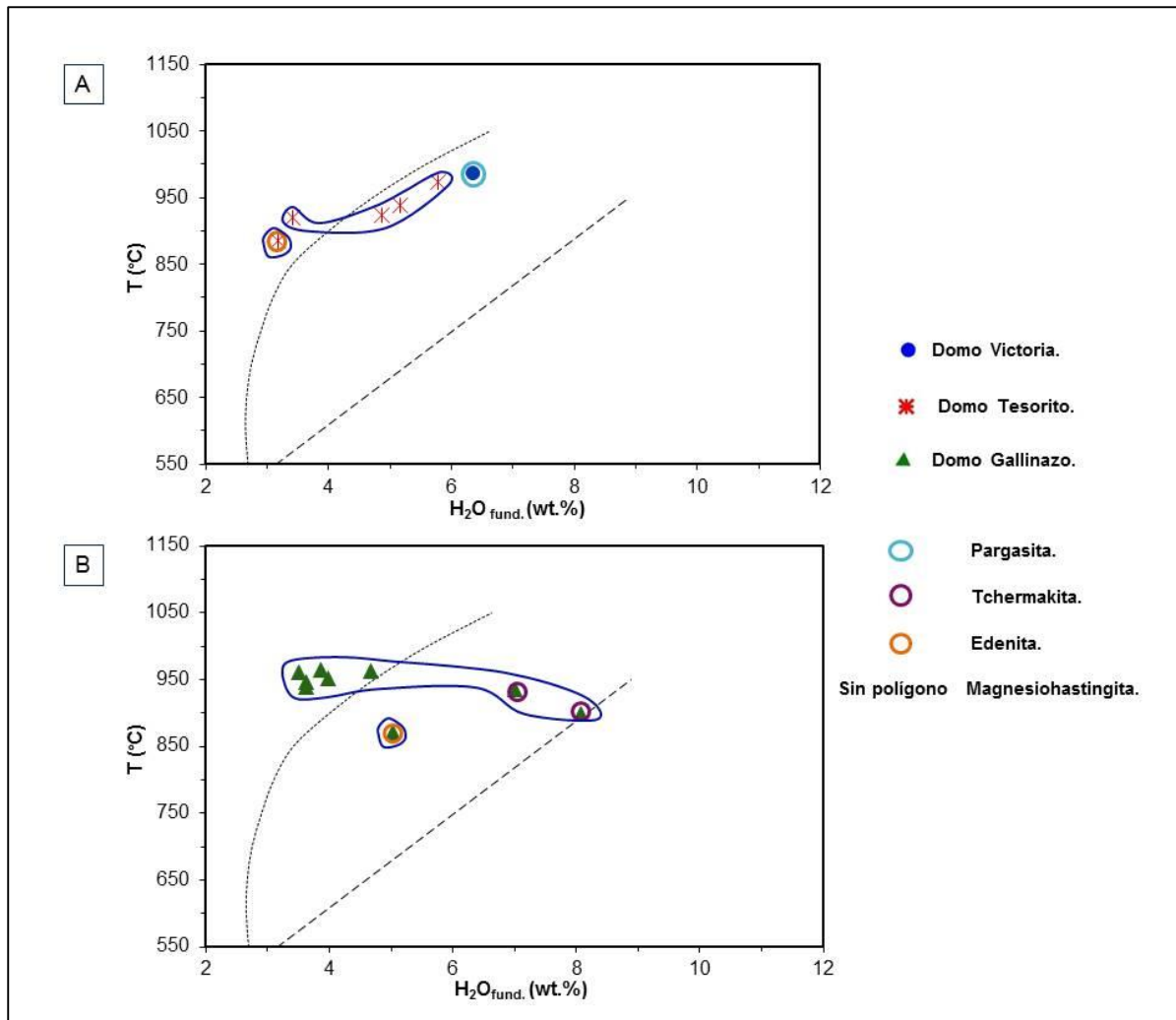


Figura 39. Diagrama temperatura (T) vs agua en el fundido (H₂O fundido) para anfíboles cálcicos (Ridolfi *et al.*, 2010). **A)** Domos Victoria y Tesorito. **B)** Domo Gallinazo.

7.4 MODELO PETROGENÉTICO

Según Murcia *et al.* (2019) los magmas que dieron lugar a los domos en estudio se relacionan con el fundido producido por los procesos de subducción de la placa Nazca bajo la placa Suramericana, los cuales se producen a más de 100 km de profundidad y se estancan durante su ascenso a superficie. Siguiendo a Londoño (2016), Murcia *et al.* (2019) ilustra un reservorio común de composición heterogénea en la corteza inferior entre 20 y 35 km de profundidad. Este trabajo toma esta zona del reservorio como base para relacionar el origen de los magmas representados por los domos en estudio (Fig. 40).

7.4.1 Domo Victoria

La cristalización del olivino del domo Victoria se dio en una primer zona de estancamiento ubicada entre 56 y 49 km de profundidad, cerca a la discontinuidad de Moho propuesta por Idárraga-García *et al.* (2016); posteriormente, a medida que el fundido ascendió, se generaron diversas zonas de estancamiento que permitieron la cristalización tanto de orto como clinopiroxeno entre 42 y 37 km. Subsiguientemente, el magma ascendió aproximadamente 15 km hasta llegar a la zona de cristalización de plagioclasa y de anfíbol tipo pargasita.

7.4.2 Domo Gallinazo

Las zonas de estancamiento del domo Gallinazo comienzan desde los 35 km de profundidad con la formación de ortopiroxeno, justo en la base del reservorio de la Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín (PVTSC). A los 32 km de profundidad, el ortopiroxeno deja de cristalizar, y le da paso al clinopiroxeno, el cuál a los 26 km, es acompañado por la formación de plagioclasa. Estos dos minerales no cristalizan más a partir de los 12 km de profundidad, aproximadamente desde donde comienza a fraccionarse el anfíbol hasta llegar a una profundidad de 7 km. Durante este fraccionamiento, cristales de tchermakita se forman inicialmente, seguidos por magnesiohastingita, y de manera más superficial, edenita.

7.4.3 Domo Tesorito

La primer fase mineral que se formó a partir del fundido que originó este domo cristalizó en un intervalo de profundidad aproximada entre 42 y 35 km, justo bajo el reservorio común. El clinopiroxeno se formó en zonas de estancamiento entre 42 y 23 km. Por último, la plagioclasa cristalizó a una profundidad de 26 a 14 km, y el anfíbol, principalmente magnesiohastingita, entre 15 y 6 km.

Los resultados termobarométricos recopilados suponen condiciones distintas de evolución y cristalización para cada uno de los domos. Así, se puede deducir que la historia de cristalización de cada domo ocurrió en diversas zonas de estancamiento ubicadas a lo largo del recorrido de ascenso del magma y no solamente en el reservorio mencionado, y al final, después de la cristalización de los últimos grupos minerales, el magma de cada domo ascendió de manera rápida hasta superficie hacia la última fase de cristalización con la presencia de microlitos que hacen parte de cada masa fundamental. La presencia de olivino únicamente en el domo Victoria puede

asociarse a condiciones favorables para la formación de dicho mineral, que consistieron posiblemente en un menor fraccionamiento del fundido debido a un ascenso más rápido en comparación con los domos Tesorito y Gallinazo. El enriquecimiento que presenta el domo Victoria en TiO_2 , MgO , Ca_2O y FeO_t vs SiO_2 (ver ítem 6.3, Fig. 26) es el mayor de entre los tres volcanes monogenéticos, hecho que ayuda a explicar la presencia de olivino, así como también la alta cantidad de diópsido en dicho domo. Cabe resaltar también la relación entre la baja proporción de anfíbol en el domo Victoria y el empobrecimiento en Na_2O y K_2O .

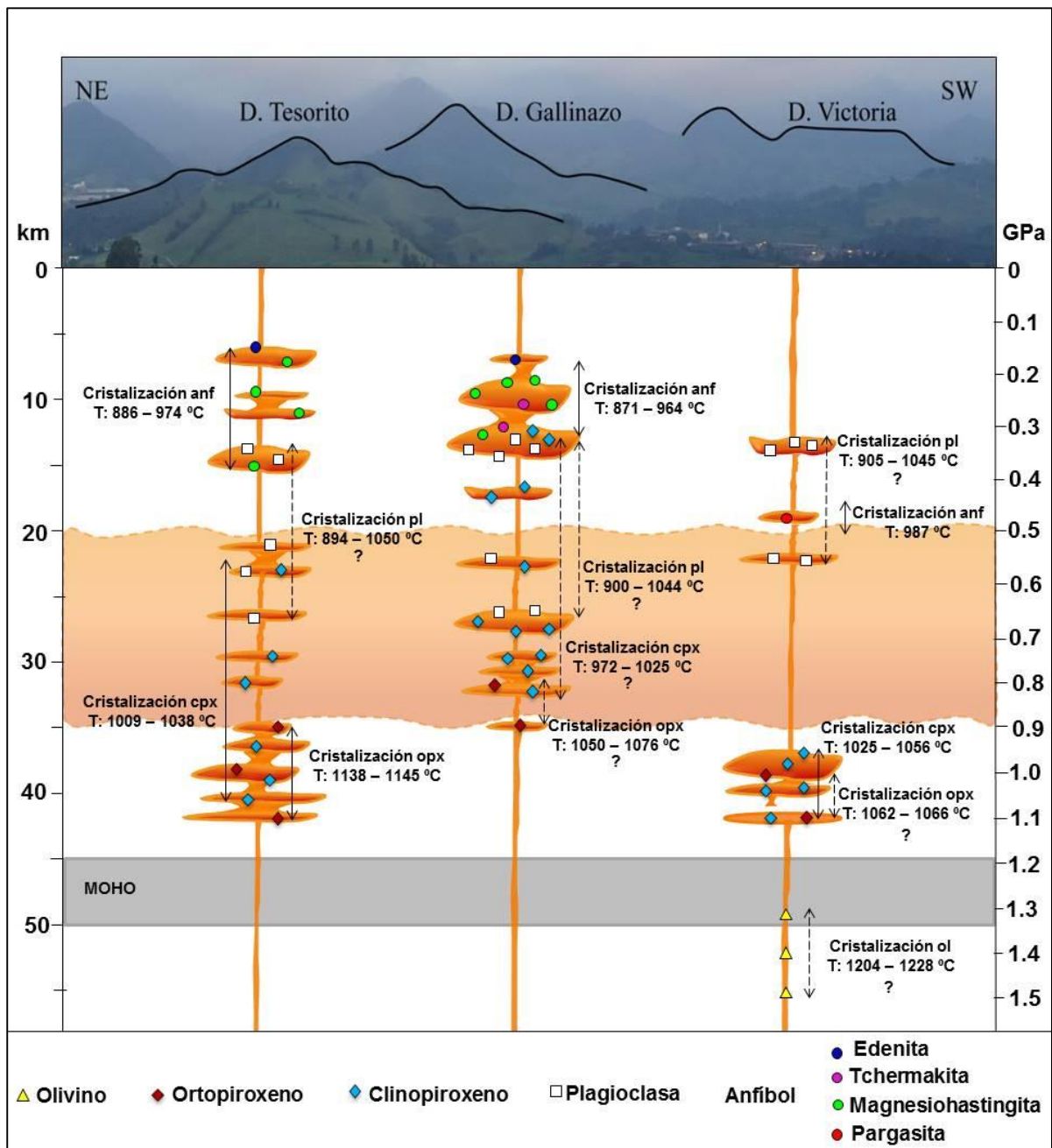


Figura 40. Modelo de evolución magmática para los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito (Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, CVMVT). Las líneas continuas indican rangos de presión y temperatura determinados a partir de cristales en equilibrio. Las líneas discontinuas indican rangos de presión y temperatura que se deben tomar con precaución dado que están determinados a partir de cristales en desequilibrio. Reservorio magmático de 20 – 35 km tomado y modificado de Londoño (2016). Localización Moho de Idárraga-García *et al.* (2016).

7.5 COMPARACIÓN CON LOS OTROS CAMPOS VOLCÁNICOS MONOGENÉTICOS DE LA PROVINCIA VOLCANO-TECTÓNICA SAN DIEGO – CERRO MACHÍN (PVTSC)

La PVTSC se encuentra conformada por tres campos volcánicos monogenéticos que de norte a sur son: 1) Samaná (CVMS), 2) Villamaría-Termaleles (CVMVT) y 3) Pijaos (CVMP) (Murcia *et al.*, 2019). El primer campo esta constituido por los volcanes El Escondido y San Diego (Sánchez-Torrez, 2017), el segundo alberga 14 estructuras volcánicas (Botero-Gómez *et al.*, 2018), tres de los cuales son abordados en el presente trabajo, y el tercer campo esta constituido por los volcanes Guacharacos y El Tabor (Velandia, 2018).

Al graficar los resultados geoquímicos aquí encontrados, junto con aquellos reportados por Sánchez-Torrez (2017) y Velandia (2018) (Fig. 41 y 42), se puede observar como el CVMP presenta las rocas menos evolucionadas de la PVTSC mientras que el CVMS constituye las rocas más evolucionadas, cuyos altos contenidos de SiO₂ son poco comunes en magmas monogenéticos dado que normalmente ascienden a la superficie sin mayor fraccionamiento (Murcia *et al.*, 2019). Con lo anterior, se puede notar una clara tendencia respecto a la evolucion de los productos volcanicos que va de sur a norte en la PVTSC. Esto se ve también reflejado en los resultados petrográficos, en donde se ha reportado presencia de cuarzo y biotita para las estructuras del CVMS (Sánchez-Torrez, 2017), y alto porcentaje de olivino para los volcanes del CVMP (Velandia, 2018).

Con base en las interpretaciones realizadas a partir de los cálculos geotermobarométricos hechos por Velandia (2018) para el CVMP, y aquellos aquí encontrados para el CVMVT, se puede deducir que cada campo tuvo condiciones de cristalización muy diferentes, puesto que los minerales que conforman los volcanes Guacharacos y El Tabor se formaron en un líquido que proviene directamente del manto astenosférico, mientras que el magma que alimentó los volcanes Victoria, Gallinazo y Tesorito están relacionados con el reservorio magmático propuesto por Londoño (2016). Sin embargo, cabe añadir que el analisis de datos geoquímicos para todos los volcanes aquí mencionados muestra procesos de asimilación cortical durante el ascenso del magma.

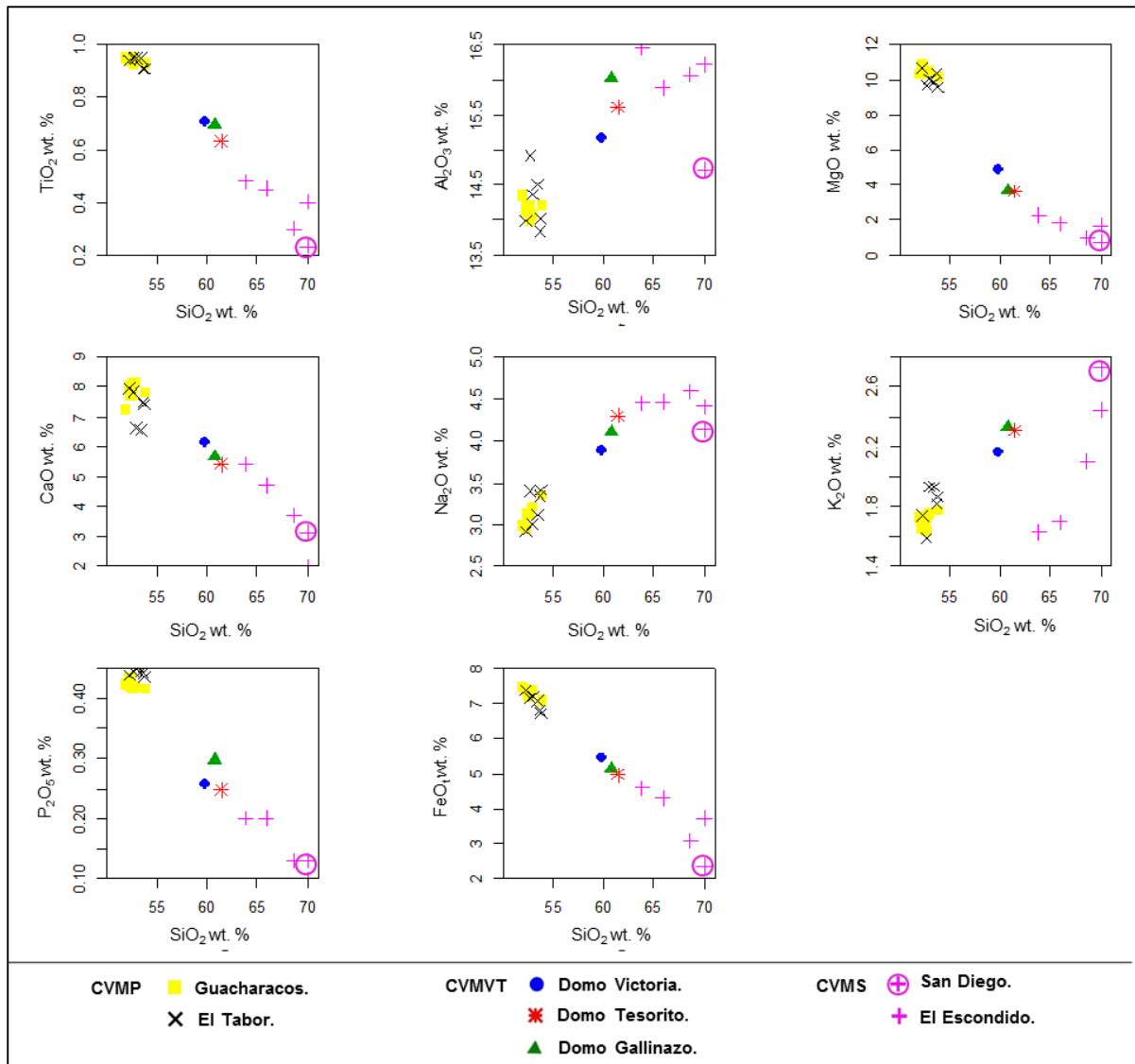


Figura 42. Diagramas de variación de elementos mayores vs contenido de sílice para el volcán Guacharacos y El Tabor (CVMP), domos Victoria, Gallinazo y Tesorito (CVMVT), y volcán San Diego y El Escondido (CVMS).

7.6 COMPARACIÓN EL CAMPO VOLCÁNICO MOGENÉTICO VILLAMARÍA-TERMALES (CVMVT), VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ Y VOLCÁN CERRO BRAVO

El CVMVT se encuentra ubicado dentro de la PVTSC junto con al menos 10 volcanes poligenéticos, dentro de los cuales se encuentran el volcán Nevado del Ruiz y el volcán Cerro Bravo (Murcia *et al.*, 2019). Estos dos últimos han sido comparados en trabajos anteriores con algunos de los volcanes que hacen parte del CVMVT (e.g. Toro *et al.*, 2008; Pinzón *et al.*, 2018; Osorio *et al.*, 2018), trabajos en los cuales se ha discutido una posible relación genética entre estos. Los gráficos presentados a

continuación (Fig. 43) permiten complementar la información reportada por Martínez *et al.* (2014) y Botero-Gómez *et al.* (2018), sobre la relación que existe entre los productos del CVMVT y el volcán Nevado del Ruiz, basados en sus composiciones químicas. Además, los resultados geoquímicos reportados por Tondl (1990) permiten determinar la relación que existe entre el volcán Cerro Bravo y el CVMVT.

Según el diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1989) (Fig. 43A), el CVMVT y el CVNR están distribuidos en términos generales, en los campos de basaltos andesíticos, andesitas y dacitas en límites con riolitas. Por otra parte, el volcán Cerro Bravo se encuentra más restringido a los campos de andesitas y dacitas. El diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 43B) muestra que el CVMVT y los dos volcanes poligenéticos cercanos se encuentran en la serie calco-alcalina, con una clara tendencia evolutiva hacia el extremo del álcalis, y según el diagrama K_2O vs SiO_2 de Pecерillo & Taylor (1976) (Fig. 43C), las estructuras del CVMVT y el volcán Nevado del Ruiz se encuentran distribuidas en la serie calco-alcalina y la serie calco-alcalina alta en potasio; el volcán Cerro Bravo solo presenta rocas de la serie calco-alcalina.

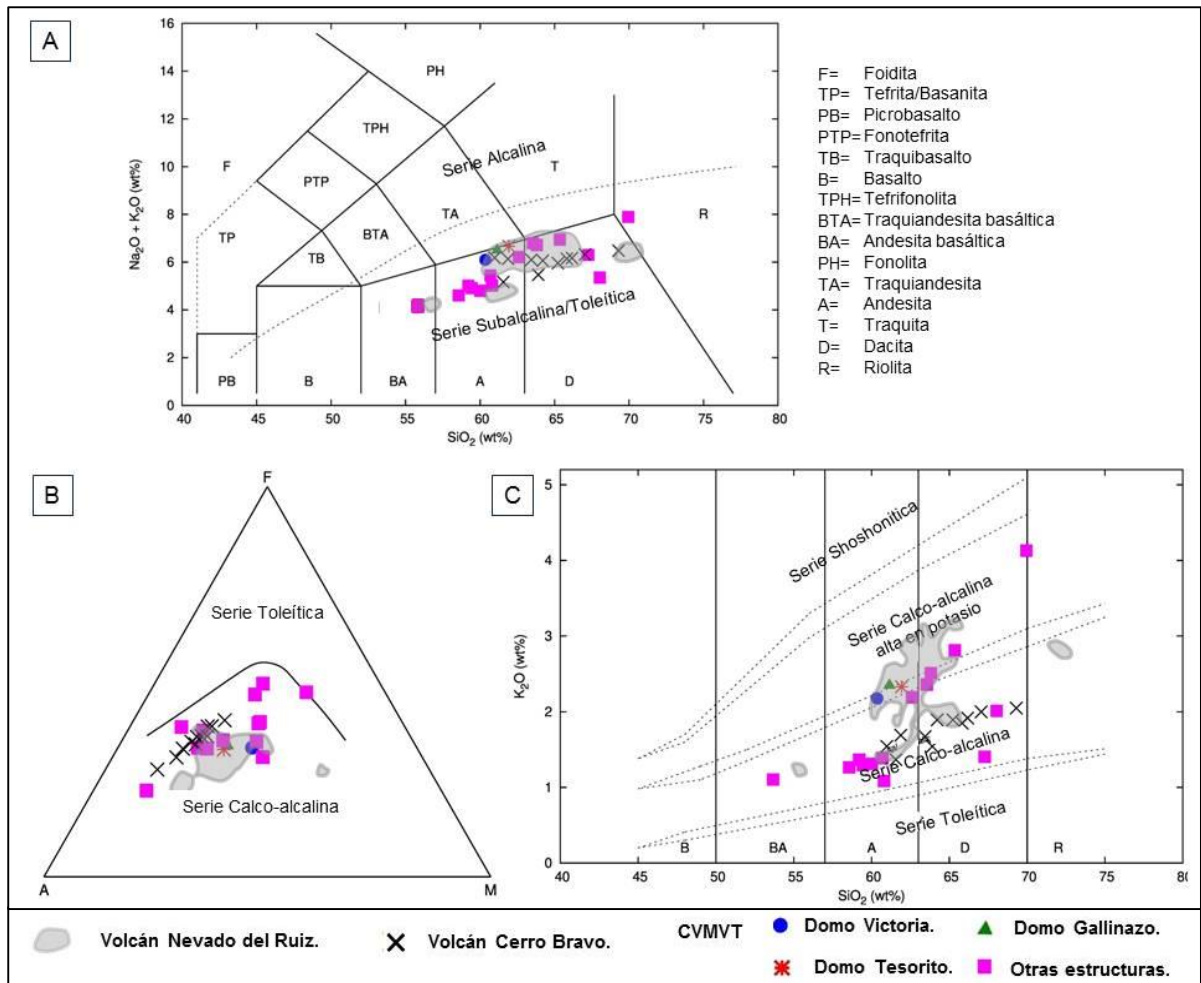


Figura 43. A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986). **B)** Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). **C)** Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976).

Graficando algunas relaciones binarias (Fig. 44) entre distintos óxidos mayores vs SiO_2 , se puede resaltar que todos los cuerpos volcánicos presentan una tendencia negativa para los óxidos de Ca, Ti, Al y Mg, mientras que, para el óxido de K, la tendencia es positiva. La tendencia positiva en el óxido de Na es clara para los volcanes del CVMVT y el Cerro Bravo, pero no tanto para el volcán Nevado del Ruiz.

De acuerdo a lo anterior y como era de esperarse, tanto los volcanes poligenéticos Cerro Bravo y Nevado del Ruiz, como las estructuras del CVMVT presentan similitudes a nivel geoquímico que probablemente los relaciona en términos genéticos.

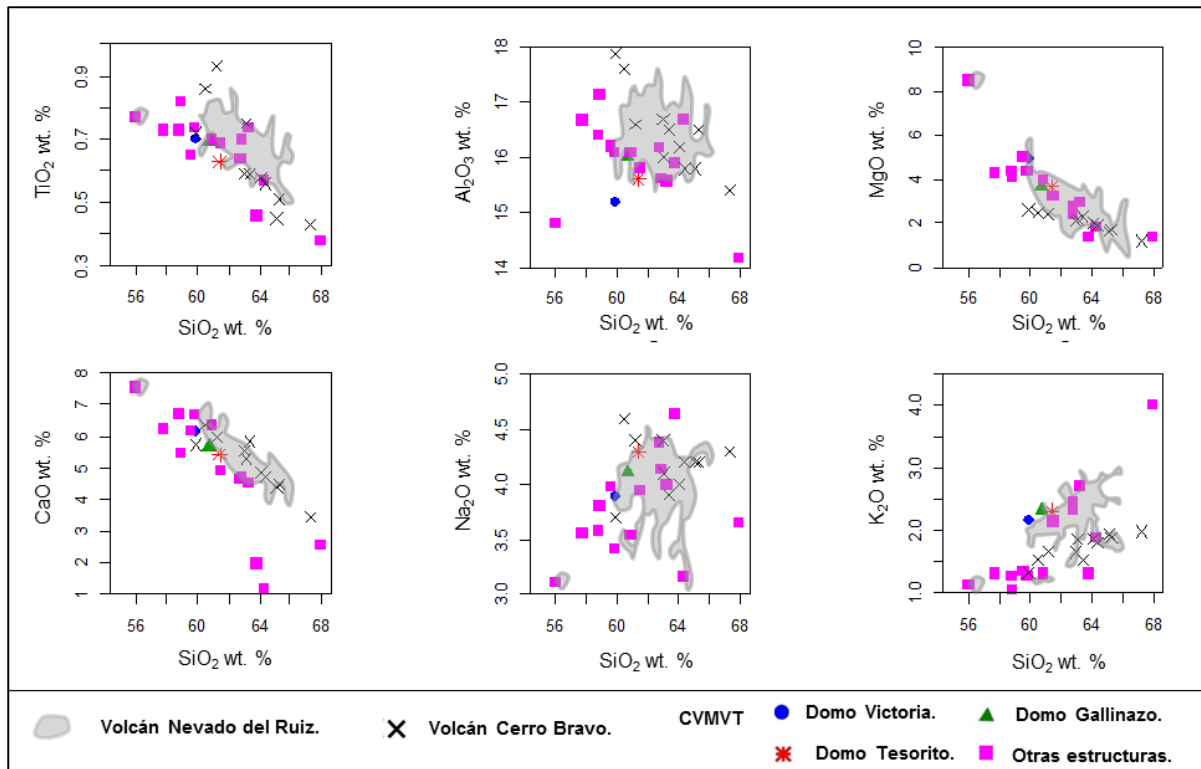


Figura 44. Diagramas de variación de elementos mayores vs contenido de sílice para los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito (CVMVT), volcán Nevado del Ruiz y volcán Cerro Bravo.

7.7 ADAKITAS

El Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termalés (CVMVT) ha sido reportado como un campo con una firma adakítica (Toro *et al.*, 2008; Osorio *et al.*, 2018). Al respecto, se puede comparar dicha afirmación con los resultados obtenidos en el presente estudio.

Defant & Drummond (1990) definieron por primera vez el término “adakitas”, aquellas rocas volcánicas o intrusivas asociadas a la subducción y fusión parcial de una litósfera oceánica joven (≤ 25 Ma), en arcos Cenozoicos, con una geoquímica característica de $\geq 56\%$ SiO₂, $\geq 15\%$ Al₂O₃ (raramente inferior), usualmente $< 3\%$ MgO (raramente sobre 6% de MgO), bajos contenidos de HREE e Y, alto contenido de Sr (raramente < 400 ppm), bajo contenido de elementos de alta intensidad de campo (HFSE's) y una relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr menor a 0.7040; las adakitas fueron por primera vez documentadas en la Isla Adak, que hace parte de las Islas Aleutianas, Alaska y se asocian a la subducción de una placa aún “caliente”.

El trabajo de Castillo (2006), partiendo de las apreciaciones hechas por Defant & Drummond (1990), propone según sus observaciones nuevos ambientes en los cuales se puede dar la generación de este tipo de roca en particular. De esta manera, el término adakita no está restringido a un solo tipo de roca, sino que hace referencia a una serie de rocas volcánicas o plutónicas que pueden variar entre rocas ricas en sílice y pobres en MgO, formadas a partir de la fusión parcial de una corteza oceánica prístina; andesitas con alto contenido de MgO, producidas por el equilibrio entre fundido de corteza oceánica y manto peridotítico; y por último, andesitas magnesianas producidas por la fusión de un manto peridotítico metasomatizado por un fundido de corteza oceánica (Castillo, 2006).

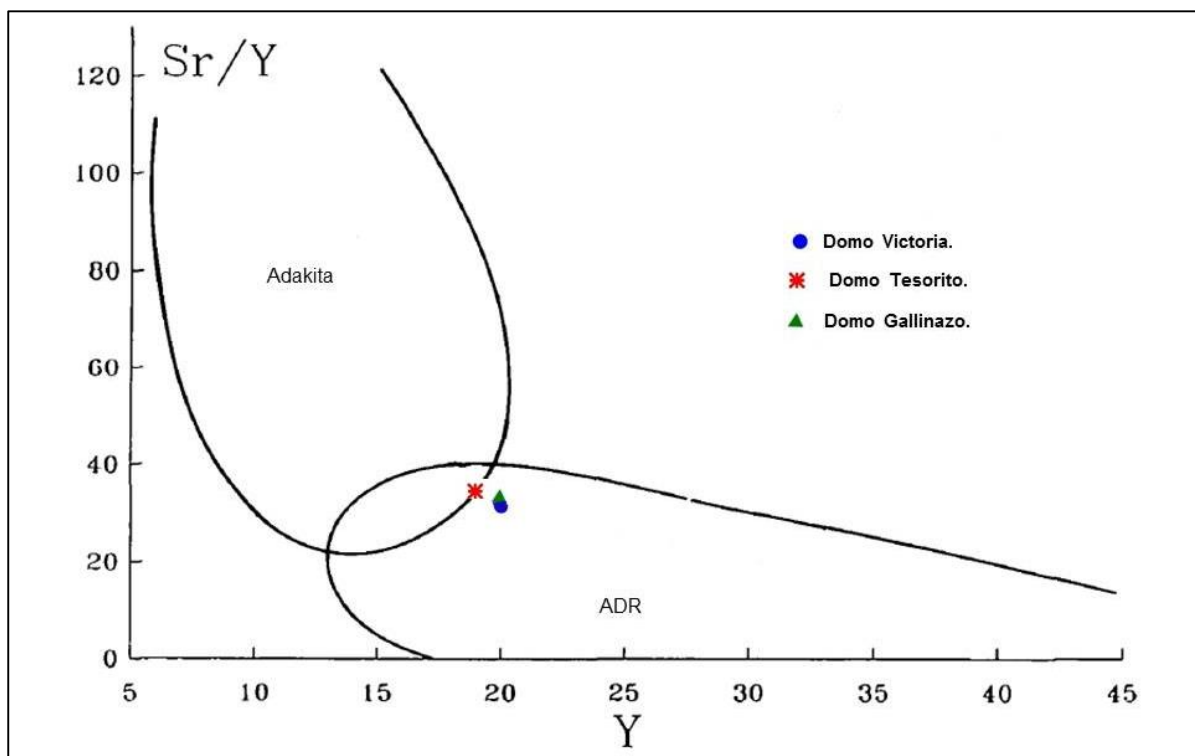


Figura 45. Diagrama Y vs Sr/Y comúnmente usado para la discriminación entre adakita y andesita, dacita y riolita de arco (ADR). Tomado y modificado de Defant *et al.* (1991).

Comparando estas características geoquímicas con los resultados obtenidos a partir de la química de roca total, y teniendo en cuenta el diagrama que muestra la relación entre Y y Sr/Y (Fig. 45), se puede deducir que los domos estudiados no califican como adakitas de acuerdo a las condiciones que Defant & Drummond (1990) proponen. Sin embargo, Castillo (2006) reporta la posibilidad de tener rocas de arco que al ser

graficadas en el gráfico Sr/Y vs. Y muestren tendencias continuas desde el campo ADR (andesitas, dacitas y riolitas de arco) hacia el campo adakítico; esto, según el autor se presenta a menudo en adakitas de regiones como el sur de Filipinas y el norte de los Andes. Es debido a esto que, a pesar de que se considera fiable otorgarle una cualidad adakítica a las rocas del sector aquí estudiadas, no se cree correcto asociar el proceso de formación de los domos a la fusión parcial de una corteza oceánica subducida de edad ≤ 25 Ma. Por lo pronto, Osorio *et al.* (2018) proponen otorgarle una firma adakítica a estas estructuras como producto de la asimilación de otros cuerpos adakíticos (e.g. Stock de Manizales) presentes en el basamento durante el ascenso del magma.

8. CONCLUSIONES

- Los estudios geoquímicos y petrográficos realizados permiten definir las estructuras estudiadas como volcanes de composición andesítica, con una firma calcoalcalina alta en K, asociados a procesos de subducción. Asimismo, dichos cuerpos no corresponden a adakitas *sensu stricto*, sino a rocas con una firma adakítica asociada posiblemente a procesos de asimilación de material cortical.
- Las fases minerales encontradas son piroxeno (diópsido, augita, enstatita), anfíbol (en su mayoría magnesiohastingita) y plagioclasa (labradorita a andesina), principalmente; la presencia de olivino (F_{O71-87}) encontrado únicamente en el domo Victoria está posiblemente asociada a los procesos de evolución magmática, en donde existieron condiciones favorables para la formación de dicho mineral, posiblemente por un menor fraccionamiento del fundido debido a un ascenso más rápido en comparación con los domos Tesorito y Gallinazo.
- A partir de los análisis llevados a cabo, se evidencia que el Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale (CVMVT) tiene una historia evolutiva independiente que no se relaciona directamente con las cámaras magmáticas de los volcanes Nevado del Ruiz o Cerro Bravo, los cuales se encuentran en inmediaciones del campo.
- El orden de cristalización de las fases minerales para el domo Victoria es: olivino (1204 – 1228 °C; 1.30 – 1.50 GPa), ortopiroxeno (1062 – 1066 °C; 1.00 – 1.10 GPa), clinopiroxeno (1025 – 1056 °C; 0.96 – 1.10 GPa), plagioclasa (905 – 1045 °C; 0.33 – 0.57 GPa) y anfíbol (987 °C; 0.48 GPa); en el domo Gallinazo: ortopiroxeno (1050 – 1076 °C; 0.80 – 0.90 GPa), clinopiroxeno (972 – 1025 °C; 0.31 – 0.82 GPa), plagioclasa (900 – 1044 °C; 0.33 – 0.66 GPa) y anfíbol (871 – 964 °C; 0.31 – 0.82 GPa); por último, en el domo Tesorito: ortopiroxeno (1138 – 1145 °C; 0.80 – 1.10 GPa), clinopiroxeno (1009 – 1038 °C; 0.57 – 1.07 GPa), plagioclasa (894 – 1050 °C; 0.33 – 0.66 GPa) y anfíbol (886 – 974 °C; 0.15 – 0.38 GPa).
- La cristalización de los domos Victoria, Gallinazo y Tesorito se dio de manera individual e independiente, en donde cada volcán fue alimentado por un conducto por el cual ascendió material magmático que cristalizó en diversas zonas de estancamiento. Se presume que, en dichas zonas, procesos de diferenciación tales como cristalización fraccionada y contaminación cortical estuvieron

involucrados en la evolución del material magmático, además de situaciones locales de descompresión adiabática y movimiento convectivo. Según esto, es posible sugerir que la evolución de las demás estructuras que hacen parte del CVMVT pudo haber sido similar a la de los volcanes aquí estudiados.

- Finalmente, se evidencia que el cálculo de presiones y temperaturas a partir de ecuaciones geotermobarométricas se ve afectado por los parámetros involucrados en la calibración de dichas fórmulas. Para su uso, se deben tener en cuenta factores como la naturaleza geoquímica de las rocas que fueron usadas como datos de entrada, en comparación con las rocas a estudiar, además del peso estadístico de los resultados obtenidos por los autores de las ecuaciones en un estudio de laboratorio. Esto, en últimas, se encuentra relacionado con el equilibrio líquido-mineral.

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrams, M. J. & Siebe, C. (1994). Cerro Xalapaxco: an unusual tuff cone with multiple explosion craters, in central Mexico (Puebla). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 63, 183-199.
- Ancochea, E., Naranjo, J.L., Fuster, J.M. & Borrero, C. (1991). Geoquímica de las lavas antiguas del Volcán del Ruiz (Colombia), Sector Noroccidental. *Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico*. Manizales, Colombia. Memorias Tomo I: 65-79.
- Aoki, K. & Kushiro, I. (1968). Some clinopyroxenes from Ultramafic Inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 18, 326-337.
- Aranda-Gómez, J., Levresse, G. Pacheco Martínez, J., Ramos-Leal, J., Carrasco-Núñez, G., Chacón-Baca, E., González-Naranjo, G., Chávez-Cabello, G., Vega-González, M., Origel, G., & Noyola-Medrano, C. (2013). Active sinking at the bottom of the Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65, 169-188.
- Ayala, L. (2009). Petrografía y modelo vulcanológico del volcán Nevado del Ruiz, etapa ancestral. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Trabajo de grado, 113 p.
- Bakhsh, R. A. (2015). Pliocene–Quaternary basalts from the Harrat Tufail, western Saudi Arabia: Recycling of ancient oceanic slabs and generation of alkaline intra-plate magma. *Journal of African Earth Sciences*, 112, 37-54.
- Bidart, NA. (2014). Petrología y geoquímica de lavas recientes, al sureste del campo geotermal del tatio. Universidad de Chile, Santiago de Chile, Chile. Trabajo de grado, 162 p.
- Borrero C., Toro, L.M., Alvarán M. & Castillo, H. (2009). Geochemistry and tectonic controls of the effusive activity related with the ancestral Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Geofísica Internacional*, 48, 149-169.
- Borrero, C., Murcia, H., Agustín-Flores, J., Arboleda, M.T. & Giraldo, A.M. (2017). Pyroclastic deposits of San Diego maar, central Colombia: an example of a silicic

- magma-related monogenetic eruption in a hard substrate. Geological Society, London, Special Publications, 446, 361-374.
- Botero-Gómez, L.A. & Osorio, P.M. (2017). Modelo geológico – estructural del campo volcánico monogenético Villamaría-Termale, flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Trabajo de grado, 132 p.
- Botero-Gómez, L.A., Osorio, P., Murcia, H., Borrero, C. & Grajales, J.A. (2018). Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, Cordillera Central, Andes colombianos (Parte I): Características morfológicas y relaciones temporales. Boletín de Geología, 40, 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 Letters, 205, 123-138.
- Buddington, A.F. & Lindsley, D.H. (1964). Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. Journal of Petrology, 5, 310-357.
- Cañón-Tapia, E. (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 310, 26-38.
- Cañón-Tapia, E. & Walker, G.P. (2004). Global aspects of volcanism: the perspectives of “plate tectonics” and “volcanic systems”. Earth-Science Reviews, 66, 163-182.
- Castillo, P.R. (2006). An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin, 51, 257-268
- Chough, S.K. & Sohn, Y.K. (1990). Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. Sedimentology, 37, 1115–1135.
- Cortés, J.A, "CFU-PINGU," <https://vhub.org/resources/cfupingu.2015>
- Cuellar, M., Sánchez, C., & Valencia, M. (2003). Caracterización petrográfica y deformativa de las rocas aflorantes en los alrededores de la Falla San Jerónimo, al este del municipio de Manizales. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Trabajo de grado, 179 p.
- Cuéllar, M.A., López, J.A., Aguirre, R., Valencia, M. & Sánchez, C.A. (2007). Evidencias petrográficas y de campo de una intrusión sintectónica en la Cordillera

- Central de Colombia: El caso de la milonita granítica del Guacaica. En *Memorias del XI Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, 2007*. 17 p.
- De Silva, S. & Lindsay, J.M. (2015). Primary volcanic landforms. En Sigurdsson (Ed), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*, Amsterdam: Elsevier, 273-297.
- Defant, M.J. & Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Eggler, D.H. (1972). Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34, 261-271.
- Eggler, D.H. & Burnham, C.W. (1973). Crystallization and Fractionation Trends in the System Andesite-H₂O-CO₂-O₂ at Pressures to 10 Kb. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 2517-2532.
- Erlund, E.J., Cashman K.V., Wallace P.J., Pioli L., Rosi M., Johnson E. & Granados H.D. (2009). Compositional evolution of magma from Paricutin Volcano, Mexico: The tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 167-187.
- Fink, J.H. & Anderson, S.W. (2000). Lava domes and Coulees. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, first ed. Academic Press, San Diego, p. 307-319.
- Foshag, W.F. & González R., J. (1956). Birth and development of Paricutin volcano, Mexico. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 965-D, 355--489.
- Frost, B.R. (1991). Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. In: Lindsley, D.H. (ed.). *Reviews in Mineralogy. Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, 25, 469-487.
- Gómez-Cruz, A.D.J., Sánchez, M.M. & Pardo-Trujillo, A. (1995). Edad y origen del "complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales" en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana*, 19, 83-93.
- González, L. & Jaramillo, C.M. (2002). Estudio neotectónico multidisciplinario aplicado a la Falla Villamaría-Termale. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Trabajo de grado, 298 p.

- González, P.D. (2008) Textura de los cuerpos ígneos. En Llambías, E.J., & D'Eramo, J. (Ed). Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina. Serie B: Didáctica y complementaria. Universidad Nacional de Salta, Facultad de ciencias naturales. 171-197.
- González-García, J. & Jessell, M. (2016). A 3D geological model for the Ruiz-Tolima Volcanic Massif (Colombia): Assessment of geological uncertainty using a stochastic approach based on Bézier curve design. *Tectonophysics*, 687, 139-157.
- Idárraga-García, J., Kendall, J.M. & Vargas, C.A. (2016). Shear wave anisotropy in northwestern South America and its link to the Caribbean and Nazca subduction geodynamics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 17, 3655–3673.
- Irvine, T. & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 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.
- Jaramillo, J.M. (1978). Determinación de la Edades de algunas Rocas de la Cordillera Central por el Método de Huellas Fisión. En *Memorias II Congreso Colombiano de Geología. Bogotá, 1978*. 19-20
- Keiding, J.K. & Sigmarsson, O. (2012). Geothermobarometry of the 2010 Eyjafjallajökull eruption: New constraints on Icelandic magma plumbing systems. *Journal of Geophysical Research*, 117.
- Kilburn, C.R.J. (2000). Lava flows and flow fields. En: Sigurdsson, H (Editor-in-Chief). *Encyclopedia of Volcanoes*, 291-305. Academic Press, San Diego.
- Kudo, A.M. & Weill, D.F. (1970). An igneous plagioclase thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 25, 52-65.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27, 745-750.

- 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 ~900 years BP 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.
- Lescinsky, D.T. (1990). *Geology, Volcanology, and Petrology of Cerro Bravo, a Young, Dactic, Stratovolcano in West-Central Colombia*. LSU Historical Dissertations and Theses.
- Loomis, T.P. (1982). Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, 219-229.
- Losantos, E., Cebriá, J.M., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M. & López-Ruiz, J. (2014). Condiciones de cristalización y diferenciación de las lavas del volcán El Metate (Campo Volcánico de Michoacán - Guanajuato, México). *Universidad Autónoma de México*, 19 p.
- Losantos, E., Cebriá, J.M., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., López-Ruiz, J. & Solís-Pichardo, G. (2017). Petrogenesis of the alkaline and calcalkaline monogenetic volcanism in the northern sector of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Central Mexico). *Lithos*, 288, 295-310.
- Luhr, J.F. (2001). Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 261-283.
- Manville, V., Németh, K., & Kano, K. (2009). Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, 220, 136-161.
- Martel, C., Pichavant, M., Holtz, F., Scaillet, B., Bourdier, J.L. & Traineau, H. (1999). Effects of fO₂ and H₂O on andesite phase relations between 2 and 4 kbar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104, 29-453.

- Marti, J., López, C., Bartolini, S., Becerril, L. & Geyer, A. (2016). Stress controls of monogenetic volcanism: a review. *Frontiers in Earth Science*, 4, 106.
- Martínez, L., Valencia R., Ceballos, J., Narváez, L., Pulgarín, B., Correa, A., Navarro, S., Murcia, H., Zuluaga, I., Rueda, G. & Pardo, N. (2014). Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz. Informe final, Bogotá – Manizales – Popayán. Servicio Geológico Colombiano, 94-381.
- Maya, M. & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Bol. Geol. INGEOMINAS*, 35, 3.
- McCourt, W.J., 1984. The Geology of the Central Cordillera in the Department of Valle del Cauca, Quindío and NW Tolima: British Geological Survey Report, 84, 8-49.
- McGee, L.E., Millet, M.A., Smith, I.E.,M., Németh, K., & Lindsay, J.M. (2012). The inception and progression of melting in a monogenetic eruption: Motukorea Volcano, the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Lithos*, 155, 360-374.
- Mejía, V., Sánchez-Duque, A., Opdyke, N., Huang, K., Rosales, A. & Agudelo, C. (2011). Volcano-Tectonic implications for the Ruiz-Tolima Volcanic Complex based on paleomagnetic data. Biennial Meeting of LATINMAG (Latin-American Association of Paleomagnetism and Geomagnetism), Tandil, Argentina.
- Miallier, D., Pilleyre, T., Boivin, P., Labazuy, P., Gailler, L.S. & Rico, J. (2017). Grand Sarcoui volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France), a case study for monogenetic trachytic lava domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 345, 125-141.
- Mollo, S., Del Gaudio, P., Ventura, G., Iezzi, G. & Scarlato, P. (2010). Dependence of clinopyroxene composition on cooling rate in basaltic magmas: Implications for thermobarometry. *Lithos*, 118, 302-312.
- Mollo, S., Putirka, K., Iezzi, G., Del Gaudio, P. & Scarlato, P. (2011). Plagioclase-melt (dis)equilibrium due to cooling dynamics: Implications for thermometry, barometry and hygrometry. *Elsevier Lithos*, 125, 221-235.
- Mordick, B.E. & Glazner, A.F. (2006). Clinopyroxene thermobarometry of basalts from the Coso and Big Pine volcanic fields, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 111-124.

- Montoya, A. & Torres, A.H. (2005). Cartografía, análisis metalográfico y petrográfico de los pórfidos ubicados al este del municipio de Manizales, sector de Gallinazo. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Trabajo de grado, 107 p.
- Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14, 198-221.
- Murcia, H., Németh, K., Moufti, M.R., Lindsay, J.M., El-Masry, N., Cronin, S.J. & Smith, I.E.,M. (2013). Late Holocene lava flow morphotypes of northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia: Implications for the description of continental lava fields. *Journal of Asian Earth Sciences*, 84, 131-145.
- Murcia, H. (2015). Monogenetic volcanism in the western Arabian Peninsula: Insights from Late Quaternary eruptions in northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia (Doctoral dissertation), 270 p.
- Murcia, H., Borrero, C. & Németh, K. (2019). Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes' volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 383, 77-87.
- Mosquera, D. (1978). Geología del Cuadrángulo K-8. 1978. Internal Inform, (1763).
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation — principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1–16.
- Naranjo, J.L. & Ríos, P.A. (1989). *Geología de Manizales y sus alrededores y su influencia en los riesgos geológicos*. Manizales: Universidad de Caldas, 10, 112 p.
- Nelson, S.T., & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclases in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.
- Németh, K. (2010). Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *Geological Society of America Special Papers*, 470, 43-66.
- Németh, K., White, J.D.L., Reay, A. & Martin, U. (2003). Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society*, 160, 523-530.

- O'Neill, H.S.C. & Pownceby, M.I. (1993). Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures. I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe-“FeO”, Co-CoO, Ni-NiO and Cu-Cu₂O oxygen buffers, and new data for the W-WO₂ buffer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 296-314.
- Osorio, P., Botero-Gómez, L.A., Murcia, H., Borrero, C. & Grajales, J.A. (2018). Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, Cordillera Central, Andes colombianos (Parte II): Características composicionales. *Boletín de Geología*, 40, 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-Osorio, C. & Echeverri, J.F. (2017). Petrogénesis y condiciones de cristalización del domo intracratérico del volcán Cerro Bravo, Colombia. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Trabajo de grado, 88 p.
- Pinzón, C., Echeverri, J.F., Murcia, H. & Schonwalder-Ángel, D. (2018). Petrogénesis y condiciones de cristalización del domo intracratérico del volcán Cerro Bravo, Colombia. *Boletín de Geología*, 40, 67-84.
- Putirka, K.D. (2005). Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria. Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90, 336-346.
- Putirka, K.D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61-120.
- Rahman, S., & MacKenzie, W.S. (1969). The crystallization of ternary feldspars: a study from natural rocks. *American Mineralogist, Journal of Science*, 267, 391-406.
- Restrepo, J.J. & Toussaint, J.F. (1988). Terranes and continental accretion in the colombian Andes. *Episodes*, 7, 189-193.
- Renjith, M.L. (2014). Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5, 113-126.

- 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.
- Sánchez-Torres, L. (2017). Caracterización de los productos volcánicos del volcán El Escondido y propuesta de un modelo evolutivo. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Trabajo de grado, 95 p.
- Self, S., Sparks, R.S.J., Booth, B. & Walker, G.P.L. (1974). The 1973 Heimaey strombolian scoria deposit, Iceland. *Geological Magazine*, 111, 539-548.
- Self, S., Kienle, J. and Huot, J.P. (1980). Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 craters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 39-65.
- Shcherbakov, V.D., Plechov, P.Y., Izbekov, P.E., & Shipman, J.S. (2011). Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 83-99.
- Smith, I.E.,M. & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. Geological Society, London, Special Publications, 446, 1-28.
- Sohn, Y.K. & Chough, S.K. (1992). The Ilchulbong tuff cone, Cheju Island, South Korea. *Sedimentology*, 39, 523-544.
- Sun, S.S. & McDonough, W.S. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.
- Tchamabe, B.C., Kereszturi, G., Németh, K., Carrasco-Núñez, G. (2016). How polygenetic are monogenetic volcanoes: case studies of some complex maar-diatreme volcanoes. En: Németh, K. (ed). *Updates in Volcanology-From Volcano Modelling to Volcano Geology inTech Open*. Rijeka, Croatia
- Thompson, J.B. (1947). Role of aluminum in rock forming silicates. *Bulletin of Geological Society of America*. 58, 12-32.

- Thouret, J.C., Cantagrel, J.M., Salinas, R. & Murcia, A. (1990). Quaternary eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41, 225-251.
- Toro, L.M., Alvarán-Echeverri, M. & Borrero-Peña, C.A. (2008). Rocas con afinidad adakítica al sur-este de Manizales: rasgos petrogenéticos y geoquímicos. *Boletín de Geología*, 30, 49-60.
- Toro, L.M., Borrero-Peña, C.A. & Ayala, L.F. (2010). Petrografía y geoquímica de las rocas ancestrales del volcán Nevado del Ruiz. *Boletín de Geología*. 32, 95-105.
- Valentine, G.A. & Gregg, T.K.P. (2008). Continental basaltic volcanoes – processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 856-873.
- Valentine, G. A., Shufelt, N.L. & Hintz, A.R.L. (2011). Models of maar volcanoes, Lunar Crater (Nevada, USA). *Bulletin of Volcanology*, 73, 753-765.
- Velandia, M.J. (2018). Petrogenesis and conditions for the formation of guacharacos and el tabor eruption products: Pijaos Monogenetic Volcanic Field (PMVF)-Ibagué, Colombia. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Trabajo de grado, 58 p.
- Vesga, C.J. & Barrero, D. (1978). Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. II Congreso Colombiano Geológico, Resúmenes, Bogotá, p. 19.
- Vespermann, D., Schminke, H.U. (2000). Scoria cones and tuff rings. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 683-694.
- Viccaro, M., Giacomoni, P.P., Ferlito, C. & Cristofolini, R. (2010). Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos*, 116, 77-91.
- Viccaro, M., Giuffrida, M., Nicotra, E., & Ozerov, A.Y. (2012). Magma storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: Inferences on the plumbing system geometry. *Lithos*, 140-141, 11-24.
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M. & Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic

- gneises and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 355-371.
- Vivas, E.J. (2018). Interpretación de procesos magmáticos aplicando la técnica "distribución de tamaños de cristales en rocas del Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, Cordillera Central, Colombia. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Sogamoso, Colombia. Trabajo de grado, 101 p.
- Walker, G.P.L. (2000). Basaltic Volcanoes and Volcanic Systems. In: Sigurdsson H, Houghton B, Rymer H, Stix J, McNutt S (eds) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic, San Diego, 283–290.
- White, J.D., Ross, P.-S. (2011). Maar-diatreme volcanoes: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 1-29.
- Whitney, D.L., & Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95, 185-187.
- Winter, J.D. (2001). *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, New Jersey, United States, Prentice Hall.
- Wohletz, K.H. & Sheridan, M.F. (1983). Hydrovolcanic explosions; II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*, 283, 385-413.
- Yazo, J.C. (1991). Estudio petrológico del Intrusivo Gnéisico al Este de Manizales y su relación con el Stock de Manizales. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Trabajo de grado, 140 p.