

**Evolución y condiciones de cristalización de flujos de lava de la Formación Combia en el
sur del departamento de Antioquia, Colombia**

Natalia Isabel Villalba Mantilla

Trabajo de grado para optar el título de Geóloga

Director

Hugo Murcia

Geólogo M.Sc. y Ph.D.

Codirector

Edith Katherine Jerez

Geóloga M.Sc.

Asesores

Dayana Schonwalder Ángel

Geóloga Ph.D.

Daniel Piedrahita

Geólogo

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2019

A mi papá, por ser mi mayor ejemplo y por apoyarme en cada decisión que tomo.

A mi mamá, por enseñarme a luchar por mis sueños.

A mis hermanas, por estar ahí para mí en cada momento.

Los amo y les agradezco infinitamente.

Agradecimientos

A Hugo, por confiar en mí desde el principio, por dirigirme en este proceso con tanta paciencia, y por enseñarme a querer la vulcanología. Mi absoluta admiración por su labor como docente, amigo y guía, siempre respetando a sus alumnos y enseñando con la mayor pasión y humildad.

A la profe Edith, por enseñarme el hermoso mundo de las rocas ígneas, por orientarme no sólo en lo profesional, sino también en lo personal, por subirme el ánimo todas esas veces que no creía en lo que estaba haciendo, y por sus contribuciones a este proyecto.

A Daniel por aceptarme también en este proyecto, por brindarme las muestras y su colaboración.

A Dayana, por su colaboración, asesoría y sus aportes a este proyecto.

A mi familia, que poco se los digo, pero les agradezco infinitamente todo lo que hacen por mí, por apoyarme en cada idea y aventura que se me ocurre, incluida ésta. A Cori y Sparki, por acompañarme en cada madrugada y cada traspasada, por alegrarme la vida cada día.

A Linda, por escucharme hablar por horas de volcanes y asesorar la estética de este proyecto.

A mis compañeros y amigos Andrés, Cristian y Vicky, por aconsejarme cada vez que estaba confundida, y por permitirme aprender y compartir junto a ustedes estos años.

A los amigos que conocí en la U de Caldas, Nata S. y Carlitos, por ayudarme tanto y aguantar mis largos audios explicativos y mis Gifs. A Dalma, Andrés H., Basti, Joel, Santi, George, y Fer, por brindarme su amistad y apoyo durante mi estadía en Manizales.

Tabla de contenido

Introducción	14
1. Objetivos.....	16
1.1. Objetivo general	16
1.2. Objetivos específicos.....	16
2. Localización.....	17
3. Antecedentes.....	19
4. Marco geológico	20
5. Metodología.....	24
5.1. Revisión bibliográfica	24
5.2. Análisis petrográfico	24
5.3. Análisis de química mineral	24
5.4. Análisis químicos de roca total	25
6. Resultados.....	26
6.1. Petrografía	26
6.1.1. Muestra IIES-V-018.....	26
6.1.2. Muestra IIES-V-019.	29
6.1.3. Muestra IIES-V-020.....	31
6.2. Química mineral	33
6.2.1. Plagioclasa	33
6.2.2. Piroxeno	47

6.2.3. Vidrio	51
6.3. Geoquímica de roca total.....	57
6.3.1. Óxidos mayores	57
6.3.2. Elementos traza.....	61
7. Discusión	67
7.1. Procesos magmáticos asociados a la evolución mineral	67
7.2. Procesos geoquímicos	72
7.3. Geotermobarometría.....	74
7.3.1. Componentes.....	76
7.3.2. Termobarómetro plagioclasa-líquido.....	76
7.3.3. Termobarómetro piroxeno-líquido.....	83
7.4. Modelo del sistema magmático.....	88
8. Conclusiones.....	93
Referencias bibliográficas.....	95

Lista de Figuras

Figura 1. Localización de la zona de estudio	18
Figura 2. Localización geográfica de la cuenca Amagá-Cauca-Patía	22
Figura 3. Mapa geológico de la subcuenca Amagá	23
Figura 4. Fotomicrografías de la muestra IIES-V-018	28
Figura 5. Fotomicrografías de la muestra IIES-V-019	30
Figura 6. Fotomicrografías de la muestra IIES-V-020	32
Figura 7. Diagrama ternario de clasificación de los feldespatos	34
Figura 8. Diagrama binario de Anortita vs SiO_2 de los cristales de plagioclasa	35
Figura 9. Composición de los cristales de plagioclasa zonados	36
Figura 10. Fotomicrografías de la variación de An% en cristales zonados	37
Figura 11. Diagrama ternario de clasificación de piroxeno	48
Figura 12. Fotomicrografías de la variación de Wo, Ens, Fs en piroxeno	49
Figura 13. Diagrama de variación de SiO_2 vs Álcalis para las muestras de vidrio	53
Figura 14. Diagramas de variación SiO_2 vs Óxidos mayores del vidrio IIES-V-018	54
Figura 15. Diagramas SiO_2 vs Óxidos mayores del vidrio de la muestra IIES-V-019	55
Figura 16. Diagramas SiO_2 vs Óxidos mayores del vidrio de la muestra IIES-V-020	56
Figura 17. Diagrama binario de la variación de Sílice vs Álcalis	58
Figura 18. Diagrama ternario de variación de Álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) - FeO- MgO	59
Figura 19. Diagrama binario de variación en el contenido SiO_2 vs K_2O	59
Figura 20. Diagramas Harker de variación SiO_2 vs Óxidos mayores	60

Figura 21. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo.....	63
Figura 22. Diagrama tierras raras normalizado a condrito	64
Figura 23. Diagrama de variación Ta/Yb vs Th/Yb	65
Figura 24. Diagrama de variación La/Yb vs Yh/Nb	66
Figura 25. Diagrama de variación Y vs Sr/Y	67
Figura 26. Tipos de plagioclasa presentes en las muestras estudiadas	71
Figura 27. Tipos de piroxeno presentes en las muestras estudiadas	72
Figura 28. Prueba de equilibrio para los cristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018 ..	78
Figura 29. Prueba de equilibrio para los cristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019 ..	79
Figura 30. Prueba de equilibrio para los cristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020 ..	80
Figura 31. Condiciones de formación de los cristales de plagioclasa.....	81
Figura 32. Diagrama binario del contenido de H ₂ O wt. % vs An% en plagioclasa.....	82
Figura 33. Test de equilibrio para los cristales de clinopiroxeno de la muestra IIES-V-020 ..	85
Figura 34. Diagrama Al (iv) vs Al (vi)	86
Figura 35. Diagrama Presión vs Temperatura de cristalización de clinopiroxeno	87
Figura 36. Modelo geológico del NW colombiano en el Mioceno.....	89
Figura 37. Modelo de evolución magmática del sistema volcánico Combia	91
Figura 38. Procesos magmáticos asociados a la evolución mineral en el sistema magmático	92

Lista de tablas

Tabla 1. Ubicación de las muestras analizadas.	17
Tabla 2. Composición mineralógica de las rocas estudiadas.	26
Tabla 3. Porcentaje en peso para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018.	38
Tabla 4. CPUF en fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018	38
Tabla 5. Porcentaje en peso de microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018	39
Tabla 6. CPUF en microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018.	40
Tabla 7. Porcentaje en peso para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019	41
Tabla 8. CPUF en fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019.	41
Tabla 9. Porcentaje en peso de microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019.	42
Tabla 10. CPUF en microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019.	43
Tabla 11. Porcentaje en peso para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020. ...	44
Tabla 12. CPUF en fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020.	44
Tabla 13. Porcentaje en peso para microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020.....	45
Tabla 14. CPUF en microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020	46
Tabla 15. Porcentaje en peso para fenocristales de piroxeno de la muestra IIES-V-020.	49
Tabla 16. CPUF en fenocristales de piroxeno de la muestra IIES-V-020	50
Tabla 17. Porcentaje en peso para microfenocristales de piroxeno de la muestra IIES-V-020.	50

EVOLUCIÓN DE LA FORMACIÓN COMBIA	11
Tabla 18. CPUF microfenocristales de piroxeno de la muestra IIES-V-020.....	51
Tabla 19. Contenido de óxidos mayores (wt%) de las muestras de vidrio.	57
Tabla 20. Contenido de óxidos mayores en porcentaje en peso (wt. %).	58
Tabla 21. Contenido de elementos traza en partes por millón (ppm)	61
Tabla 22. Valores de presión, temperatura, H ₂ O wt.% y profundidad de plagioclasa.....	82
Tabla 23. Valores de presión, temperatura y profundidad para fenocristales de piroxeno.....	87
Tabla 24. Valores de presión, temperatura y profundidad para microfenocristales de piroxeno	88

RESUMEN

TÍTULO: EVOLUCIÓN Y CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DE FLUJOS DE LAVA DE LA FORMACIÓN COMBIA EN EL SUR DEL DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA, COLOMBIA*

AUTOR: Natalia Isabel Villalba Mantilla**

PALABRAS CLAVES: Fm. Combia, vulcanismo Mioceno, Geotermobarometría

DESCRIPCIÓN:

Entre las cordilleras Central y Occidental de los Andes colombianos, al norte de la cuenca Amagá-Cauca-Patía, aflora la Formación Combia (11 – 5.2 Ma); una secuencia volcano-sedimentaria formada en el arco volcánico generado por la subducción entre la placa Nazca y el NW de la placa Suramericana. En este trabajo se estudiaron tres flujos de lava de la Formación Combia, con el fin de reconocer las características del sistema magmático en el que se originaron y aportar al conocimiento actual de la misma en el país. Para esto, se realizaron análisis petrográficos, químicos mineral y de roca total, y se aplicaron geotermobarómetros plagioclasa-líquido y clinopiroxeno-líquido. Texturalmente las rocas son porfiríticas con fenocristales y glomerocristales de plagioclasa (An_{50-90}), algunos de los cuales exhiben texturas de disolución, y piroxeno (augita y pigeonita), en masa fundamental de textura traquítica. Composicionalmente éstas varían de andesita-basáltica a andesita (52.8 – 57.8 wt% SiO_2), con afinidad toleítica a calcoalcalina, y enriquecimientos relativos de K_2O (1.5 – 2.2%), elementos litófilos de ión grande (LILE), normalizados a manto primitivo, y tierras raras ligeras, normalizados a condrito. Se reconoció que la plagioclasa cristalizó a una temperatura entre 1117 y 1205 °C, y presiones de 11.8 a 13.7 kbar, y el piroxeno a 895 – 980°C, y 3.4 – 8.1 kbar. Estos resultados sugieren la existencia de al menos dos reservorios magmáticos en la época: el primero ubicado a 45-50 km de profundidad, y el segundo entre 13 y 30 km de profundidad. El enriquecimiento de K_2O , LILE y LREE se interpretó como contaminación cortical durante el estancamiento y transporte del magma a través de la corteza. El rango composicional de los magmas y las fases minerales, en conjunto con las texturas de desequilibrio, indican un sistema magmático dinámico, donde ocurrieron procesos de cristalización fraccionada, inyección de magma, convección local, y disolución.

* Trabajo de grado

** Facultad de ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología. Director: Hugo Murcia, Geólogo M.Sc., Ph.D.

ABSTRACT

TITLE: EVOLUTION AND CRISTALIZATION CONDITIONS OF LAVA FLOWS FROM COMBIA FORMATION IN THE SOUTH OF ANTIOQUIA DEPARTMENT, COLOMBIA*

AUTHOR: Natalia Isabel Villalba Mantilla**

KEY WORDS: Combia Fm., Miocene vulcanism, Geothermobarometry

DESCRIPTION:

Between the Colombian Central and Western Cordilleras, north of the Amagá-Cauca-Patia Basin, it is exposed the Combia Formation (11 – 5.2 Ma). A volcano-sedimentary sequence formed in a volcanic arc generated by the oblique subduction of the Nazca plate under the NW of the South American plate. This work focus on three lava flows from Combia Fm., to understand the characteristics of their feeding magmatic system, and contribute to the current knowledge of it in the country. Petrography, mineral chemistry, whole-rock chemistry, characterization of the products, together with the application of plagioclase-liquid and clinopyroxene-liquid geothermobarometers of Putirka (2008), were used in this study. The rocks are porphyritic, with phenocrysts and glomerocryst of plagioclase (An₅₀₋₉₀), some of which show dissolution textures, and pyroxene (augite and pigeonite), in a trachytic groundmass. Compositionally they vary between basaltic andesite and andesite (52.8 – 57.8 wt% SiO₂), with tholeiitic to calc-alkaline affinity. The rocks present relative enrichments of Fe₂O₃ (9.3-11.4%), K₂O (1.5 – 2.2%), large ion lithophile elements (LILE), primary mantle-normalized, and light rare earth elements (LREE), chondrite-normalized. It was recognized that plagioclase crystallized at 117-1205 °C and 11.8-13.7 kbar, and the pyroxene at 895 – 980°C, y 3.4 – 8.1 kbar. These results suggest the presence of at least two magmatic reservoirs: the first located at 45-50 km depth, and the second between 13 and 30 km depth. The K₂O, LILE's and LREE's enrichments are interpreted as cortical contamination during the residence and transport of the magma through the crust. The compositional range of the magmas and mineral phases, as well as the disequilibrium textures, indicate a dynamic magmatic system, where fractional crystallization, magma injection, local convection, and dissolution processes occurred.

* Bachelor thesis

** Facultad de ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología. Director: Hugo Murcia, Geólogo MSc, Ph.D.

Introducción

La Formación Combia (Grosse, 1926) es una secuencia volcanoclástica que aflora a lo largo de la subcuenca Amagá, ubicada en la parte media-alta del valle del río Cauca entre las Cordilleras Central y Occidental de los Andes Colombianos (Sierra & Marín-Cerón, 2011). Esta secuencia, que ocupa aproximadamente 1300 km², representa los productos de un arco volcánico Mioceno (11 – 5.2 Ma) en el NW colombiano (Jaramillo, 1976 en Mahecha & Ortiz, 2006; MacDonald, 1980; Restrepo *et al.*, 1981; Ramírez *et al.*, 2006; Heinrichs, 2013; Jaramillo *et al.*, 2019).

La Formación Combia se divide en un Miembro volcánico y un Miembro volcano-sedimentario (González, 1980). El Miembro volcánico se caracteriza por contener flujos de lava de composición basáltica, andesítica-basáltica y andesítica (Grosse, 1926; Tejada *et al.*, 2007), con afinidad toleítica y calcoalcalina (Marriner & Millward, 1984; Tejada *et al.*, 2007; Borrero & Toro, 2016). El Miembro volcano-sedimentario se compone de depósitos volcanoclásticos y rocas sedimentarias con aporte volcánico (Grosse, 1926, Calle & González, 1980). En la subcuenca de Amagá, también afloran cuerpos subvolcánicos de composición andesítica y dacítica, que posterior a la definición formal de la Formación Combia, se han considerado como parte de ésta, y que corresponden a cuellos volcánicos de las últimas etapas del magmatismo del Mioceno en Colombia (Grosse, 1926; Álvarez, 1983; Ramírez *et al.*, 2006).

El origen de la Formación Combia ha sido asociado a la subducción oblicua de la placa Nazca bajo el NW de la placa Suramericana, en un régimen de esfuerzos transpresivos-transtensivos (López *et al.*, 2006), en el cual desarrollaron cuencas *pull-apart*, las cuales favorecieron el ascenso del magma (Jaramillo *et al.*, 2019).

Este trabajo presenta el análisis de tres de los flujos de lava que hacen parte del Miembro volcánico de la Formación Combia, y que afloran en los alrededores de los municipios de Jardín y Andes, departamento de Antioquia. El objetivo de este trabajo es determinar la evolución y las condiciones de cristalización de los magmas que dieron origen a estos flujos y aportar al conocimiento del vulcanismo Mioceno representado en la formación. Los procesos de evolución de la fuente magmática de estas rocas se estudian por medio de caracterización petrográfica, geoquímica mineral y de roca total. Adicionalmente, los geotermobarómetros basados en equilibrios químicos mineral-líquido, fueron utilizados para determinar la cantidad de H₂O de las fases minerales presentes y las condiciones de temperatura y presión a las que cristalizaron. Los resultados acá presentados permiten proponer un modelo de la configuración del sistema y las condiciones de posibles estancamientos magmáticos asociados a la actividad volcánica de la Formación Combia.

1. Objetivos

1.1. Objetivo general

Determinar la evolución y condiciones de cristalización de los magmas que dieron origen a algunos de los flujos de lava de la Formación Combia en los alrededores de los municipios de Jardín y Andes, en el departamento de Antioquia.

1.2. Objetivos específicos

- Identificar las características mineralógicas y texturales de los flujos de lava de la Formación Combia, mediante análisis petrográficos.
- Definir la composición química de las fases minerales presentes, mediante análisis de microsonda electrónica.
- Realizar la caracterización geoquímica de las rocas, a partir de óxidos mayores y algunos elementos traza.
- Estimar las condiciones de temperatura y presión a las que se formaron las diferentes fases cristalinas existentes en las rocas, con base en las relaciones de equilibrio plagioclasa-fundido y piroxeno-fundido.
- Proponer un modelo evolutivo de los posibles reservorios magmáticos que generaron las rocas, teniendo en cuenta el marco geotectónico de la zona.

2. Localización

La zona de trabajo se ubica en la parte media de la depresión del río Cauca, en los alrededores de los municipios de Jardín y Andes, departamento de Antioquia (Figura 1). El área de estudio está representada en la plancha geológica 186-Riosucio (INGEOMINAS, 1980) entre las coordenadas 5°19'14''N - 5°19'14''N y 75°33'42''W -75°59'51''W.

Tabla 1.

Ubicación de las muestras analizadas.

Muestra	Coordenadas	
IIES-V-018	75°47'09" W	5°35'30" N
IIES-V-019	75°47'15" W	5°35'53" N
IIES-V-020	75°48'46" W	5°43'39" N

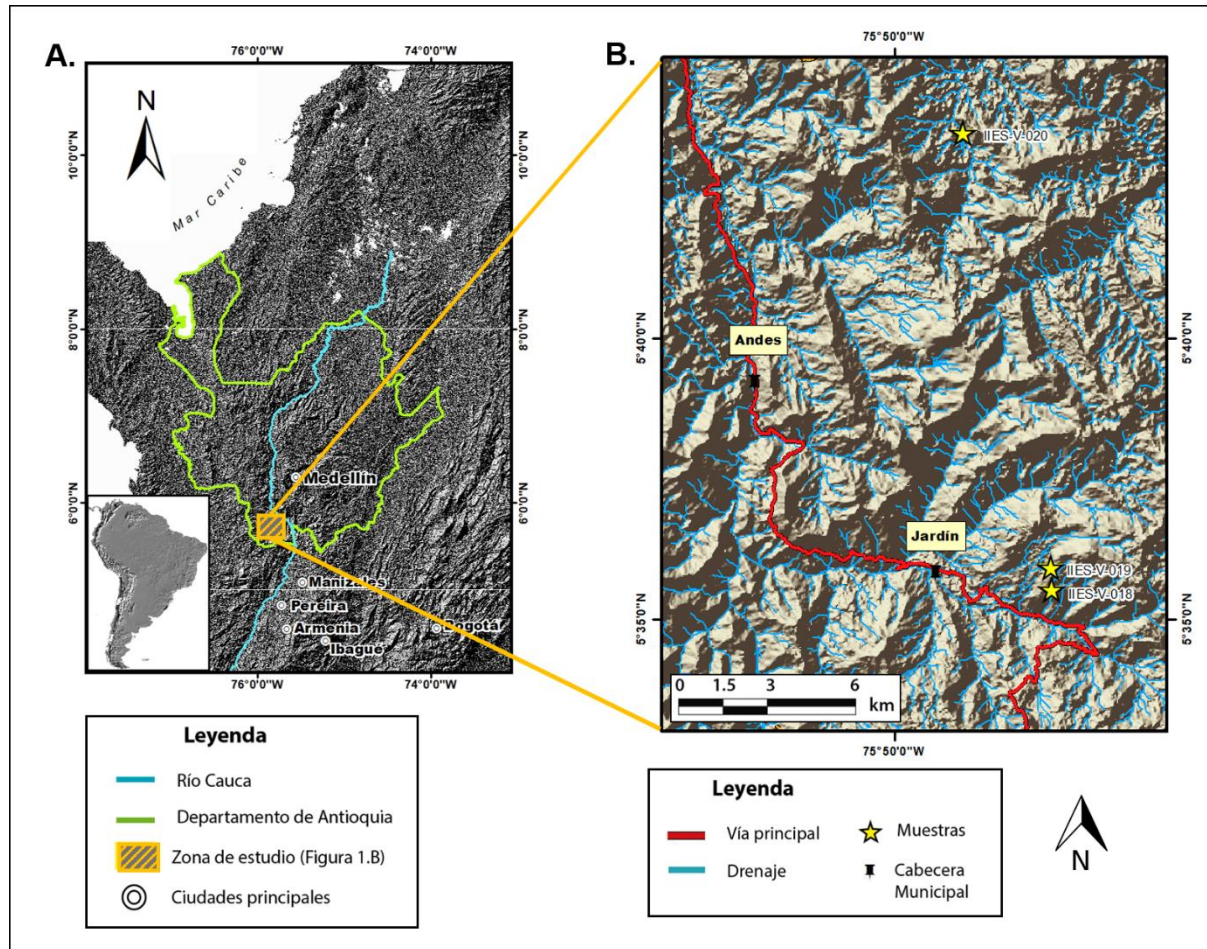


Figura 1. Localización de la zona de estudio. **A.** Ubicación del Departamento de Antioquia al NW de Colombia. **B.** Ubicación de los Municipios Jardín y Andes, y las muestras estudiadas.

3. Antecedentes

Grosse (1926) definió la unidad “Estratos de Combia”, con su sección tipo en el Alto Combia (N5°55’30’’, W75°40’31’’), cerca al Municipio de Fredonia, Departamento de Antioquia; unidad caracterizada por un conjunto de estratos predominantemente volcánicos, en los cuales se distinguen dos facies: una volcánica, compuesta por flujos de lava basálticos y andesíticos; y una volcano-sedimentaria, que comprende depósitos volcanoclásticos y rocas sedimentarias con aporte volcánico. Adicionalmente, este autor describió la presencia de cuerpos subvolcánicos de composición andesítica, sugiriendo que éstos podrían ser los puntos de emisión de los materiales de origen volcánico. Posteriormente, González (1980, en López *et al.*, 2006) nombró formalmente esta unidad como Formación Combia, y la subdividió en un miembro volcánico y uno volcano-sedimentario.

Las rocas del miembro volcánico de la Formación Combia han sido caracterizadas composicionalmente como basaltos, andesitas basálticas y andesitas, de firma geoquímica toleítica, mientras que los pórfidos asociados a esta unidad han sido catalogados como de composición andesítica a dacítica, de afinidad calcoalcalina. También, se ha reconocido una afinidad adaquítica en algunos pórfidos y flujos de lava (Marriner & Millward, 1984; Borrero & Toro-Toro, 2016; Jaramillo *et al.*, 2019). La edad de la Formación Combia y algunos pórfidos asociados, está en un rango 5.2 ± 0.2 y 10.6 ± 1.2 Ma (métodos de trazas de fisión y K/Ar) (Jaramillo, 1976; Restrepo *et al.*, 1981, en Mahecha & Ortiz, 2006; Jaramillo *et al.*, 2019).

Ordoñez & Pimentel (2001) determinaron un origen magmático de fuentes primarias tipo manto empobrecido, con contaminación cortical, en las rocas volcánicas de la Formación Combia. Borrero & Toro-Toro (2016) interpretaron la firma adaquítica como la participación

de procesos de metasomatismo del manto en el que se generó el magma, y la acción de los fluidos provenientes de la placa oceánica subducente.

El origen de este vulcanismo ha sido atribuido a un ambiente de subducción, con un evento de acreción de cuerpos oceánicos al continente, lo que resultó en la reactivación de estructuras pre-existentes, pertenecientes al sistema de fallas Romeral, con un régimen de esfuerzos transpresivos-transtensivos y el desarrollo de cuencas pull-apart, en las cuales se localizaron los centros eruptivos (Marriner & Millward, 1981; López *et al.*, 2006; Jaramillo *et al.*, 2019).

4. Marco geológico

La configuración tectónica del borde occidental colombiano se caracteriza por la subducción de la placa Nazca de afinidad oceánica, bajo la corteza continental de la placa Sudamericana, y la acreción del Bloque Chocó al NW del país durante el Mioceno Medio (Duque-Caro, 1990). El arco magmático generado por el proceso de subducción ha migrado desde la margen occidental hacia el este, hasta alcanzar su ubicación actual en la Cordillera Central de los Andes Colombianos; esto se evidencia en la distribución de tendencia paralela de distintos *suites* de granitoides, cuerpos subvolcánicos y depósitos volcanoclásticos del Neógeno-Cuaternario, cuyas edades disminuyen hacia el este (Aspden, 1987; Shaw *et al.*, 2019).

Entre las Cordilleras Central y Occidental se encuentra la cuenca Amagá-Cauca-Patía (ACPB, Sierra & Marín-Cerón, 2011. Figura 2), la cual se extiende con una tendencia NE por aproximadamente 588 km siguiendo la depresión del río Cauca. Esta cuenca, se subdivide en la subcuenca Cauca-Patía hacia el sur, y la subcuenca Amagá en la parte norte (Figura 2). La subcuenca Amagá se encuentra limitada al este por la falla Piedecuesta y al oeste por el sistema

de fallas del Cauca (MacDonald, 1996; Sierra & Marín-Cerón, 2011). La falla Piedecuesta, hace parte del sistema de fallas Romeral, es de tipo inversa, y tiene un buzamiento hacia el este, marca el borde occidental del sistema, el cual corresponde a una zona de sutura que delimita un terreno de dominio oceánico de uno de dominio continental (Restrepo & Toussaint, 1984; Sierra & Marín-Cerón, 2011; Ramírez *et al.*, 2012). El sistema de fallas del Cauca, descrito como un grupo de fallas inversas de alto ángulo que buzan hacia el este, exhibe movimientos de rumbo sinestrales, y al igual que el sistema Romeral constituye una zona de sutura, delimitando terrenos de dominio oceánico (Restrepo & Toussaint, 1987; Orrego & Paris, 1999 en Sierra & Marín-Cerón, 2011; Cediel *et al.*, 2003).

La subcuenca Amagá se desarrolló en una configuración de esfuerzos transpresivos-transtensivos (López *et al.*, 2006), sobre un basamento Cretácico, compuesto por las rocas del Grupo Cañas Gordas (Fm. Barroso y Fm. Penderisco), y el Complejo Quebradagrande, además de una serie de cuerpos ígneos como el Plutón de Mistrató, el Stock de Támesis y la Diorita de Pueblito (Calle & González, 1980; Mejía, 1984). El relleno de la subcuenca se caracteriza por presentar en su base una secuencia de rocas sedimentarias continentales y de mar somero, las cuales fueron agrupadas dentro de la denominada Formación Amagá, de edad Oligoceno Superior – Mioceno medio (Lara *et al.*, 2018). Los cuerpos subvolcánicos asociados a la Formación Combia intruyen a la Formación Amagá, sobre la cual reposa la secuencia de la Formación Combia (González, 2001) (Figura 3).

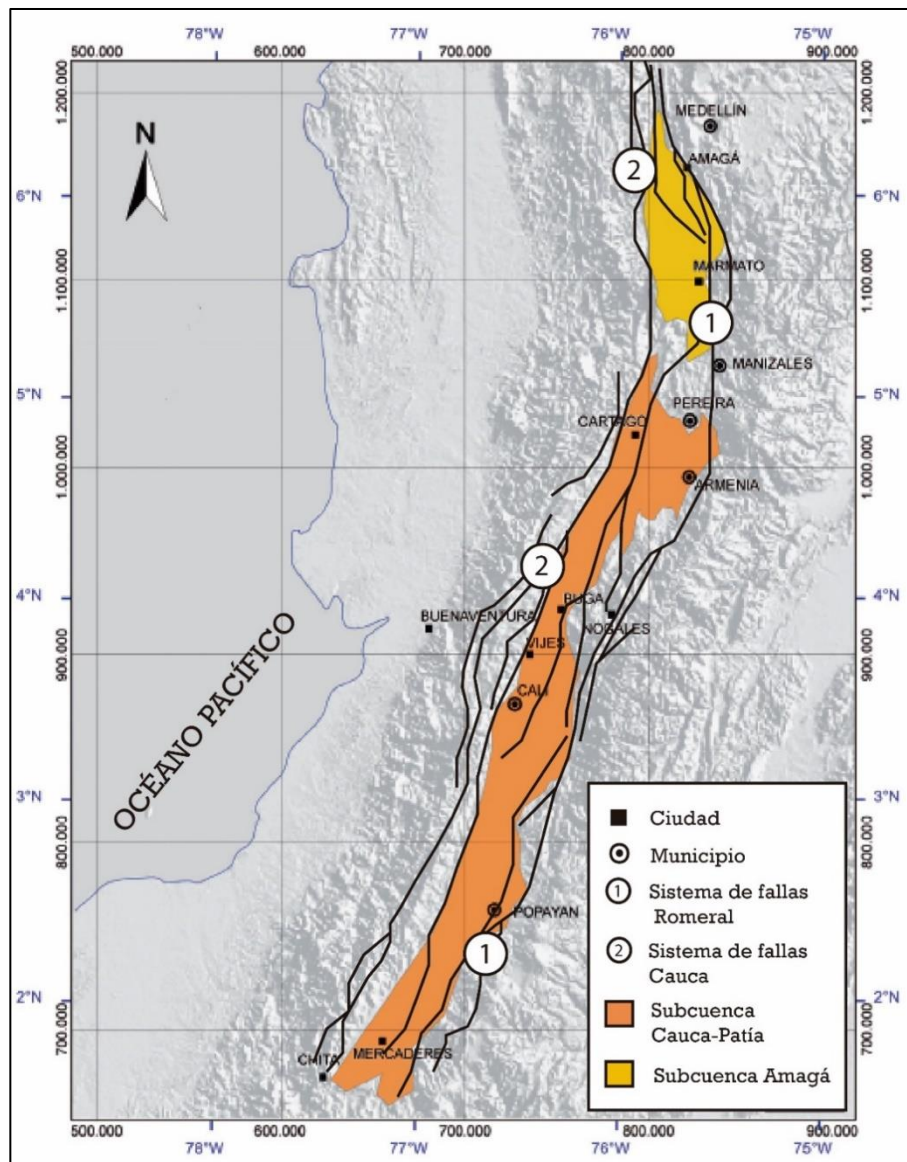


Figura 2. Localización geográfica de la cuenca Amagá-Cauca-Patía (ACPB). El polígono naranja corresponde a la subcuenca Cauca-Patía y el polígono amarillo a la subcuenca Amagá (Modificado de Sierra & Marín-Cerón, 2011).

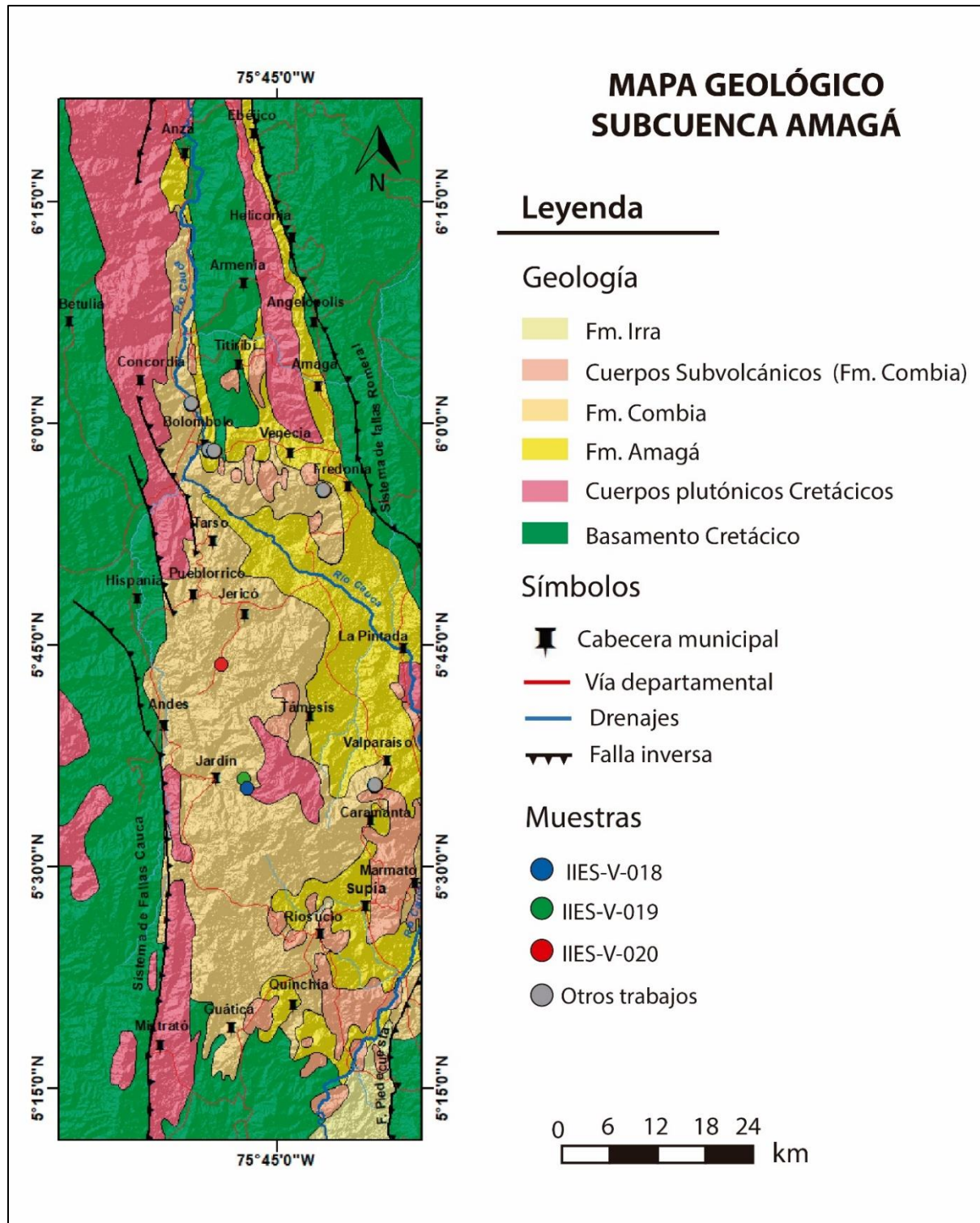


Figura 3. Mapa geológico de la subcuenca Amagá (Modificado de Sierra & Marín-Cerón, 2011). Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

5. Metodología

5.1. Revisión bibliográfica

Con el fin de enmarcar el contexto geológico de la Formación Combia y la subcuenca Amagá, se recopiló y analizó la bibliografía existente. De igual manera se revisó bibliografía relacionada con la aplicación e interpretación de los métodos y análisis implementados.

5.2. Análisis petrográfico

Mediante el análisis petrográfico se determinó la mineralogía de las muestras estudiadas y las texturas de las rocas, con el fin de establecer procesos genéticos enfocados en interpretaciones de los ambientes de formación.

Se estudiaron tres secciones delgadas pulidas, realizadas en el laboratorio TECLAB G&P s.a.s (Bogotá), a través del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) de la Universidad de Caldas. Se utilizó un microscopio Nikon 200 para el conteo mineral, realizando un barrido de 1 x 1 mm, con un total de 400 puntos para sección delgada. Se obtuvieron fotomicrografías con un equipo Nikon eclipse 50i pol. Ambos equipos, pertenecen al laboratorio de petrografía de la Universidad Industrial de Santander.

Los cristales fueron clasificados según su tamaño: fenocristales >0.5 mm, microfenocristales entre 0.05 y 0.5 mm, y microcristales (pertenecientes a la masa fundamental) <0.05 mm (González, 2008). Las abreviaturas para los nombres minerales de Siivola & Shcmid (2007) son usadas a lo largo de este trabajo.

5.3. Análisis de química mineral

Observaciones petrográficas de características texturales, tales como la zonación mineral, la presencia de texturas de desequilibrio e inclusiones tanto minerales como vítreas, fueron los

criterios para la selección de las zonas de los minerales y/o vidrio seleccionados para analizar composicionalmente.

Los análisis se realizaron con el equipo de microsonda electrónica de emisión de campo JEOL JXA-8530F del *Earth Observatory of Singapore* (EOS) en Singapur. Las condiciones de operación del equipo fueron: energía del haz de 15 keV, con un diámetro de 10 μm y una corriente de 50 nA.

Solo se tuvieron en cuenta resultados cuya suma total de elementos mayores superara el 98 wt. % para minerales anhidros, y 95 wt% para datos de vidrio. La discriminación de los resultados según su porcentaje total en peso, se realizó utilizando los programas GCDkit 4.1 (Janoušek *et al.*, 2006), y CFU y CFU-PINGU (Cortés, 2017).

5.4. Análisis químicos de roca total

Mediante las técnicas de ICP-OES (Espectrometría de emisión óptica con plasma acoplado inductivamente) e ICP-MS (Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente) se realizaron análisis de química de roca total para las tres muestras, en el laboratorio ActLabs en Colombia. Los datos obtenidos corresponden a la composición química de óxidos mayores, en porcentaje en peso (wt. %) y elementos traza de las rocas en unidades de partes por millón (ppm). Utilizando el programa GCDkit 4.1 (Janoušek *et al.*, 2006) se graficaron los diferentes valores de los óxidos y elementos estudiados, mediante diagramas geoquímicos propuestos por distintos autores, con el fin de observar y comparar la distribución y relación de estos entre las muestras.

6. Resultados

6.1. Petrografía

Las secciones analizadas se componen de 26 - 29% de feno y microfenocristales, y 61 - 63% de masa fundamental (Tabla 2). Los cristales corresponden a plagioclasa (Pl) de hábito subhedral a euhedral, y clinopiroxeno (Cpx) de forma subhedral a anhedral. La masa fundamental está compuesta principalmente por vidrio alterado (óxidos, agregados de carbonatos y arcillas), microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos y minerales opacos. Las rocas son hipocristalinas porfiríticas y localmente se observan texturas intergranular y traquítica en la masa fundamental, esta última también puede apreciarse en la orientación de microfenocristales de plagioclasa.

Tabla 2.

Composición mineralógica de las rocas estudiadas.

Muestra	Mineralogía (%)						Cristales (%)	Masa Fundamental (%)			
	Pl			Cpx				Fn+Mfn	Mc	Vidrio	opacos
	Fn	Mfn	Mc	Fn	Mfn	Mc					
IIES-V-018	13.4	14.6	24.6	-	0.25	16	28.25	40.6	23	8.15	
IIES-V-019	10.3	15.75	35.8	-	-	18.75	26	53.5	9.5	11	
IIES-V-020	10	17	26	0.5	1.2	14.1	28.7	40.1	21.2	10	

Abreviaciones: Pl- Plagioclasa, Cpx- Clinopiroxeno, Fn- Fenocristal, Mfn- Microfenocristal, Mc- Microcristal.

6.1.1. Muestra IIES-V-018. Esta roca presenta textura hipocristalina, porfirítica con fenocristales de plagioclasa (13.4%), y microfenocristales de plagioclasa (14.6%) y clinopiroxeno (0.25%) (Figura 4A1, 4A2). La masa fundamental (63.6%) está compuesta por vidrio, microcristales de plagioclasa, piroxeno, y minerales opacos (8.15%) (Tabla 2).

Los fenocristales de plagioclasa (hasta de 1.5 mm) presentan hábito tabular, forma subhedral, y desarrollan textura glomeroporfídica monomineral (Figura 4B1, 4B2). Estos

crisales presentan maclas tipo albita, *carlsbad*, y periclina, con inclusiones de minerales opacos y/o vidrio, y pueden encontrarse con texturas de disequilibrio como zonación, bordes de embahiamiento (Figura 4C1, 4C2) y textura en tamiz. Los microfenocrisales presentan hábito tabular, forma euhedral y maclas tipo *carlsbad*.

Los microfenocrisales de clinopiroxeno son muy escasos, se presentan de forma subhedral, con fracturas y en ocasiones inclusiones de plagioclasa, y exhiben bordes de reacción (Figura 4A1, 4A2).

La masa fundamental se compone principalmente de microcrisales euhedrales de plagioclasa y subhedrales de clinopiroxeno, minerales opacos, y vidrio alterado a agregados de carbonatos y arcillas. Las texturas observadas varían entre intergranular e intersectal, definidas por el relleno de los espacios entre los microcrisales de plagioclasa, por clinopiroxeno y minerales opacos, o vidrio, respectivamente (Figura 4. C1, 4C2). Localmente se encuentran microcrisales de plagioclasa orientados, que desarrollan textura traquítica (Figura 4C1, 4C2).

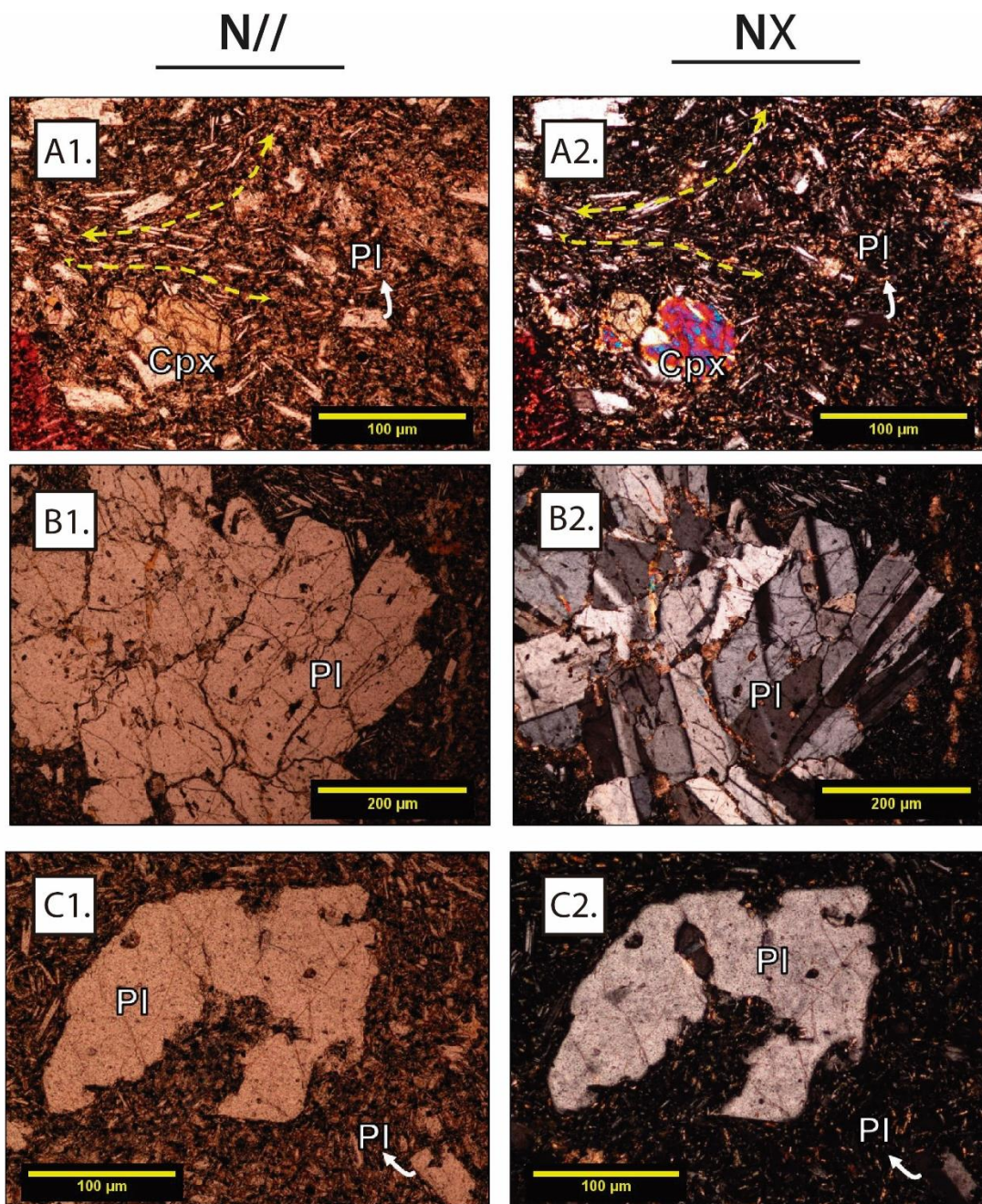


Figura 4. Fotomicrografías de la muestra IIES-V-018. **A.** Microfenocristal de clinopiroxeno embebido en masa fundamental formada por vidrio y microcristales de piroxeno y plagioclasa; los microcristales de plagioclasa se encuentran alineados, desarrollando textura traquítica. **B.** Glomerocristales de plagioclasa con textura en tamiz, en masa fundamental de vidrio con microcristales de plagioclasa. **C.** Fenocristal de plagioclasa con embahiamiento (flecha amarilla), en masa fundamental formada por vidrio y microcristales tabulares de plagioclasa y subhedrales de piroxeno (textura intergranular). Abreviaciones: Pl-Plagioclase, Cpx-Clinopiroxeno, N// - Nícoles paralelos, Nx - Nícoles cruzados.

6.1.2. Muestra IIES-V-019. Esta roca presenta textura hipocristalina, porfirítica, y está compuesta por fenocristales (10.3%) y microfenocristales (15.75%) de plagioclasa exclusivamente. La masa fundamental (62.5%) está formada por vidrio, microcristales de plagioclasa, piroxeno, y minerales opacos (Tabla 2).

Los fenocristales de plagioclasa (hasta de 2 mm) exhiben formas euhedrales a subhedrales, macla *albita-carlsbad* y la mayoría se agrupan formando textura glomeroporfídica de plagioclasa (Figura 5A1, 5A2, 5B1, 5B2). Algunos de los cristales individuales que forman la textura glomeroporfídica, exhiben zonación oscilatoria y textura en tamiz (Figura 5B1, 5B2), con inclusiones de minerales opacos y vidrio. Los microfenocristales presentan hábito tabular, forma euhedral y maclas tipo *carlsbad*.

El piroxeno se encuentra únicamente como microcristales de forma anhedral, con tamaños menores a 0.03 mm.

La masa fundamental está compuesta por microcristales euhedrales de plagioclasa y anhedrales de piroxeno, minerales opacos subhedrales, y vidrio alterado a óxidos. Se pueden apreciar las texturas intergranular y traquítica, esta última desarrollada alrededor de los fenocristales (Figura 5C1, 5C2).

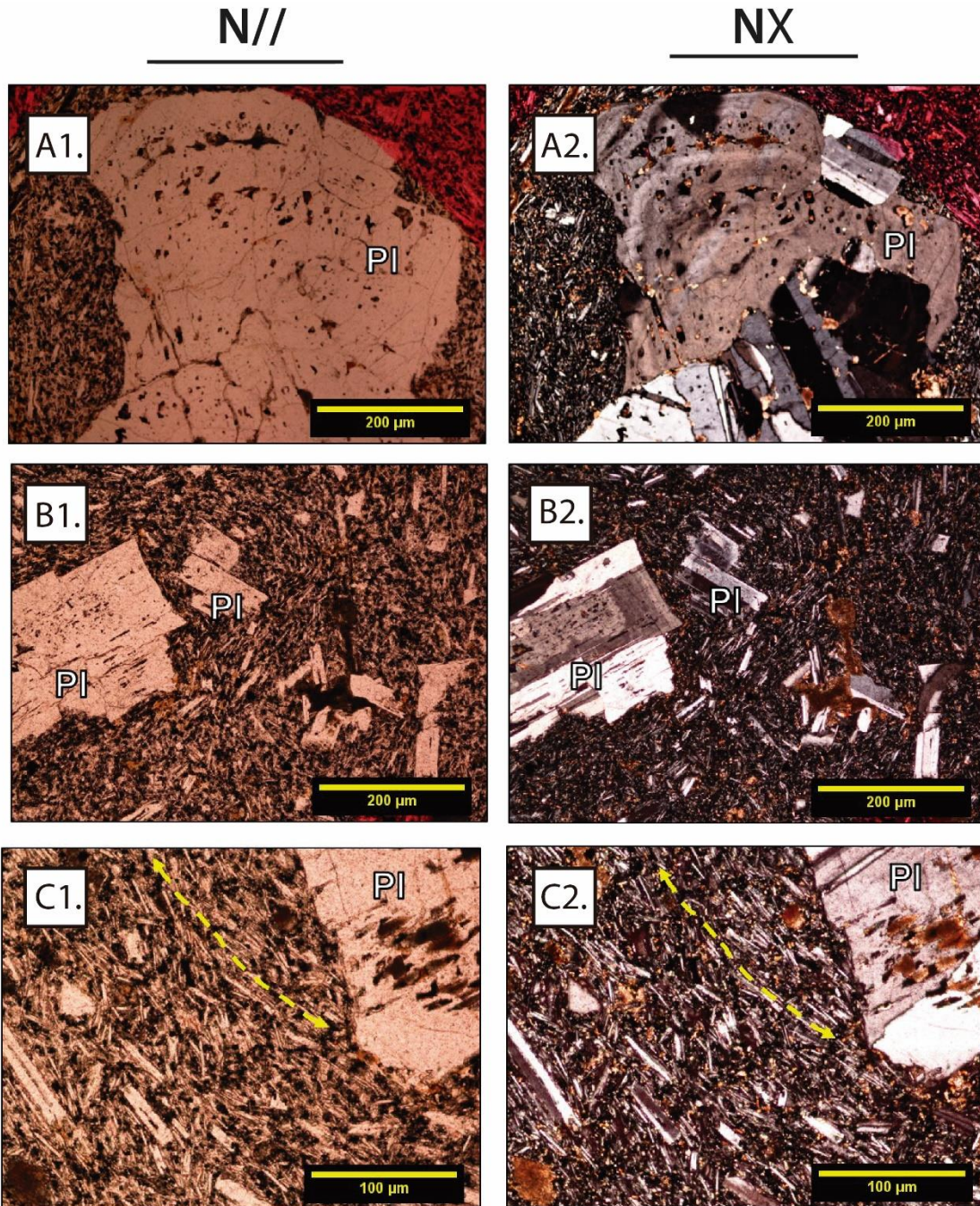


Figura 5. Fotomicrografías de la muestra IIES-V-019. **A.** Glomerocristales de plagioclasa con macla tipo albita, zonación y textura en tamiz. **B.** Fenocrystal de plagioclasa con macla tipo albita, zonación y textura en tamiz en el núcleo, y microfenocristales de plagioclasa con macla tipo *Carlsbad* y zonación; la textura traquítica se presenta localmente rodeando los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa. **C.** Microfenocristales de plagioclasa orientados al igual que los microcristales de la masa fundamental, exhibiendo textura traquítica. Abreviaciones: Pl-Plagioclasa, Cpx- Clinopiroxeno, N//- Nícoles paralelos, Nx- Nícoles cruzados.

6.1.3. Muestra IIES-V-020. Esta roca presenta textura hipocristalina, porfirítica, y está compuesta por fenocristales de plagioclasa (10%) y piroxeno (0.5%), los cuales forman glomerocristales mono- y poli-minerales, microfenocristales de plagioclasa (17%) y piroxeno (1.2%). La masa fundamental (61.3%) está compuesta por vidrio alterado a óxidos, y microcristales de plagioclasa, piroxeno, y minerales opacos (Tabla 2).

Los fenocristales de plagioclasa (hasta de 1.7 mm) exhiben formas euhedrales a subhedrales, desarrollan textura glomeroporfídica, con macla de albita-*carlsbad*. Algunos glomerocristales presentan zonación oscilatoria, embahiamiento y textura en tamiz (Figura 6A1, 6A2). Los microfenocristales presentan hábito tabular, forma euhedral y maclas tipo *carlsbad*.

El piroxeno se presenta como fenocristales y microfenocristales de hábito prismático, forma subhedral, y exhibe maclado (Figura 6B1, 6B2). Algunos cristales presentan textura coronítica (Figura 6C1, 6C2), y pueden encontrarse formando textura glomeroporfídica con cristales de plagioclasa (Figura 6B1, 6B2).

La masa fundamental está compuesta por microcristales euhedrales de plagioclasa, subhedrales de clinopiroxeno, minerales opacos subhedrales y vidrio alterado (óxidos, arcillas y agregados de carbonatos). En esta se observa el desarrollo de textura intergranular, y localmente textura traquítica.

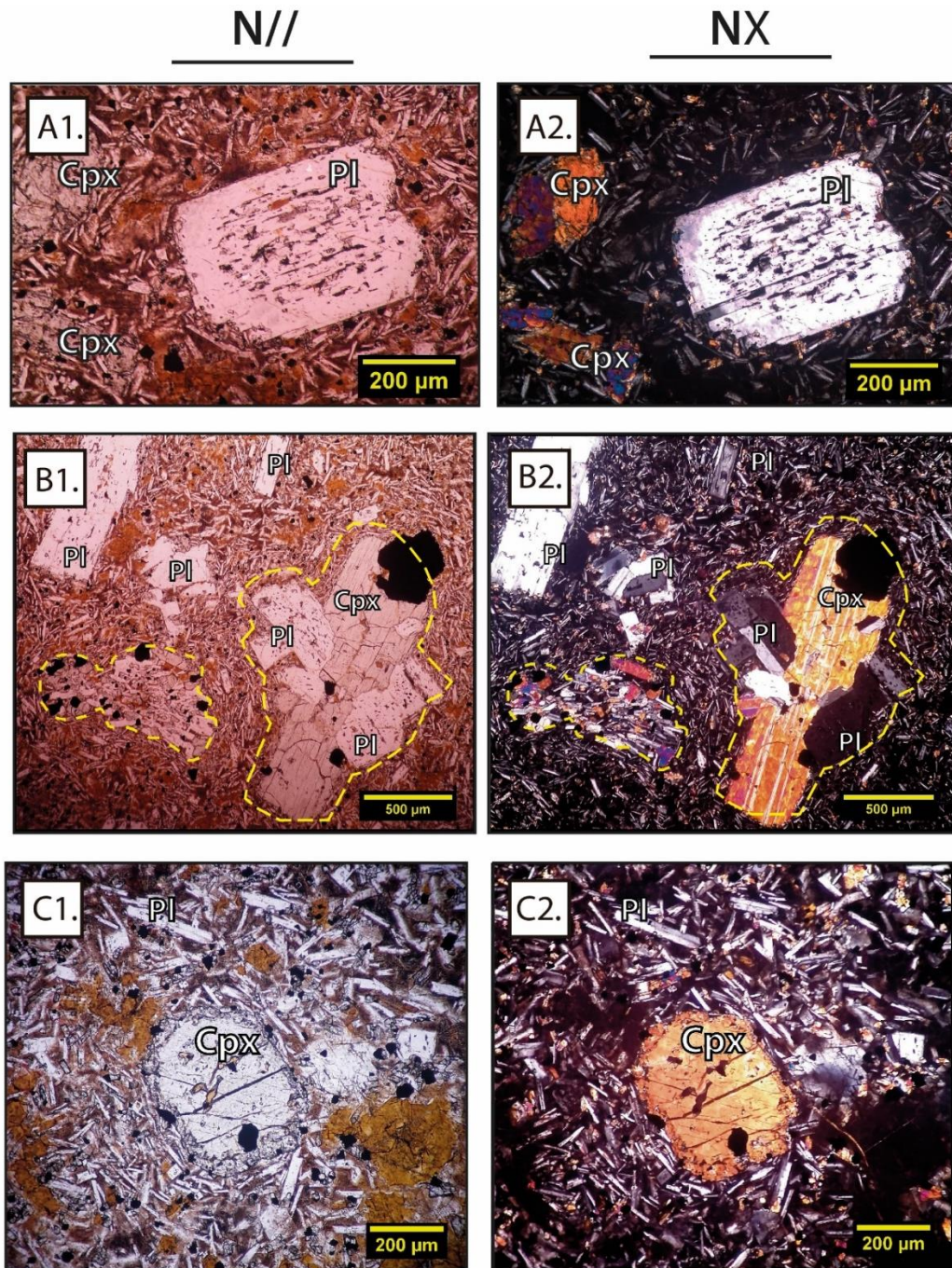


Figura 6. Fotomicrografías de la muestra IIES-V-020. **A.** Microfenocristal de plagioclasa con textura en tamiz en el núcleo, y microfenocristales de clinopiroxeno con macla tipo *Carlsbad*. **B.** Textura glomeroporfídica de plagioclasa y piroxeno. **C.** Microfenocristal de clinopiroxeno que presenta un borde de reacción, la textura intergranular se observa en la masa fundamental. Abreviaciones: Pl-Plagioclasa, Cpx- Clinopiroxeno, N//- Nícoles paralelos, Nx- Nícoles cruzados.

6.2. Química mineral

6.2.1. Plagioclasa. Se obtuvieron un total de 132 análisis en 112 cristales de plagioclasa, 35 de los cuales corresponden a fenocristales, cinco de ellos con zonación, y 77 a microfenocristales. La composición de los cristales varía entre labradorita y bitownita (An_{50-90}) (Figura 7A, 7B, 7C).

En la muestra IIES-V-018 predominan los fenocristales de bitownita (An_{72-84}), con la presencia de un fenocristal de labradorita (An_{69}) (Tabla 3; Tabla 4). Los microfenocristales se agrupan según su composición entre bitownita (An_{72-82}), labradorita (An_{58-68}), y un cristal de andesina (An_{46}) (Figura 7A; Tabla 5; Tabla 6). Mediante la comparación del contenido de anortita y el SiO_2 , se resalta la división de los cristales en dos grupos que a su vez corresponden a los tipos identificados: bitownita y labradorita (grupo 1: **G1**, y grupo 2: **G2**, respectivamente; Figura 8A).

En la muestra IIES-V-019 los fenocristales corresponden en su mayoría a bitownita (An_{73-80}), siendo solo uno de los fenocristales estudiados labradorita (An_{62}) (Tabla 7B; Tabla 8). Los microfenocristales exhiben una tendencia continua entre bitownita y labradorita (An_{57-81}) (Figura 7B; Tabla 9; Tabla 10), y dado el rango de distribución entre el contenido de anortita y SiO_2 (Figura 8B), no se distinguen grupos composicionales entre ellos.

En la muestra IIES-V-020 es posible distinguir tres grupos de cristales en función de la composición, integrados tanto por fenocristales como por microfenocristales (Figura 7C; Tabla 11; Tabla 12; Tabla 13; Tabla 14). El primer grupo (**G1**) corresponde a bitownita (An_{80-90}), el segundo grupo (**G2**) a labradorita y bitownita (An_{62-77}), y el tercer grupo (**G3**) a plagioclasa tipo labradorita (An_{47-50}) (Figura 8C).

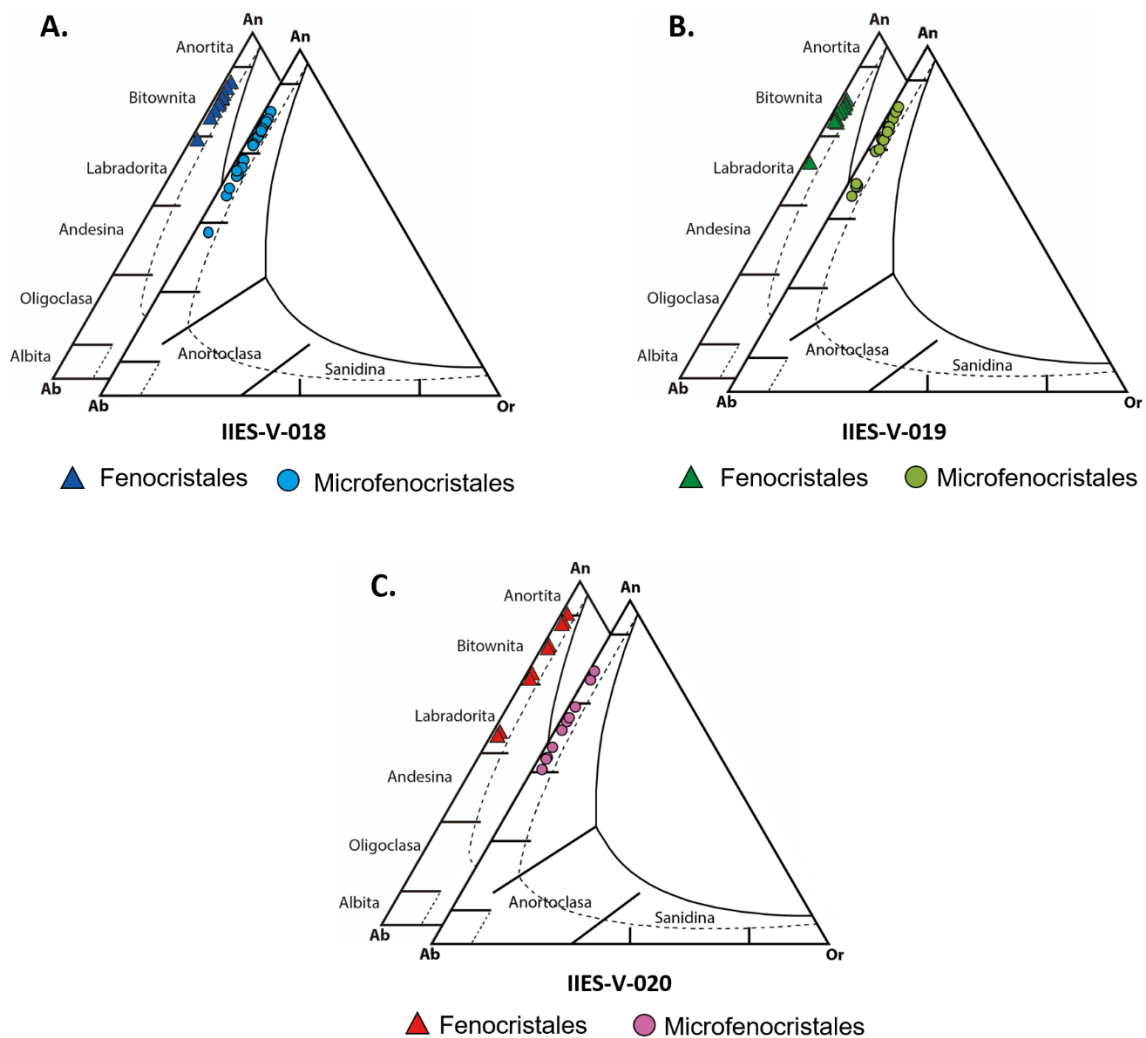


Figura 7. Diagrama ternario de clasificación de los feldespatos (Deer et al., 1992). **A.** Cristales de la muestra IIES-V-018. **B.** Cristales de la muestra IIES-V-019. **C.** Cristales de la muestra IIES-V-020. Abreviaciones: An- anortita, Ab- albite, Or- ortoclasa.

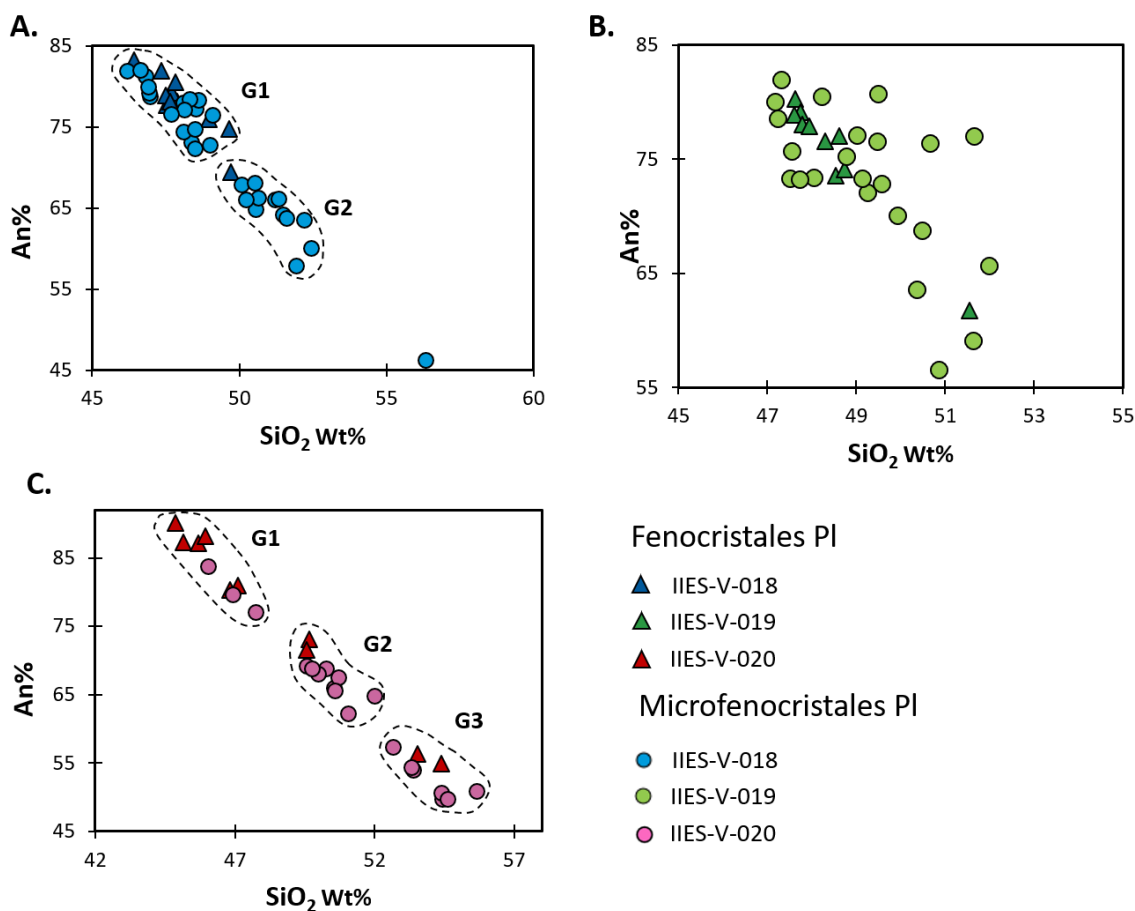


Figura 8. Diagrama binario de Anortita vs SiO₂ de los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa. **A.** Muestra IIES-V-018. **B.** Muestra IIES-V-019. **C.** Muestra IIES-V-020.

En los cinco fenocristales de plagioclasa zonados se obtuvieron un total de 25 análisis, con los cuales se determinó zonación tipo inversa y oscilatoria (Figura 9). Los anillos de zonación del fenocristal estudiado en la muestra IIES-V-018 varían en composición de bitownita (An₇₂₋₈₀), y describen una zonación inversa (Figura 10A). Los anillos de zonación del fenocristal de la muestra IIES-V-019 presentan variación oscilatoria entre labradorita y bitownita (An₆₂₋₇₆). Para la muestra IIES-V-020 se estudiaron tres fenocristales zonados cuyos anillos exhiben zonación oscilatoria entre andesina, labradorita y bitownita (An₄₇₋₈₉) (Figura 10B, C, D)

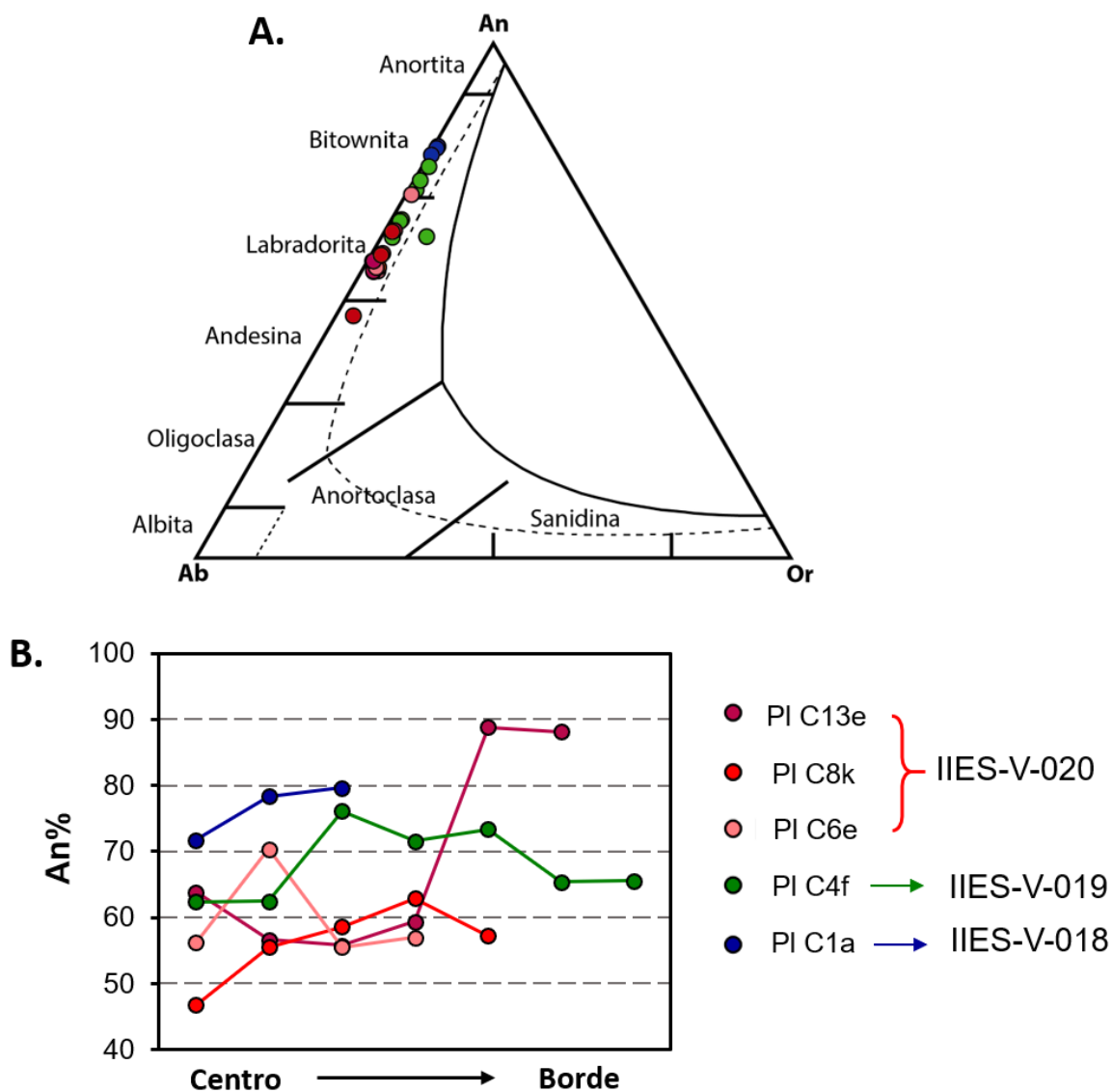


Figura 9. Composición de los cristales de plagioclasa zonados. **A.** Diagrama ternario de clasificación de los feldespatos (Deer *et al.*, 1992) para los anillos de zonación de los fenocristales de plagioclasa. **B.** Variación del porcentaje de **An** de los anillos de zonación en fenocristales de plagioclasa.

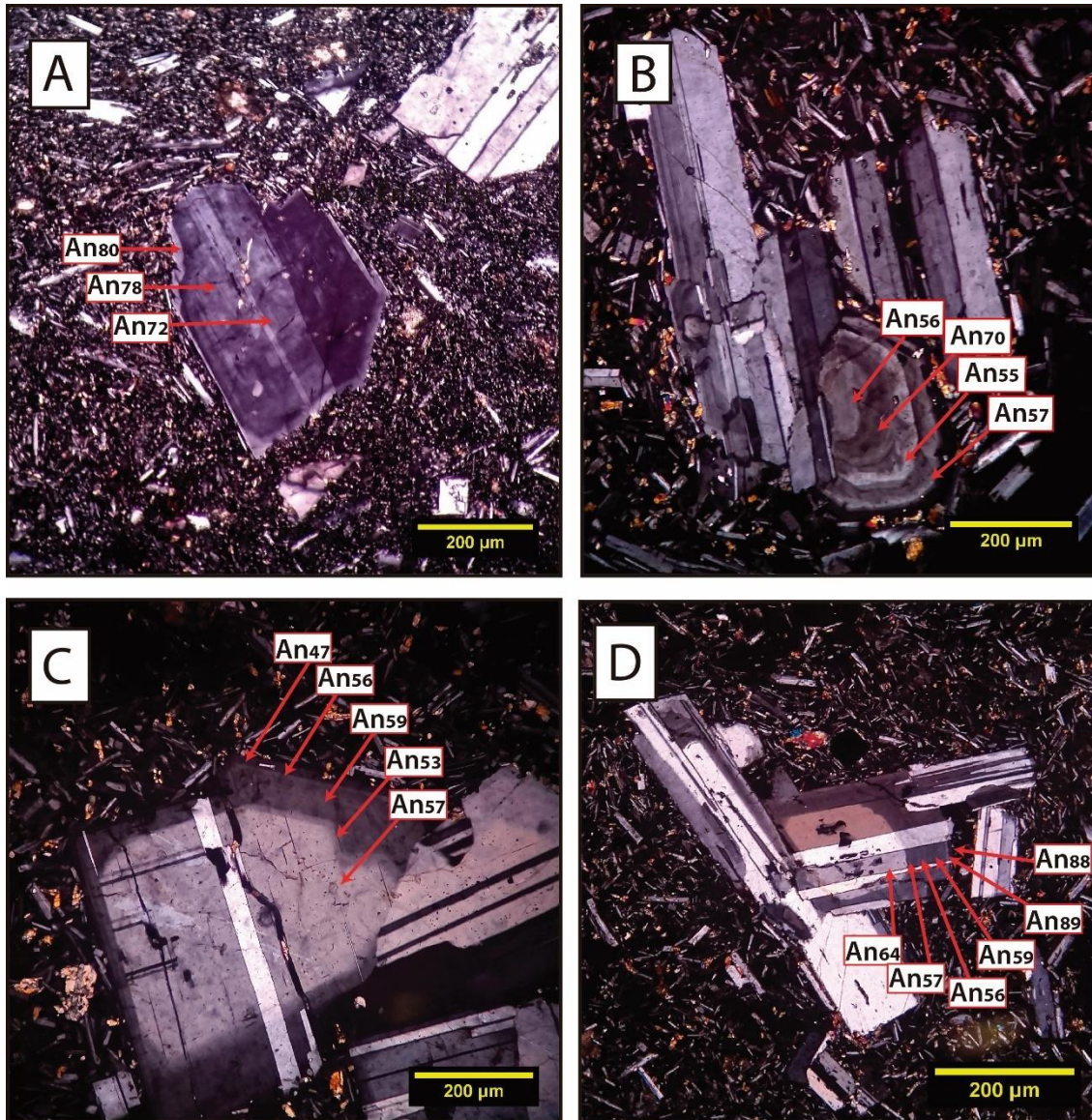


Figura 10. Fotomicrografías de la variación en el porcentaje de anortita para los cristales de plagioclasa con zonación; tomadas en nícoles cruzados. **A.** Muestra IIES-V-018. **B.** Muestra IIES-V-020. **C.** Muestra IIES-V-020. **D.** Muestra IIES-V-020.

Tabla 3.

Porcentaje en peso para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	An
IIES-V-018-C3b-pl	46.42	32.60	0.70	0.07	16.96	1.83	0.07	98.62	83.3
IIES-V-018-C5b-pl	47.88	32.09	0.71	0.11	16.06	2.42	0.10	99.36	78.1
IIES-V-018-C6b-pl	49.72	29.91	0.77	0.15	14.38	3.40	0.16	98.50	69.4
IIES-V-018-C6c-pl	47.53	31.53	0.80	0.11	15.92	2.46	0.11	98.45	77.7
IIES-V-018-C7c-pl	47.70	32.05	0.77	0.11	16.31	2.30	0.09	99.35	79.2
IIES-V-018-C7h-pl	47.36	32.45	0.82	0.10	16.81	1.99	0.09	99.66	81.9
IIES-V-018-C7i-pl	47.82	32.12	0.71	0.08	16.56	2.16	0.08	99.55	80.5
IIES-V-018-C7j-pl	47.50	32.08	0.75	0.09	16.33	2.36	0.09	99.24	78.8
IIES-V-018-C8a-pl	48.95	31.36	0.75	0.11	15.48	2.63	0.12	99.40	76.0
IIES-V-018-C8c-pl	47.66	31.74	0.79	0.08	15.87	2.40	0.09	98.63	78.1
IIES-V-018-C9b-pl	49.67	31.36	0.74	0.10	15.47	2.81	0.12	100.28	74.7
*IIES-V-018-C1a-pl1	50.76	30.46	1.05	0.13	14.53	3.03	0.20	100.20	71.8
*IIES-V-018-C1a-pl2	46.52	31.34	0.81	0.11	16.06	2.40	0.09	97.37	78.3
*IIES-V-018-C1a-pl3	46.99	31.82	0.77	0.09	16.36	2.25	0.09	98.33	79.7

Nota: El porcentaje de FeO se reporta como FeO total. An= $[Ca/(Ca+Na+K)] \times 100$.

*Cristales de plagioclasa con zonación.

Tabla 4.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos, para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos									
Muestra	Si	Ti	Al	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Σcat
IIES-V-018-C3b-pl	2.171	0.000	1.797	0.027	0.000	0.850	0.166	0.004	5.016
IIES-V-018-C5b-pl	2.216	0.000	1.750	0.027	0.007	0.796	0.217	0.006	5.020
IIES-V-018-C6b-pl	2.312	0.000	1.639	0.030	0.010	0.717	0.306	0.010	5.025
IIES-V-018-C6c-pl	2.221	0.000	1.737	0.031	0.008	0.797	0.223	0.006	5.024
IIES-V-018-C7c-pl	2.210	0.000	1.750	0.030	0.007	0.809	0.207	0.006	5.020
IIES-V-018-C7h-pl	2.190	0.000	1.769	0.032	0.007	0.833	0.179	0.005	5.016
IIES-V-018-C7i-pl	2.211	0.000	1.750	0.028	0.006	0.820	0.194	0.005	5.013
IIES-V-018-C7j-pl	2.205	0.000	1.755	0.029	0.006	0.812	0.213	0.005	5.026
IIES-V-018-C8a-pl	2.259	0.000	1.706	0.029	0.007	0.765	0.235	0.007	5.009
IIES-V-018-C8c-pl	2.221	0.000	1.743	0.031	0.006	0.792	0.216	0.005	5.016
IIES-V-018-C9b-pl	2.271	0.000	1.690	0.028	0.007	0.758	0.249	0.007	5.011
*IIES-V-018-C1a-pl1	2.319	0.000	1.640	0.040	0.009	0.711	0.268	0.011	5.000
*IIES-V-018-C1a-pl2	2.203	0.001	1.749	0.032	0.008	0.815	0.220	0.005	5.034
*IIES-V-018-C1a-pl3	2.201	0.000	1.757	0.030	0.007	0.821	0.204	0.005	5.025

Nota: *Anillos de zonación en cristales de plagioclasa.

Tabla 5.

Porcentaje en peso para microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	An
IIES-V-018-C4e-pl	48.37	30.88	0.79	0.10	15.09	2.98	0.12	98.39	73.1
IIES-V-018-C5f-pl	48.11	31.68	0.80	0.11	16.22	2.45	0.11	99.50	78.0
IIES-V-018-C6e-pl	48.09	31.00	0.73	0.11	15.33	2.82	0.13	98.26	74.5
IIES-V-018-C6f-pl	46.97	31.76	0.74	0.09	16.17	2.34	0.11	98.20	78.7
IIES-V-018-C6g-pl	46.18	32.48	0.72	0.08	16.98	2.01	0.07	98.56	82.0
IIES-V-018-C7a-pl	46.83	32.44	0.89	0.08	16.65	2.03	0.12	99.07	81.3
IIES-V-018-C7g-pl	49.07	31.62	0.82	0.14	15.54	2.56	0.11	99.90	76.5
IIES-V-018-C8b-pl	48.48	31.03	0.82	0.09	15.50	2.82	0.12	98.84	74.7
IIES-V-018-C9a-pl	48.53	31.90	0.77	0.12	15.93	2.53	0.09	99.86	77.3
IIES-V-018-C9c-pl	48.62	32.22	0.74	0.11	16.06	2.39	0.10	100.22	78.3
IIES-V-018-C9d-pl	48.31	31.91	0.82	0.09	16.07	2.37	0.10	99.69	78.5
IIES-V-018-C10i-pl	46.64	32.65	0.78	0.09	16.77	1.98	0.07	98.99	82.1
IIES-V-018-C11b-pl	48.12	31.61	0.75	0.11	15.73	2.50	0.10	98.92	77.2
IIES-V-018-C11d-pl	48.99	30.80	0.84	0.09	15.06	3.01	0.16	98.99	72.8
IIES-V-018-C11g-pl	47.68	31.52	0.74	0.12	15.78	2.60	0.11	98.56	76.6
IIES-V-018-C11h-pl	46.92	31.80	0.87	0.09	16.32	2.29	0.10	98.44	79.3
IIES-V-018-C12b-pl	46.89	31.90	0.77	0.09	16.68	2.25	0.09	98.73	80.0
IIES-V-018-C12d-pl	48.47	30.69	0.99	0.12	15.12	3.08	0.16	98.70	72.4
IIES-V-018-C3a-pl	50.55	29.04	0.98	0.16	13.45	3.90	0.18	98.32	64.9
IIES-V-018-C4g-pl	50.09	30.14	0.85	0.13	14.11	3.57	0.17	99.06	67.9
IIES-V-018-C7b-pl	51.49	29.23	0.99	0.12	13.28	3.90	0.30	99.30	64.2
IIES-V-018-C10a-pl	51.20	29.68	1.15	0.09	13.72	3.71	0.27	99.89	66.1
IIES-V-018-C10b-pl	51.59	29.06	1.11	0.09	13.04	3.88	0.32	99.16	63.8
IIES-V-018-C10g-pl	50.63	29.38	0.91	0.13	13.72	3.70	0.22	98.69	66.3
IIES-V-018-C10h-pl	51.93	28.01	1.19	0.10	12.08	4.56	0.43	98.39	57.9
IIES-V-018-C11e-pl	50.24	29.56	0.87	0.12	13.65	3.69	0.29	98.47	66.0
IIES-V-018-C10f-pl	56.32	24.84	1.69	0.11	9.41	5.42	0.92	98.89	46.3
IIES-V-018-C11f-pl	51.34	29.58	0.93	0.13	13.63	3.68	0.27	99.60	66.2
IIES-V-018-C12a-pl	52.43	28.47	1.24	0.10	12.37	4.32	0.36	99.34	60.0
IIES-V-018-C12c-pl	50.52	29.93	0.92	0.14	14.24	3.56	0.17	99.49	68.2
IIES-V-018-C12e-pl	52.20	28.94	1.12	0.18	12.90	3.92	0.25	99.55	63.6

Nota: El porcentaje de FeO se reporta como FeO total. An= $[Ca/(Ca+Na+K)] \times 100$.

Tabla 6.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos, para microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos									
Muestra	Si	Ti	Al	Fe2+	Mg	Ca	Na	K	Σ_{cat}
IIES-V-018-C4e-pl	2.259	0.001	1.699	0.031	0.007	0.755	0.270	0.007	5.030
IIES-V-018-C5f-pl	2.226	0.000	1.727	0.031	0.007	0.804	0.220	0.007	5.023
IIES-V-018-C6e-pl	2.249	0.001	1.709	0.028	0.007	0.768	0.255	0.008	5.027
IIES-V-018-C6f-pl	2.204	0.000	1.756	0.029	0.006	0.813	0.213	0.006	5.028
IIES-V-018-C6g-pl	2.164	0.000	1.793	0.028	0.006	0.852	0.183	0.004	5.032
IIES-V-018-C7a-pl	2.181	0.000	1.780	0.035	0.005	0.831	0.184	0.007	5.023
IIES-V-018-C7g-pl	2.254	0.000	1.711	0.031	0.010	0.764	0.228	0.006	5.006
IIES-V-018-C8b-pl	2.254	0.000	1.700	0.032	0.006	0.772	0.254	0.007	5.026
IIES-V-018-C9a-pl	2.233	0.000	1.730	0.030	0.008	0.785	0.226	0.005	5.017
IIES-V-018-C9c-pl	2.228	0.000	1.740	0.028	0.008	0.788	0.212	0.006	5.011
IIES-V-018-C9d-pl	2.228	0.000	1.734	0.032	0.006	0.794	0.212	0.006	5.013
IIES-V-018-C10i-pl	2.172	0.000	1.792	0.031	0.006	0.837	0.179	0.004	5.022
IIES-V-018-C11b-pl	2.235	0.000	1.730	0.029	0.008	0.782	0.225	0.006	5.016
IIES-V-018-C11d-pl	2.272	0.000	1.683	0.033	0.006	0.748	0.270	0.009	5.024
IIES-V-018-C11g-pl	2.225	0.000	1.734	0.029	0.009	0.789	0.235	0.006	5.027
IIES-V-018-C11h-pl	2.198	0.000	1.756	0.034	0.006	0.819	0.208	0.006	5.030
IIES-V-018-C12b-pl	2.192	0.001	1.757	0.030	0.006	0.835	0.204	0.006	5.032
IIES-V-018-C12d-pl	2.260	0.001	1.686	0.039	0.008	0.755	0.279	0.009	5.038
IIES-V-018-C3a-pl	2.353	0.000	1.593	0.038	0.011	0.671	0.352	0.011	5.030
IIES-V-018-C4g-pl	2.315	0.000	1.642	0.033	0.009	0.699	0.320	0.010	5.028
IIES-V-018-C7b-pl	2.369	0.000	1.585	0.038	0.008	0.655	0.348	0.018	5.021
IIES-V-018-C10a-pl	2.347	0.001	1.604	0.044	0.006	0.674	0.329	0.016	5.022
IIES-V-018-C10b-pl	2.377	0.001	1.578	0.043	0.006	0.644	0.346	0.019	5.015
IIES-V-018-C10g-pl	2.347	0.000	1.605	0.035	0.009	0.681	0.333	0.013	5.024
IIES-V-018-C10h-pl	2.411	0.002	1.533	0.046	0.007	0.601	0.411	0.025	5.037
IIES-V-018-C11e-pl	2.335	0.002	1.619	0.034	0.008	0.680	0.333	0.017	5.028
IIES-V-018-C11f-pl	2.356	0.000	1.600	0.036	0.009	0.670	0.327	0.016	5.014
IIES-V-018-C12a-pl	2.408	0.002	1.541	0.048	0.007	0.609	0.384	0.021	5.021
IIES-V-018-C12c-pl	2.326	0.000	1.624	0.036	0.009	0.703	0.318	0.010	5.026
IIES-V-018-C12e-pl	2.392	0.001	1.563	0.043	0.012	0.633	0.348	0.015	5.007

Tabla 7.

Porcentaje en peso para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	An
IIES-V-019-C1a-pl	51.54	29.03	0.66	0.13	12.70	4.18	0.27	98.50	61.7
IIES-V-019-C4c-pl	48.53	30.88	0.77	0.09	15.16	2.90	0.18	98.59	73.5
IIES-V-019-C6h-pl	47.63	32.34	0.59	0.09	16.43	2.16	0.10	99.34	80.3
IIES-V-019-C8j-pl	47.74	32.18	0.68	0.10	16.32	2.29	0.13	99.42	79.1
IIES-V-019-C8k-pl	47.60	31.81	0.66	0.09	16.12	2.31	0.11	98.75	78.9
IIES-V-019-C8n-pl	47.79	31.65	0.65	0.09	15.88	2.39	0.13	98.63	78.0
IIES-V-019-C10c-pl	48.74	31.16	0.68	0.11	15.46	2.88	0.15	99.23	74.1
IIES-V-019-C10d-pl	48.30	31.32	0.66	0.12	15.62	2.55	0.13	98.79	76.6
IIES-V-019-C10e-pl	47.94	31.94	0.66	0.08	16.04	2.45	0.10	99.24	77.9
IIES-V-019-C10l-pl	48.63	31.75	0.70	0.10	15.98	2.56	0.13	99.81	77.0
*IIES-V-019-C4f-pl1	51.22	29.11	0.82	0.08	12.99	4.13	0.30	98.70	62.4
*IIES-V-019-C4f-pl2	50.86	28.73	1.28	0.18	13.05	3.47	1.30	99.09	62.5
*IIES-V-019-C4f-pl3	48.24	31.41	0.66	0.08	15.40	2.56	0.16	98.55	76.1
*IIES-V-019-C4f-pl4	49.14	30.70	0.71	0.08	14.68	3.10	0.18	98.67	71.6
*IIES-V-019-C4f-pl5	48.42	30.91	0.65	0.08	15.17	2.94	0.15	98.37	73.4
*IIES-V-019-C4f-pl6	50.83	29.78	0.65	0.10	13.30	3.73	0.24	98.69	65.4
*IIES-V-019-C4f-pl7	50.47	29.71	0.71	0.10	13.61	3.78	0.27	98.64	65.6

Nota: El porcentaje de FeO se reporta como FeO total. An= $[Ca/(Ca+Na+K)] \times 100$. *Anillos de zonación en cristales de plagioclasa.

Tabla 8.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos, para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos									
Muestra	Si	Ti	Al	Fe2+	Mg	Ca	Na	K	Σ_{cat}
IIES-V-019-C1a-pl	2.383	0.000	1.582	0.025	0.009	0.629	0.374	0.016	5.020
IIES-V-019-C4c-pl	2.261	0.001	1.695	0.030	0.006	0.757	0.262	0.011	5.025
IIES-V-019-C6h-pl	2.204	0.000	1.764	0.023	0.006	0.815	0.194	0.006	5.012
IIES-V-019-C8j-pl	2.209	0.000	1.755	0.026	0.007	0.809	0.206	0.008	5.020
IIES-V-019-C8k-pl	2.217	0.000	1.746	0.026	0.006	0.804	0.209	0.007	5.016
IIES-V-019-C8n-pl	2.227	0.000	1.738	0.025	0.006	0.793	0.216	0.008	5.014
IIES-V-019-C10c-pl	2.256	0.001	1.699	0.026	0.007	0.767	0.259	0.009	5.026
IIES-V-019-C10d-pl	2.245	0.001	1.715	0.025	0.008	0.778	0.230	0.008	5.013
IIES-V-019-C10e-pl	2.221	0.001	1.744	0.026	0.005	0.796	0.220	0.006	5.019
IIES-V-019-C10l-pl	2.238	0.000	1.722	0.027	0.007	0.788	0.228	0.007	5.018
*IIES-V-019-C4f-pl1	2.370	0.001	1.587	0.032	0.006	0.644	0.371	0.018	5.028
*IIES-V-019-C4f-pl2	2.359	0.002	1.571	0.050	0.012	0.649	0.312	0.077	5.039
*IIES-V-019-C4f-pl3	2.246	0.001	1.723	0.026	0.006	0.768	0.231	0.010	5.011
*IIES-V-019-C4f-pl4	2.282	0.001	1.680	0.027	0.006	0.730	0.279	0.011	5.020

Tabla 8. Continuación.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos, para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019.

Muestra	Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos								Σ_{cat}
	Si	Ti	Al	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	
*IIES-V-019-C4f-pl5	2.260	0.000	1.700	0.025	0.006	0.758	0.266	0.009	5.026
*IIES-V-019-C4f-pl6	2.349	0.001	1.622	0.025	0.007	0.658	0.334	0.014	5.012
*IIES-V-019-C4f-pl7	2.339	0.000	1.622	0.027	0.007	0.676	0.339	0.016	5.027

Nota: *Anillos de zonación en cristales de plagioclasa.

Tabla 9.

Porcentaje en peso para microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	An
IIES-V-019-C1b-pl	47.40	32.13	0.66	0.07	16.29	2.20	0.12	98.91	79.8
IIES-V-019-C1e-pl	47.17	32.21	0.59	0.09	16.15	2.15	0.11	98.46	80.1
IIES-V-019-C1h-pl	49.25	30.97	0.72	0.10	14.94	3.08	0.18	99.28	72.1
IIES-V-019-C2b-pl	49.14	31.06	0.69	0.07	14.95	2.89	0.17	98.99	73.3
IIES-V-019-C2h-pl	48.78	31.57	0.89	0.09	15.49	2.72	0.14	99.71	75.2
IIES-V-019-C6a-pl	50.66	29.44	2.01	0.41	14.16	3.19	0.31	100.34	76.4
IIES-V-019-C7b-pl	47.22	32.53	0.67	0.09	16.58	2.12	0.11	99.36	78.6
IIES-V-019-C7c-pl	49.48	30.88	0.71	0.11	15.02	2.92	0.15	99.28	80.7
IIES-V-019-C7d-pl	47.51	32.16	0.66	0.08	16.59	2.16	0.09	99.24	73.3
IIES-V-019-C7h-pl	48.21	30.81	0.74	0.09	15.07	3.00	0.16	98.10	80.5
IIES-V-019-C7i-pl	49.56	30.25	0.69	0.10	14.24	3.33	0.21	98.42	72.8
IIES-V-019-C8b-pl	47.31	31.56	0.71	0.10	15.86	2.53	0.12	98.20	82.0
IIES-V-019-C8d-pl	49.02	31.01	0.62	0.09	15.09	2.92	0.16	98.92	77.1
IIES-V-019-C8g-pl	48.05	31.55	0.73	0.10	15.76	2.58	0.13	98.92	73.4
IIES-V-019-C8h-pl	49.46	30.74	0.70	0.10	14.84	3.38	0.18	99.46	76.6
IIES-V-019-C11a-pl	49.93	30.58	1.15	0.20	14.71	2.81	0.25	99.69	70.1
IIES-V-019-C11b-pl	47.73	31.53	0.77	0.05	15.83	2.69	0.19	98.83	73.2
IIES-V-019-C11c-pl	47.55	31.44	0.77	0.06	15.96	2.53	0.16	98.46	75.7
IIES-V-019-C11h-pl	51.65	28.47	0.86	0.12	12.54	4.25	0.30	98.24	60.9
IIES-V-019-C2e-pl	50.48	30.19	0.70	0.09	14.20	3.45	0.19	99.30	68.7
IIES-V-019-C3g-pl	50.85	29.29	0.97	0.08	13.13	3.93	0.34	98.66	56.6
IIES-V-019-C3h-pl	50.35	29.83	1.10	0.06	13.75	3.82	0.24	99.24	63.6
IIES-V-019-C3i-pl	51.98	27.91	1.14	0.10	12.18	4.39	0.39	98.15	59.1
IIES-V-019-C4a-pl	51.62	28.42	0.94	0.05	12.53	4.46	0.37	98.56	59.6
IIES-V-019-C4e-pl	52.12	28.40	1.08	0.07	12.22	4.42	0.37	98.74	59.1
IIES-V-019-C4g-pl	47.55	31.47	0.69	0.08	15.84	2.62	0.13	98.38	59.1
IIES-V-019-C6g-pl	48.08	32.28	0.65	0.07	16.21	2.36	0.13	99.83	69.8
IIES-V-019-C7j-pl	46.33	32.46	0.77	0.05	16.91	2.00	0.08	98.61	69.4

Nota: El porcentaje de FeO se reporta como FeO total. $An = [Ca/(Ca+Na+K)] \times 100$.

Tabla 10.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos, para microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos									
Muestra	Si	Ti	Al	Fe2+	Mg	Ca	Na	K	Σcat
IIES-V-019-C1b-pl	2.205	0.000	1.761	0.026	0.005	0.812	0.199	0.007	5.016
IIES-V-019-C1e-pl	2.202	0.000	1.772	0.023	0.006	0.808	0.195	0.006	5.013
IIES-V-019-C1h-pl	2.276	0.000	1.686	0.028	0.007	0.739	0.276	0.011	5.024
IIES-V-019-C2b-pl	2.275	0.000	1.694	0.027	0.005	0.741	0.260	0.010	5.013
IIES-V-019-C2h-pl	2.248	0.001	1.714	0.034	0.006	0.765	0.243	0.009	5.020
IIES-V-019-C6a-pl	2.324	0.003	1.592	0.077	0.028	0.696	0.283	0.018	5.025
IIES-V-019-C7b-pl	2.188	0.001	1.777	0.026	0.006	0.823	0.190	0.006	5.019
IIES-V-019-C7c-pl	2.283	0.000	1.680	0.028	0.008	0.743	0.261	0.009	5.011
IIES-V-019-C7d-pl	2.204	0.000	1.758	0.025	0.006	0.824	0.194	0.005	5.017
IIES-V-019-C7h-pl	2.258	0.000	1.700	0.029	0.006	0.756	0.273	0.010	5.032
IIES-V-019-C7i-pl	2.305	0.001	1.658	0.027	0.007	0.709	0.300	0.013	5.021
IIES-V-019-C8b-pl	2.217	0.000	1.743	0.028	0.007	0.796	0.230	0.007	5.029
IIES-V-019-C8d-pl	2.271	0.000	1.694	0.024	0.006	0.749	0.262	0.009	5.017
IIES-V-019-C8g-pl	2.233	0.000	1.728	0.028	0.007	0.784	0.232	0.008	5.021
IIES-V-019-C8h-pl	2.282	0.001	1.672	0.027	0.007	0.734	0.302	0.011	5.037
IIES-V-019-C11a-pl	2.297	0.001	1.658	0.044	0.013	0.725	0.251	0.014	5.005
IIES-V-019-C11b-pl	2.224	0.000	1.731	0.030	0.004	0.790	0.243	0.011	5.036
IIES-V-019-C11c-pl	2.223	0.000	1.733	0.030	0.004	0.799	0.229	0.009	5.029
IIES-V-019-C11h-pl	2.397	0.001	1.557	0.034	0.008	0.624	0.382	0.018	5.022
IIES-V-019-C2e-pl	2.324	0.000	1.638	0.027	0.006	0.700	0.308	0.011	5.016
IIES-V-019-C3g-pl	2.357	0.001	1.600	0.038	0.006	0.652	0.353	0.020	5.028
IIES-V-019-C3h-pl	2.326	0.001	1.624	0.042	0.004	0.681	0.342	0.014	5.037
IIES-V-019-C3i-pl	2.417	0.001	1.530	0.044	0.007	0.607	0.396	0.023	5.026
IIES-V-019-C4a-pl	2.392	0.002	1.552	0.037	0.004	0.622	0.400	0.022	5.035
IIES-V-019-C4e-pl	2.407	0.002	1.546	0.042	0.004	0.605	0.396	0.022	5.025
IIES-V-019-C4g-pl	2.224	0.000	1.735	0.027	0.006	0.794	0.238	0.008	5.032
IIES-V-019-C6g-pl	2.215	0.000	1.752	0.025	0.004	0.800	0.211	0.008	5.016
IIES-V-019-C7j-pl	2.169	0.000	1.790	0.030	0.004	0.848	0.182	0.005	5.028

Tabla 11.

Porcentaje en peso para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	An
IIES-V-020-C5g-pl	46.81	32.33	0.70	0.07	16.50	2.18	0.09	98.70	80.3
IIES-V-020-C8e-pl	53.54	28.20	0.60	0.08	11.72	4.83	0.31	99.32	56.3
IIES-V-020-C10b-pl	47.11	32.43	0.68	0.05	16.66	2.10	0.09	99.10	81.0
IIES-V-020-C10d-pl	44.86	33.86	0.61	0.03	18.44	1.09	0.04	98.96	90.2
IIES-V-020-C10f-pl	45.70	33.62	0.61	0.05	17.89	1.42	0.05	99.37	87.2
IIES-V-020-C12h-pl	49.67	31.07	0.68	0.07	15.14	2.99	0.15	99.79	73.1
IIES-V-020-C13f-pl	54.40	28.19	0.57	0.09	11.53	5.01	0.33	100.12	54.9
IIES-V-020-C14f-pl	45.94	33.79	0.67	0.04	18.02	1.31	0.05	99.83	88.1
IIES-V-020-C14b-pl	49.58	30.87	0.60	0.05	14.64	3.12	0.17	99.04	71.5
IIES-V-020-C14a-pl	45.16	33.59	0.60	0.05	18.12	1.43	0.05	98.96	87.3
*IIES-V-020-C6a-pl1	53.32	28.11	0.65	0.10	11.59	4.77	0.34	98.88	56.2
*IIES-V-020-C6a-pl2	49.59	30.66	0.66	0.06	14.69	3.31	0.17	99.16	70.4
*IIES-V-020-C6a-pl3	53.09	28.08	0.59	0.07	11.72	4.98	0.31	98.83	55.5
*IIES-V-020-C6a-pl4	52.94	28.06	0.68	0.08	11.94	4.78	0.30	98.80	57.0
*IIES-V-020-C8k-pl1	54.87	25.50	1.74	0.28	9.50	5.64	0.50	98.08	46.8
*IIES-V-020-C8k-pl2	53.15	28.24	0.57	0.07	11.58	4.89	0.35	98.91	55.6
*IIES-V-020-C8k-pl3	52.27	28.68	0.57	0.06	12.31	4.60	0.30	98.79	58.6
*IIES-V-020-C8k-pl4	51.60	29.25	0.61	0.07	12.98	4.06	0.24	98.84	62.9
*IIES-V-020-C8k-pl5	52.95	28.15	0.51	0.07	11.81	4.68	0.30	98.49	57.2
*IIES-V-020-C13e-pl1	52.41	29.67	0.70	0.07	13.31	4.02	0.24	100.41	63.8
*IIES-V-020-C13e-pl2	52.65	26.08	2.89	0.60	10.61	4.25	0.35	97.51	56.7
*IIES-V-020-C13e-pl3	54.03	28.31	0.61	0.09	11.65	4.89	0.32	99.91	55.8
*IIES-V-020-C13e-pl4	52.99	28.72	0.64	0.09	12.24	4.45	0.27	99.47	59.4
*IIES-V-020-C13e-pl5	45.46	33.65	0.60	0.05	17.99	1.22	0.05	98.97	88.8
*IIES-V-020-C13e-pl6	45.51	33.97	0.60	0.05	17.99	1.31	0.05	99.45	88.1

Nota: El porcentaje de FeO se reporta como FeO total. An= [Ca/(Ca+Na+K)]x100. *Anillos de zonación en cristales de plagioclasa.

Tabla 12.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos, para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020.

Cationes por unidad de fórmula con base a 8 oxígenos									
Muestra	Si	Ti	Al	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Σ _{cat}
IIES-V-020-C5g-pl	2.185	0.000	1.779	0.027	0.005	0.825	0.197	0.006	5.025
IIES-V-020-C8e-pl	2.447	0.000	1.519	0.023	0.005	0.574	0.428	0.018	5.015
IIES-V-020-C10b-pl	2.189	0.000	1.776	0.026	0.003	0.830	0.189	0.005	5.019
IIES-V-020-C10d-pl	2.098	0.000	1.867	0.024	0.002	0.924	0.099	0.002	5.018

Nota: *Anillos de zonación en cristales de plagioclasa.

Tabla 12. Continuación.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos, para fenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020.

Cationes por unidad de fórmula con base a 8 oxígenos									
Muestra	Si	Ti	Al	Fe2+	Mg	Ca	Na	K	Σcat
IIES-V-020-C10f-pl	2.125	0	1.842	0.024	0.004	0.891	0.128	0.003	5.019
IIES-V-020-C12h-pl	2.281	0	1.682	0.026	0.005	0.745	0.266	0.009	5.015
IIES-V-020-C13f-pl	2.463	0	1.504	0.022	0.006	0.559	0.44	0.019	5.014
IIES-V-020-C14f-pl	2.126	0	1.843	0.026	0.003	0.893	0.117	0.003	5.012
IIES-V-020-C14b-pl	2.291	0	1.681	0.023	0.004	0.725	0.279	0.01	5.012
IIES-V-020-C14a-pl	2.111	0	1.851	0.024	0.004	0.907	0.13	0.003	5.030
*IIES-V-020-C6a-pl1	2.447	0	1.520	0.025	0.007	0.57	0.424	0.02	5.014
*IIES-V-020-C6a-pl2	2.291	0	1.669	0.026	0.004	0.727	0.296	0.01	5.025
*IIES-V-020-C6a-pl3	2.440	0	1.521	0.023	0.005	0.577	0.444	0.018	5.029
*IIES-V-020-C6a-pl4	2.436	0	1.521	0.026	0.006	0.589	0.426	0.018	5.023
*IIES-V-020-C8k-pl1	2.542	0	1.392	0.067	0.02	0.471	0.507	0.03	5.030
*IIES-V-020-C8k-pl2	2.440	0	1.528	0.022	0.005	0.57	0.435	0.02	5.022
*IIES-V-020-C8k-pl3	2.408	0	1.557	0.022	0.004	0.607	0.411	0.018	5.028
*IIES-V-020-C8k-pl4	2.379	0	1.589	0.024	0.005	0.641	0.363	0.014	5.015
*IIES-V-020-C8k-pl5	2.440	0	1.529	0.02	0.005	0.583	0.418	0.018	5.013
*IIES-V-020-C13e-pl1	2.378	0	1.587	0.027	0.005	0.647	0.353	0.014	5.011
*IIES-V-020-C13e-pl2	2.470	0	1.442	0.113	0.042	0.534	0.387	0.021	5.012
*IIES-V-020-C13e-pl3	2.453	0.001	1.515	0.023	0.006	0.566	0.43	0.018	5.013
*IIES-V-020-C13e-pl4	2.420	0.001	1.546	0.025	0.006	0.599	0.394	0.016	5.009
*IIES-V-020-C13e-pl5	2.121	0	1.850	0.023	0.003	0.899	0.11	0.003	5.010
*IIES-V-020-C13e-pl6	2.114	0	1.860	0.023	0.003	0.895	0.118	0.003	5.016

Nota: *Anillos de zonación en cristales de plagioclasa.

Tabla 13.

Porcentaje en peso para microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	An
IIES-V-020-C3a-pl	52.00	29.76	0.70	0.08	13.52	3.90	0.22	100.23	64.9
IIES-V-020-C3b-pl	55.66	27.56	0.44	0.05	10.67	5.43	0.40	100.24	50.9
IIES-V-020-C3c-pl	53.37	27.70	0.44	0.07	11.37	5.16	0.31	98.42	53.9
IIES-V-020-C3e-pl	53.30	27.81	0.51	0.05	11.29	5.02	0.32	98.36	54.4
IIES-V-020-C3f-pl	51.04	29.54	0.46	0.05	12.93	4.18	0.23	98.44	62.3
IIES-V-020-C3h-pl	52.66	28.61	0.45	0.04	11.97	4.73	0.29	98.75	57.4
IIES-V-020-C5h-pl	49.58	30.37	0.70	0.09	14.37	3.40	0.21	98.74	69.2
IIES-V-020-C5j-pl	47.73	31.12	1.14	0.13	15.47	2.46	0.14	98.24	77.0
IIES-V-020-C5l-pl	46.93	32.06	0.71	0.08	16.48	2.27	0.09	98.61	79.6

Nota: El porcentaje de FeO se reporta como FeO total. An= [Ca/(Ca+Na+K)]x100.

Tabla 13. continuación

Porcentaje en peso para microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	An
IIES-V-020-C7a-pl	50.55	29.85	0.66	0.07	13.87	3.80	0.22	99.11	66.0
IIES-V-020-C7c-pl	46.03	33.04	0.73	0.06	17.30	1.82	0.06	99.03	83.7
IIES-V-020-C7h-pl	54.41	26.95	0.80	0.09	10.35	5.50	0.43	98.56	49.7
IIES-V-020-C8d-pl	50.26	30.13	0.70	0.08	14.16	3.43	0.19	99.02	68.8
IIES-V-020-C8g-pl	54.38	27.24	0.84	0.08	10.73	5.51	0.42	99.28	50.6
IIES-V-020-C8h-pl	54.62	27.05	0.83	0.08	10.48	5.59	0.41	99.08	49.7
IIES-V-020-C12a-pl	49.98	29.90	0.73	0.06	13.97	3.48	0.21	98.35	68.1
IIES-V-020-C12b-pl	49.75	30.24	0.66	0.09	14.31	3.47	0.18	98.74	68.8
IIES-V-020-C12f-pl	50.69	30.20	0.73	0.07	13.88	3.54	0.21	99.34	67.6
IIES-V-020-C14e-pl	50.56	29.63	0.69	0.07	13.65	3.80	0.24	98.67	65.6

Nota: El porcentaje de FeO se reporta como FeO total. An= $[Ca/(Ca+Na+K)] \times 100$.

Tabla 14.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos, para microfenocristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020.

Cationes por unidad de fórmula con base en 8 oxígenos

Muestra	Si	Ti	Al	Fe2+	Mg	Ca	Na	K	Σ cat
IIES-V-020-C3a-pl	2.366	2.366	1.596	0.027	0.006	0.659	0.344	0.013	5.012
IIES-V-020-C3b-pl	2.509	2.509	1.464	0.017	0.003	0.515	0.474	0.023	5.007
IIES-V-020-C3c-pl	2.460	2.460	1.504	0.017	0.004	0.561	0.461	0.018	5.027
IIES-V-020-C3e-pl	2.457	2.457	1.511	0.020	0.004	0.558	0.449	0.019	5.019
IIES-V-020-C3f-pl	2.362	2.362	1.611	0.018	0.003	0.641	0.375	0.013	5.025
IIES-V-020-C3h-pl	2.421	2.421	1.550	0.017	0.003	0.590	0.421	0.017	5.021
IIES-V-020-C5h-pl	2.300	2.300	1.661	0.027	0.006	0.714	0.305	0.013	5.027
IIES-V-020-C5j-pl	2.236	2.236	1.718	0.045	0.009	0.776	0.223	0.008	5.018
IIES-V-020-C5l-pl	2.193	2.193	1.766	0.028	0.005	0.825	0.206	0.006	5.029
IIES-V-020-C7a-pl	2.333	2.333	1.624	0.026	0.005	0.686	0.340	0.013	5.030
IIES-V-020-C7c-pl	2.147	2.147	1.816	0.028	0.004	0.864	0.164	0.004	5.028
IIES-V-020-C7h-pl	2.501	2.501	1.460	0.031	0.006	0.510	0.490	0.025	5.025
IIES-V-020-C8d-pl	2.321	2.321	1.640	0.027	0.006	0.701	0.307	0.011	5.015
IIES-V-020-C8g-pl	2.486	2.486	1.468	0.032	0.005	0.526	0.488	0.024	5.033
IIES-V-020-C8h-pl	2.499	2.499	1.459	0.032	0.005	0.514	0.496	0.024	5.031
IIES-V-020-C12a-pl	2.324	2.324	1.638	0.028	0.004	0.696	0.314	0.013	5.018
IIES-V-020-C12b-pl	2.307	2.307	1.653	0.026	0.006	0.711	0.312	0.011	5.026
IIES-V-020-C12f-pl	2.331	2.331	1.637	0.028	0.005	0.684	0.316	0.012	5.014
IIES-V-020-C14e-pl	2.342	2.342	1.618	0.027	0.005	0.677	0.341	0.014	5.025

6.2.2. Piroxeno. Se obtuvieron un total de 32 análisis en 23 cristales de clinopiroxeno; seis análisis corresponden a tres fenocristales con datos tomados en el centro y borde de ellos, y 26 a microfenocristales, cinco de los cuales fueron analizados tanto en el centro como en el borde. Los resultados indican que todos los fenocristales analizados corresponden a clinopiroxeno tipo augita (Wo_{41-44} , Ens_{22-28} , Fs_{28-37}) (Tabla 15; Tabla 16), y los microfenocristales varían entre augita (Wo_{37-44} , Ens_{22-27} , Fs_{30-38}) y pigeonita (Wo_{9-13} , Ens_{26-31} , Fs_{59-63}) (Figura 11A, Tabla 17; Tabla 18).

Al comparar el contenido de Wollastonita, Enstatita y Ferrosilita (Wo , Ens , Fs) en ocho microfenocristales de clinopiroxeno que presentan zonación (Figura 11B, 11C), se determinó que todos los centros son cálcicos, y según los bordes se diferenciaron dos grupos: uno con bordes cálcicos (augita, Figura 12A, 12C), y otro con bordes de composición rica en hierro (pigeonita Figura 12B).

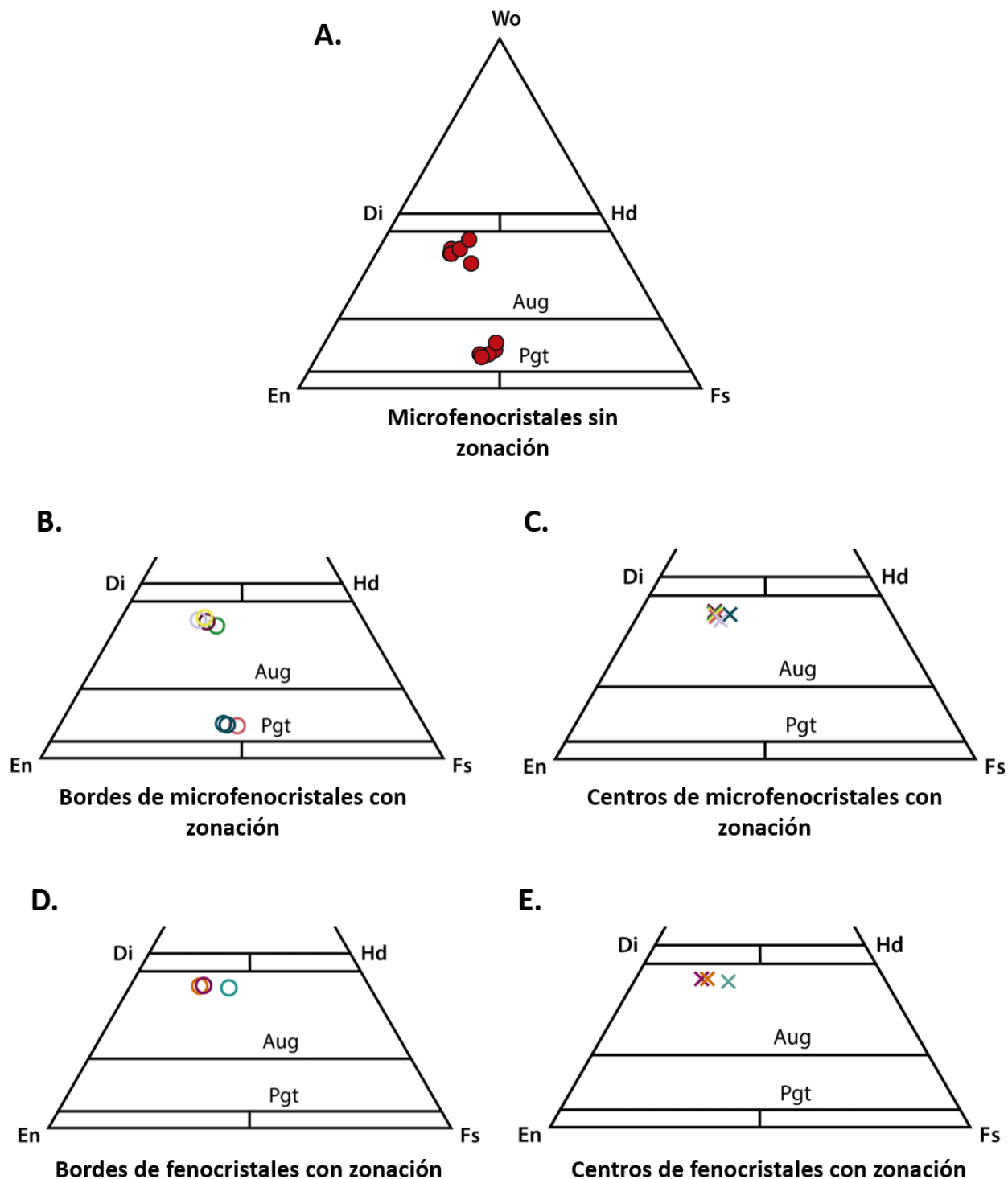


Figura 11. Diagrama ternario de clasificación de piroxeno (Morimoto, 1989) para la muestra IIES-V-020. **A.** Microfenocristales sin zonación. **B.** Bordes de microfenocristales con zonación. **C.** Centros de microfenocristales con zonación. **D.** Bordes en fenocristales con zonación. **E.** Centros de fenocristales con zonación. Abreviaturas: Wo- Wollastonita, En- Enstatita, Fs- ferrosilita, Di- diópsido, Hd- hedenbergita, Aug- augita, Pgt- pigeonita.

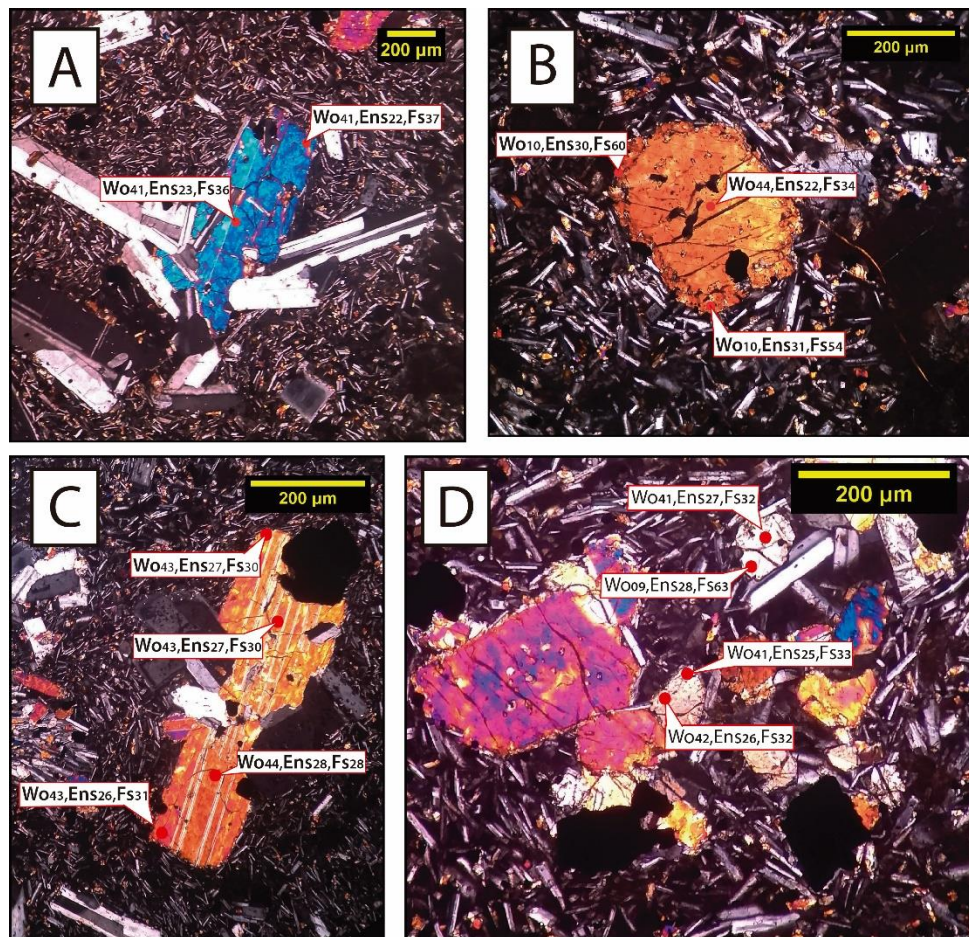


Figura 12. Fotomicrografías de la variación en el porcentaje de Wollastonita, Enstatita y Ferrosilita para cristales de piroxeno; tomadas en núcleos cruzados. **A.** Muestra IIES-V-020-C3. **B.** Muestra IIES-V-020-C4. **C.** Muestra IIES-V-020-C5. **D.** Muestra IIES-V-020-C11.

Tabla 15.

Porcentaje en peso para fenocristales de piroxeno de la muestra IIES-V-020.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	TOTAL	Wo	Ens	Fs
IIES-V-020-C3g-px1	50.75	0.43	1.43	14.94	0.63	12.62	18.81	0.22	99.83	41	23	36
IIES-V-020-C3j-px2	51.03	0.33	1.20	15.71	0.66	11.81	18.79	0.26	99.79	41	22	37
IIES-V-020-C5d-px1	50.58	0.36	2.54	11.23	0.39	14.58	19.16	0.26	99.09	44	28	28
IIES-V-020-C5a-px2	49.97	0.41	2.20	12.79	0.47	13.70	19.01	0.27	98.83	43	26	31
IIES-V-020-C5k-px1	50.44	0.42	2.27	12.11	0.44	14.05	19.07	0.29	99.10	43	27	30
IIES-V-020-C5m-px2	50.59	0.39	2.13	11.97	0.41	14.21	19.10	0.26	99.07	43	27	30

Nota: El porcentaje de FeO se reporta como FeO total. **Wo**=[Ca/(Ca+Fe+Mg)]x100; **Ens**=[Mg/(Ca+Fe+Mg)]x100; **Fs**=[Fe/(Ca+Fe+Mg)]x100. Px1 y Px2 corresponden a centros y bordes de los cristales respectivamente.

Tabla 16.

Cationes por unidad de fórmula con base en 6 oxígenos, para fenocristales de piroxeno de la muestra IIES-V-020.

Muestra	Cationes por unidad de fórmula con base en 6 oxígenos										Mg#
	Si	Ti	Al	Fe3+	Fe2+	Mn	Mg	Ca	Na	Σ cat	
IIES-V-020-C3g-px1	1.941	0.012	0.064	0.046	0.432	0.020	0.720	0.771	0.016	4.023	61.4
IIES-V-020-C3j-px2	1.958	0.009	0.054	0.030	0.474	0.022	0.676	0.773	0.019	4.015	57.7
IIES-V-020-C5d-px1	1.916	0.010	0.113	0.055	0.301	0.013	0.823	0.777	0.019	4.027	72.4
IIES-V-020-C5a-px2	1.914	0.012	0.099	0.069	0.341	0.015	0.783	0.780	0.020	4.034	68.7
IIES-V-020-C5k-px1	1.919	0.012	0.102	0.058	0.327	0.014	0.797	0.777	0.022	4.028	70.0
IIES-V-020-C5m-px2	1.924	0.011	0.095	0.054	0.326	0.013	0.805	0.778	0.019	4.027	70.4

Tabla 17.

Porcentaje en peso para microfenocristales de piroxeno de la muestra IIES-V-020.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	TOTAL	Wo	Ens	Fs
IIES-V-020-C4b-px	50.45	0.46	2.24	13.37	0.48	14.02	17.83	0.24	99.11	40.3	26.8	32.9
IIES-V-020-C4f-px	50.79	0.47	1.95	12.90	0.46	14.47	18.22	0.24	99.49	41.0	27.5	31.5
IIES-V-020-C4i-px	50.39	0.38	1.42	16.16	0.61	13.02	16.72	0.25	99.00	36.9	24.3	38.8
IIES-V-020-C4n-px	50.62	0.37	1.78	12.32	0.47	14.04	18.73	0.26	98.60	42.6	26.9	30.5
IIES-V-020-C5e-px	50.78	0.35	2.12	12.37	0.47	14.16	19.01	0.23	99.48	42.8	26.9	30.3
IIES-V-020-C7g-px	51.32	0.35	1.70	12.39	0.47	14.57	18.44	0.24	99.50	41.7	27.8	30.5
IIES-V-020-C7f-px	50.41	0.46	2.35	13.31	0.48	13.33	18.66	0.25	99.28	42.0	25.3	32.6
IIES-V-020-C8i-px	50.74	0.27	0.76	24.84	0.98	16.76	4.65	0.07	99.13	10.2	30.9	59.0
IIES-V-020-C8j-px	51.03	0.26	0.69	25.30	0.94	16.84	4.37	0.08	99.54	9.5	30.8	59.7
IIES-V-020-C11e-px	51.00	0.31	0.75	26.04	0.96	15.27	5.26	0.09	99.70	11.3	27.7	61.0
IIES-V-020-C7e-px	50.80	0.25	0.72	25.71	0.99	16.02	4.75	0.09	99.38	10.3	29.2	60.5
IIES-V-020-C4a-px	50.61	0.30	0.73	26.15	0.99	14.81	6.24	0.07	99.94	13.2	26.5	60.3
IIES-V-020-C4d-px	50.57	0.36	1.61	14.81	0.59	12.86	18.62	0.26	99.71	40.8	23.8	35.3
IIES-V-020-C14d-px1	51.08	0.36	1.77	13.67	0.53	13.96	18.01	0.27	99.66	40.3	26.4	33.3
IIES-V-020-C14c-px2	51.10	0.39	2.03	13.01	0.52	13.94	18.58	0.29	99.87	41.8	26.4	31.8
IIES-V-020-C4h-px	50.79	0.45	2.12	12.43	0.44	14.14	18.80	0.28	99.46	42.5	27.0	30.5
IIES-V-020-C4j-px1	50.31	0.41	2.08	12.92	0.48	13.94	18.60	0.27	99.03	41.9	26.5	31.6
IIES-V-020-C4k-px2	50.19	0.47	1.98	14.07	0.49	13.20	18.71	0.26	99.40	41.4	24.7	33.9
IIES-V-020-C4m-px1	50.52	0.40	2.03	13.02	0.47	14.06	18.22	0.29	99.04	41.2	26.8	32.0
IIES-V-020-C4l-px2	50.31	0.17	0.67	27.17	0.96	15.57	4.29	0.08	99.25	9.1	28.0	62.9
IIES-V-020-C4o-px1	50.21	0.48	2.31	12.45	0.48	13.84	18.90	0.30	98.97	42.8	26.5	30.7
IIES-V-020-C4p-px2	50.11	0.49	1.94	14.38	0.55	13.14	18.12	0.22	98.99	40.4	24.7	34.9
IIES-V-020-C4g-px	50.62	0.43	1.40	15.76	0.62	12.55	17.64	0.24	99.28	38.9	23.3	37.8
IIES-V-020-C11c-px1	50.38	0.54	2.60	14.15	0.50	12.06	19.83	0.31	100.38	43.7	22.4	33.9
IIES-V-020-C11a-px2	51.58	0.28	0.69	25.31	0.95	16.69	4.49	0.09	100.10	9.7	30.5	59.7
IIES-V-020-C11b-px2	51.10	0.30	0.76	25.00	0.91	16.73	4.69	0.09	99.60	10.2	30.7	59.1

Nota: El porcentaje de FeO se reporta como FeO total. **Wo**=[Ca/(Ca+Fe+Mg)]x100; **Ens**=[Mg/(Ca+Fe+Mg)]x100; **Fs**=[Fe/(Ca+Fe+Mg)]x100. Px1 y Px2 corresponden a centros y bordes de los cristales respectivamente.

Tabla 18.

Cationes por unidad de fórmula con base en 6 oxígenos, para microfenocristales de piroxeno de la muestra IIES-V-020.

Muestra	Cationes por unidad de fórmula con base en 6 oxígenos										Mg#
	Si	Ti	Al	Fe3+	Fe2+	Mn	Mg	Ca	Na	Σ cat	
IIES-V-020-C4b-px	1.923	0.013	0.101	0.045	0.382	0.016	0.797	0.728	0.018	4.021	66.7
IIES-V-020-C4f-px	1.926	0.014	0.087	0.052	0.357	0.015	0.818	0.740	0.018	4.026	68.8
IIES-V-020-C4i-px	1.944	0.011	0.065	0.044	0.477	0.020	0.749	0.691	0.019	4.022	60.1
IIES-V-020-C4n-px	1.935	0.011	0.080	0.047	0.347	0.015	0.800	0.767	0.020	4.023	68.8
IIES-V-020-C5e-px	1.925	0.010	0.095	0.052	0.340	0.015	0.800	0.772	0.017	4.026	69.3
IIES-V-020-C7g-px	1.940	0.010	0.076	0.041	0.351	0.015	0.821	0.747	0.017	4.019	69.2
IIES-V-020-C7f-px	1.922	0.013	0.106	0.043	0.382	0.015	0.758	0.762	0.019	4.021	65.6
IIES-V-020-C8i-px	1.965	0.008	0.035	0.025	0.779	0.032	0.968	0.193	0.005	4.012	54.4
IIES-V-020-C8j-px	1.969	0.007	0.031	0.022	0.794	0.031	0.968	0.181	0.006	4.011	54.0
IIES-V-020-C11e-px	1.975	0.009	0.034	0.004	0.840	0.031	0.881	0.218	0.007	4.001	50.3
IIES-V-020-C7e-px	1.970	0.007	0.033	0.020	0.814	0.032	0.926	0.197	0.007	4.009	52.2
IIES-V-020-C4a-px	1.965	0.009	0.033	0.024	0.824	0.033	0.857	0.260	0.005	4.012	50.0
IIES-V-020-C4d-px	1.935	0.010	0.073	0.056	0.418	0.019	0.734	0.763	0.019	4.028	62.7
IIES-V-020-C14d-px1	1.938	0.010	0.079	0.043	0.391	0.017	0.790	0.732	0.020	4.021	65.9
IIES-V-020-C14c-px2	1.932	0.011	0.091	0.044	0.367	0.017	0.786	0.753	0.021	4.022	67.2
IIES-V-020-C4h-px1	1.925	0.013	0.095	0.050	0.344	0.014	0.799	0.764	0.021	4.025	69.0
IIES-V-020-C4g-px2	1.948	0.012	0.063	0.034	0.473	0.020	0.720	0.727	0.018	4.017	59.4
IIES-V-020-C4j-px1	1.921	0.012	0.094	0.060	0.352	0.016	0.794	0.761	0.020	4.030	68.3
IIES-V-020-C4k-px2	1.921	0.014	0.089	0.061	0.390	0.016	0.753	0.767	0.019	4.030	65.0
IIES-V-020-C4-m-px1	1.966	0.005	0.031	0.033	0.855	0.032	0.907	0.180	0.006	4.017	50.6
IIES-V-020-C4-l-px2	1.927	0.012	0.091	0.054	0.361	0.015	0.799	0.744	0.022	4.026	68.0
IIES-V-020-C4o-px1	1.916	0.014	0.104	0.058	0.339	0.016	0.788	0.773	0.022	4.029	68.9
IIES-V-020-C4p-px2	1.926	0.014	0.088	0.049	0.413	0.018	0.753	0.746	0.017	4.024	63.6
IIES-V-020-C11c-px1	1.914	0.015	0.117	0.049	0.401	0.016	0.683	0.807	0.023	4.024	62.1
IIES-V-020-C11a-px2	1.976	0.008	0.031	0.007	0.804	0.031	0.954	0.184	0.007	4.003	53.3
IIES-V-020-C11b-px2	1.969	0.009	0.035	0.018	0.788	0.030	0.961	0.193	0.007	4.008	54.0

6.2.3 Vidrio

Se obtuvieron un total de 19 datos, 10 de ellos correspondientes a inclusiones vítreas, y los nueve restantes a vidrio de la masa fundamental. La muestra IIES-V-019, tiene un bajo porcentaje de vidrio en la masa fundamental (9.5%), por lo que solo inclusiones de vidrio fueron medidas.

En el diagrama TAS (Figura 13; Le Bas *et al.*, 1986) se observa una amplia variación en el contenido de SiO_2 y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Las inclusiones, que representan la composición del fundido durante los diferentes períodos de cristalización, presentan un rango composicional de ultrabásico a intermedio ($\text{SiO}_2= 36\text{-}62.8\%$ y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0.76\text{-}12.1\%$) (Tabla 19).

En los diagramas tipo Harker para la muestra IIES-V-018 se distingue la agrupación del vidrio de inclusiones y de la masa fundamental en dos tendencias paralelas, con un patrón positivo de Al_2O_3 y Na_2O , negativo para FeO y MgO , una relación relativamente constante para el CaO del vidrio de la masa fundamental, y positiva para las inclusiones (Figura 14), y una relación positiva de K_2O para la masa fundamental, pero constante para las inclusiones.

Las inclusiones de vidrio la muestra IIES-V-019 exhiben un grupo de tres inclusiones con composición similar, con tendencias ligeramente marcadas, positivas de Al_2O_3 , Na_2O , CaO y K_2O , y negativas de FeO y MgO (Figura 15), y dos inclusiones cuya composición no se relaciona con las anteriores.

En la muestra IIES-V-020 se observa la agrupación de dos inclusiones de vidrio y de la masa fundamental en una sola tendencia. La cual es negativa para el contenido de Al_2O_3 , Na_2O y CaO , y ligeramente positiva para el FeO ; no se aprecia correlación aparente de Mg . Se distinguen dos grupos de K_2O , uno con tendencia positiva para los datos con $\text{SiO}_2 = 45\text{-}60\%$, y otro con tendencia negativa para los datos con $\text{SiO}_2= 60\text{-}75\%$ (Figura 16). Se destaca una inclusión de vidrio con $\text{SiO}_2= 48$, que exhibe un comportamiento composicional distinto a la agrupación de los demás datos.

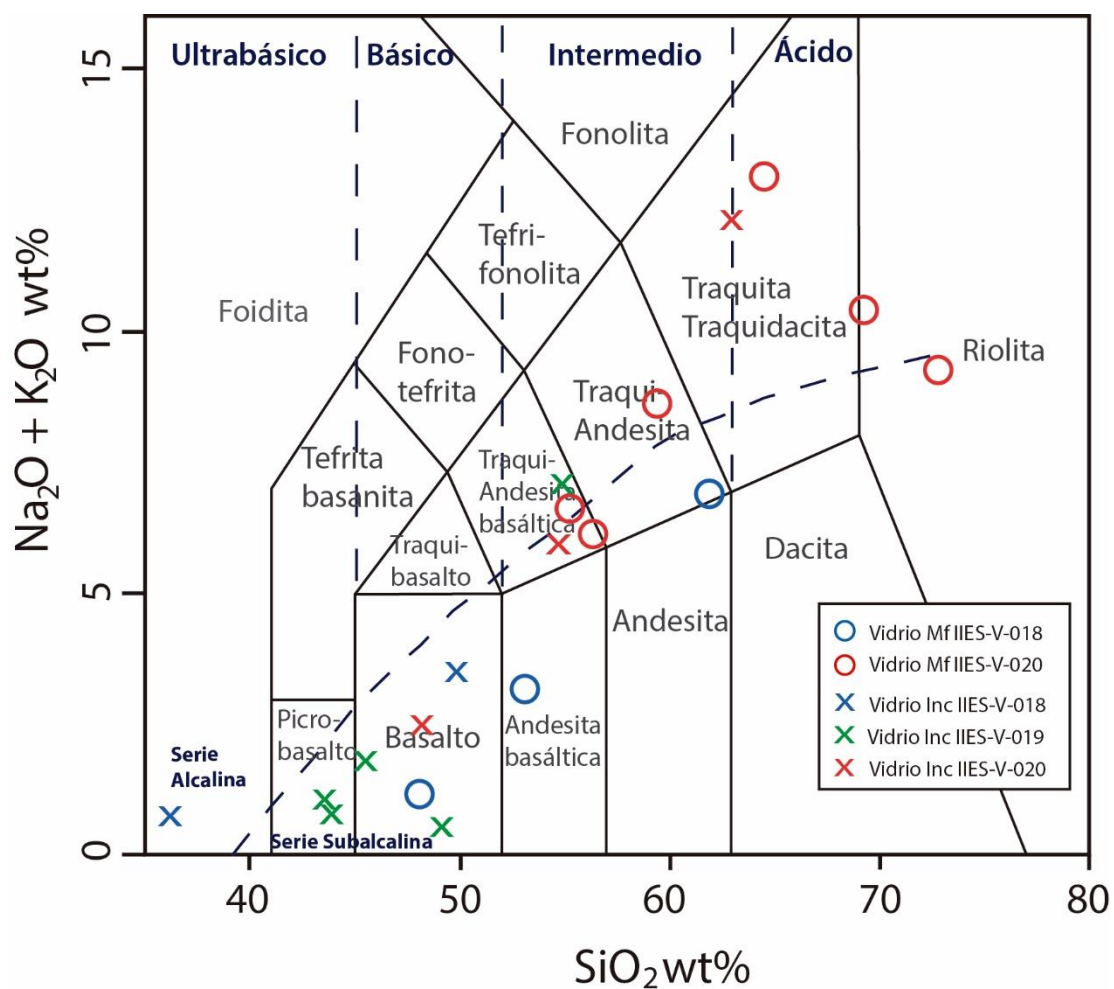


Figura 13. Diagrama binario de la variación de Sílice vs Álcalis (Tas- Le Bas et al., 1986) para las mediciones realizadas en el vidrio de la masa fundamental (Mf) e inclusiones de vidrio (Inc) de las muestras estudiadas.

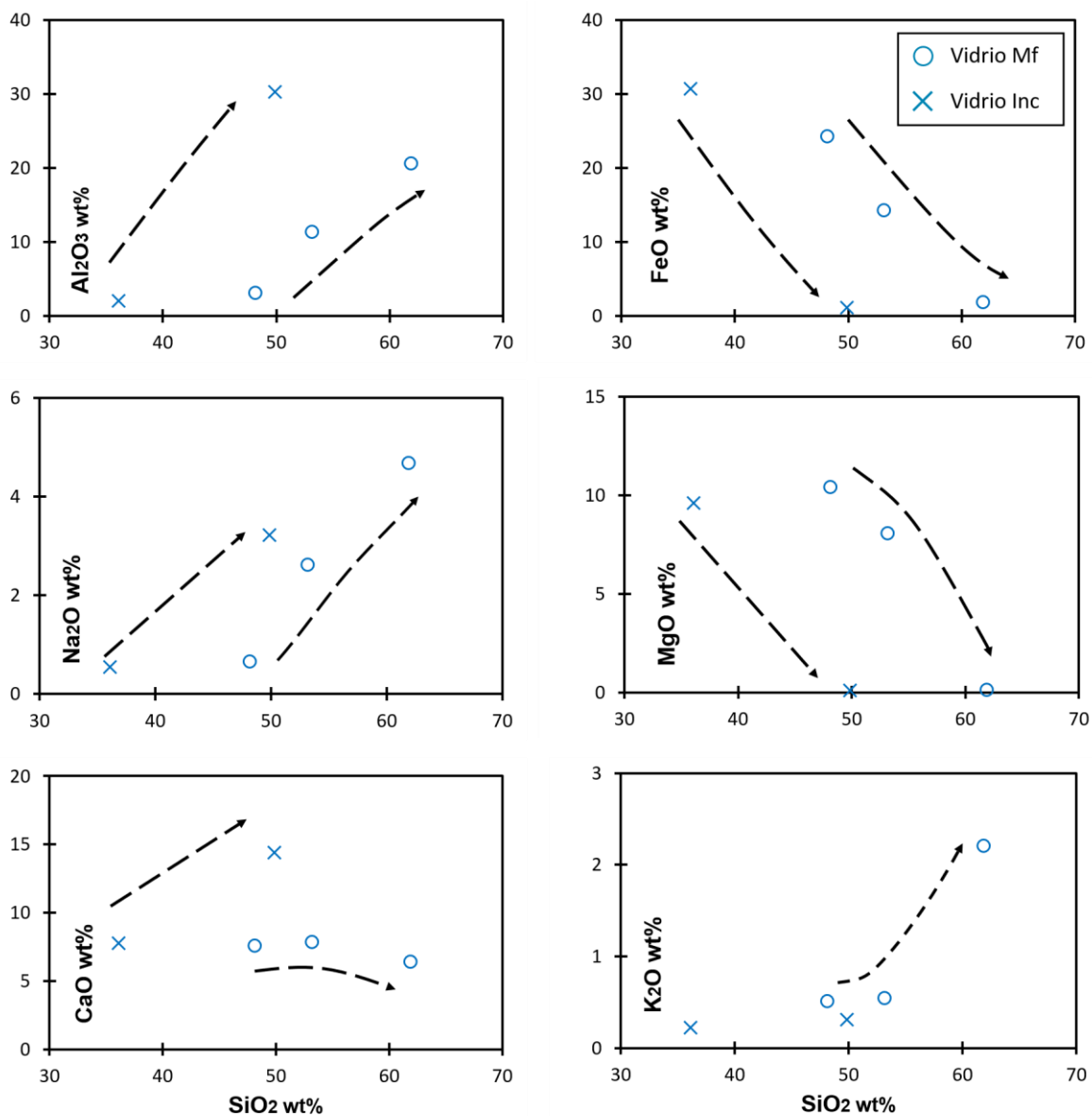


Figura 14. Diagramas Harker de la variación en el contenido de Sílice (SiO₂) vs Óxidos mayores, aplicado para las mediciones realizadas en el vidrio de la masa fundamental (Mf) e inclusiones de vidrio (Inc) de la muestra IIES-V-018.

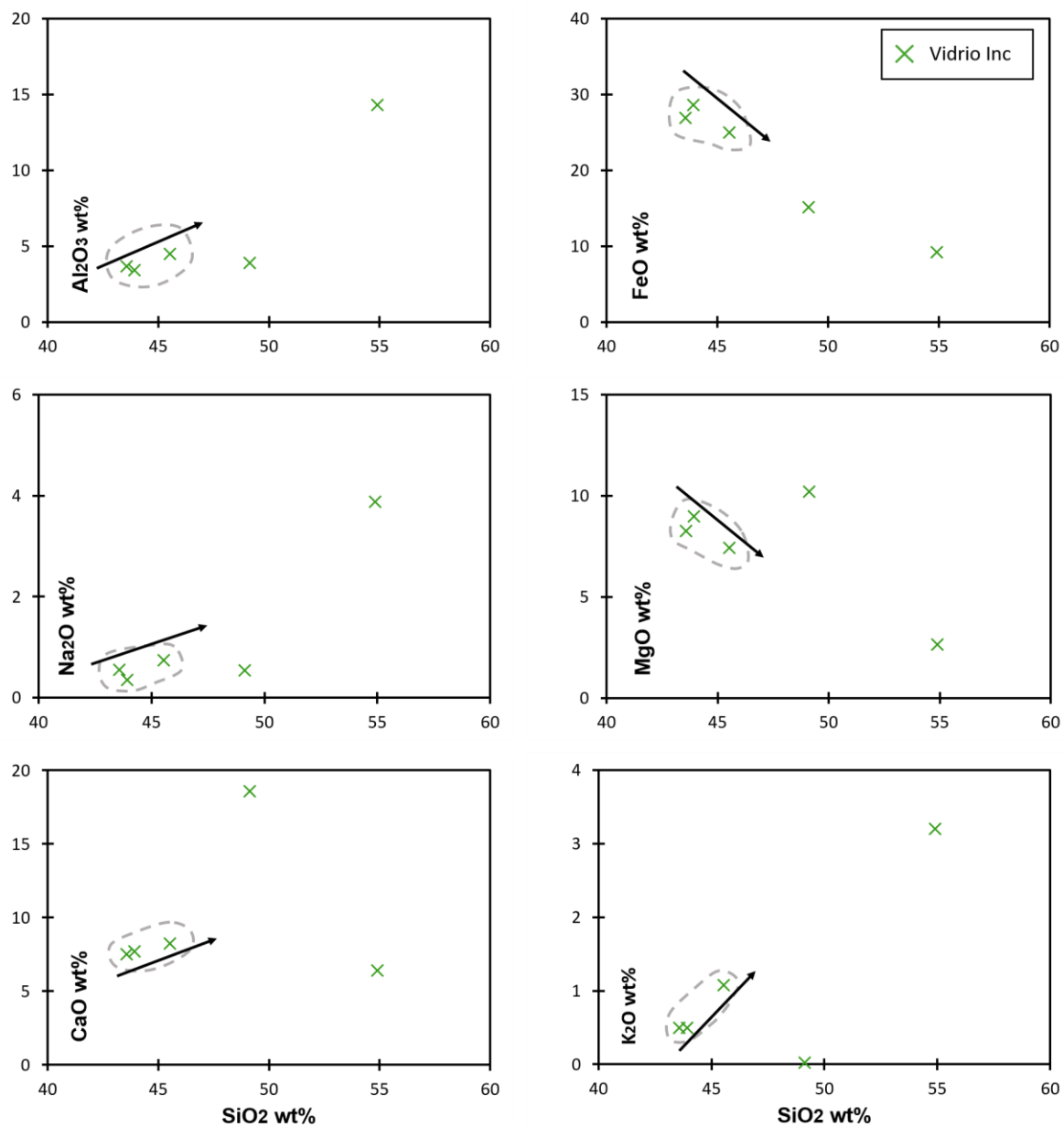


Figura 15. Diagramas Harker de la variación de contenido de Sílice (SiO₂) vs Óxidos mayores, aplicado para las mediciones realizadas en inclusiones de vidrio (Inc) de la muestra IIES-V-019.

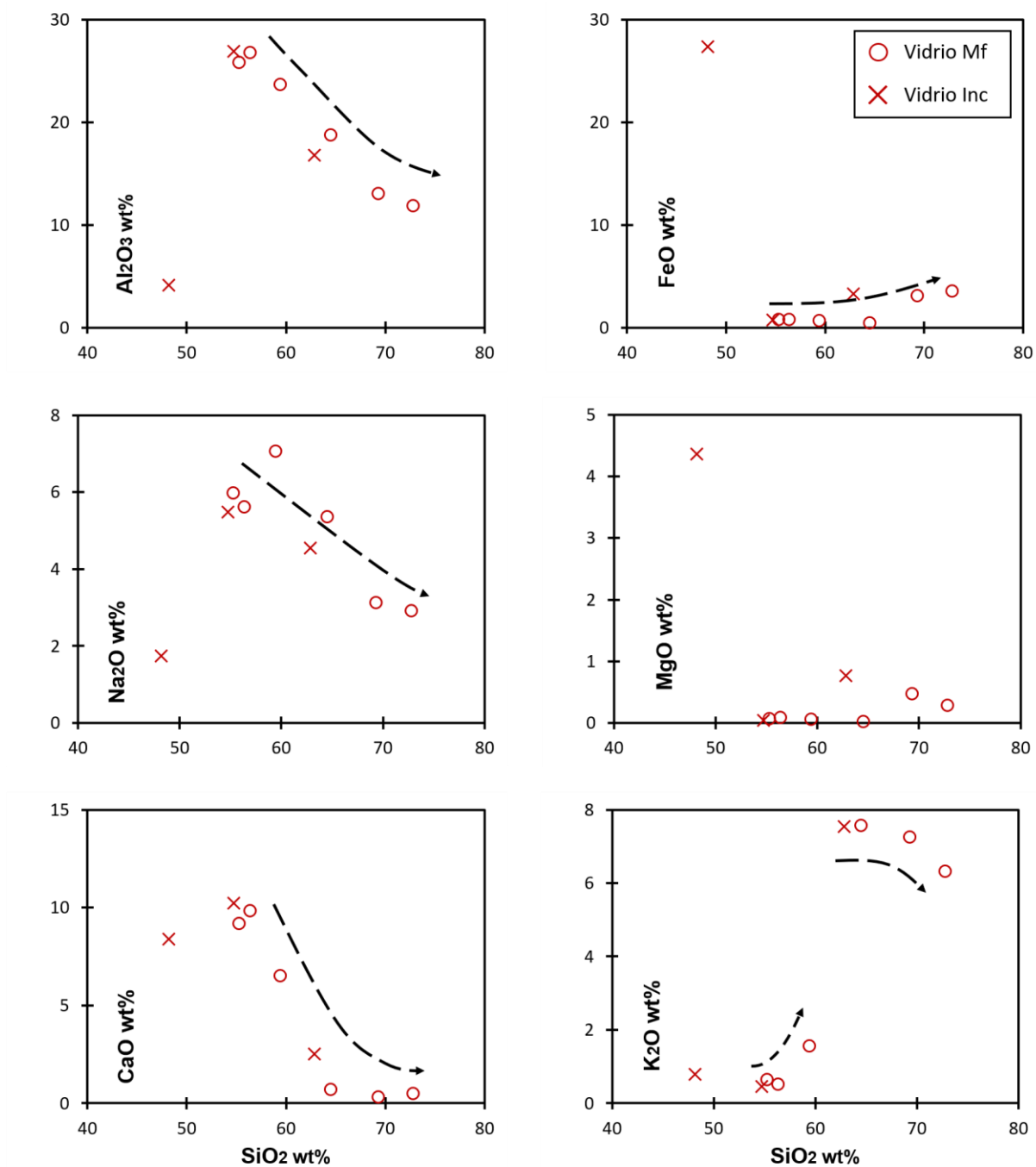


Figura 16. Diagramas Harker de la variación de Sílice SiO₂ vs Óxidos mayores, aplicado para las mediciones realizadas en el vidrio de la masa fundamenta (Mf) e inclusiones de vidrio (Inc) de la muestra IIES-V-020.

Tabla 19.

Composición química de óxidos mayores en porcentaje en peso (wt%) de las muestras de vidrio.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
IIES-V-018-C6a-vid-Mf	48.14	2.67	3.14	24.29	0.44	10.40	7.60	0.66	0.51	98.00
IIES-V-018-C5a-vid-Mf	53.16	0.26	11.40	14.25	0.38	8.07	7.88	2.62	0.55	99.61
IIES-V-018-C5g-vid-Mf	61.87	0.25	20.63	1.84	0.02	0.14	6.42	4.69	2.21	98.30
IIES-V-018-C7d-vid-Inc	36.09	2.30	2.02	30.72	0.47	9.60	7.76	0.54	0.22	90.61
IIES-V-018-C11c-vid-Inc	49.86	0.00	30.27	1.15	0.02	0.09	14.40	3.22	0.31	99.33
IIES-V-019-C1g-vid-Mf	43.57	3.11	3.68	26.90	0.43	8.26	7.51	0.55	0.50	95.92
IIES-V-019-C6e-vid-Mf	43.92	2.95	3.44	28.63	0.53	8.99	7.72	0.35	0.50	97.94
IIES-V-019-C10f-vid-Mf	45.53	3.19	4.48	25.00	0.44	7.43	8.22	0.74	1.08	97.41
IIES-V-019-C4i-vid-Mf	49.12	0.73	3.92	15.17	0.42	10.21	18.57	0.54	0.02	98.76
IIES-V-019-C4d-vid-Mf	54.89	1.93	14.33	9.23	0.22	2.64	6.42	3.88	3.20	97.46
IIES-V-020-C5f-vid-Mf	55.27	0.03	25.81	0.82	0.00	0.07	9.18	5.99	0.64	97.84
IIES-V-020-C6e-vid-Mf	56.35	0.03	26.78	0.81	0.00	0.09	9.85	5.62	0.51	100.02
IIES-V-020-C4e-vid-Mf	59.41	0.00	23.68	0.71	0.03	0.07	6.51	7.07	1.55	99.08
IIES-V-020-C10a-vid-Mf	64.49	0.00	18.76	0.45	0.01	0.02	0.69	5.36	7.57	97.30
IIES-V-020-C6c-vid-Mf	69.30	0.35	13.06	3.11	0.05	0.47	0.32	3.13	7.26	97.58
IIES-V-020-C6b-vid-Mf	72.79	0.46	11.86	3.57	0.04	0.28	0.48	2.92	6.32	98.79
IIES-V-020-C12l-vid-Inc	48.16	2.76	4.12	27.36	0.63	4.37	8.40	1.74	0.78	100.40
IIES-V-020-C7b-vid-Inc	54.74	0.04	26.89	0.72	0.01	0.04	10.23	5.48	0.46	98.62
IIES-V-020-C13d-vid-Inc	62.83	0.04	16.81	3.27	0.08	0.77	2.51	4.55	7.55	98.89

Abreviaturas: Mf- masa fundamental, Inc-inclusión de vidrio.

6.3. Geoquímica de roca total

6.3.1. Óxidos mayores. Las muestras analizadas se clasifican como andesita basáltica y andesita, correspondientes a la serie subalcalina (Figura 17), con afinidad toleítica (Figura 18), y contenido medio a alto de potasio (Figura 19). Los diagramas tipo Haker (Figura 20) muestran la cercana relación composicional entre las muestras IIES-V-018 e IIES-V-020, mientras que la muestra IIES-V-019 tiene mayores contenidos de CaO y MgO, TiO₂, y menores de SiO₂, Na₂O y K₂O (Tabla 20).

Tabla 20.

Contenido de óxidos mayores en porcentaje en peso (wt. %).

Muestra	IIES-V-018	IIES-V-019	IIES-V-020
SiO ₂	57.37	52.79	57.72
Al ₂ O ₃	16.74	16.41	15.88
Fe ₂ O ₃ (T)	9.27	11.39	10.84
MnO	0.20	0.18	0.21
MgO	1.78	2.92	1.80
CaO	6.53	8.30	6.34
Na ₂ O	3.31	3.01	3.29
K ₂ O	2.20	1.50	2.22
TiO ₂	0.79	1.14	0.76
P ₂ O ₅	0.45	0.42	0.47
LOI	1.87	2.15	0.66
Total	100.5	100.2	100.2

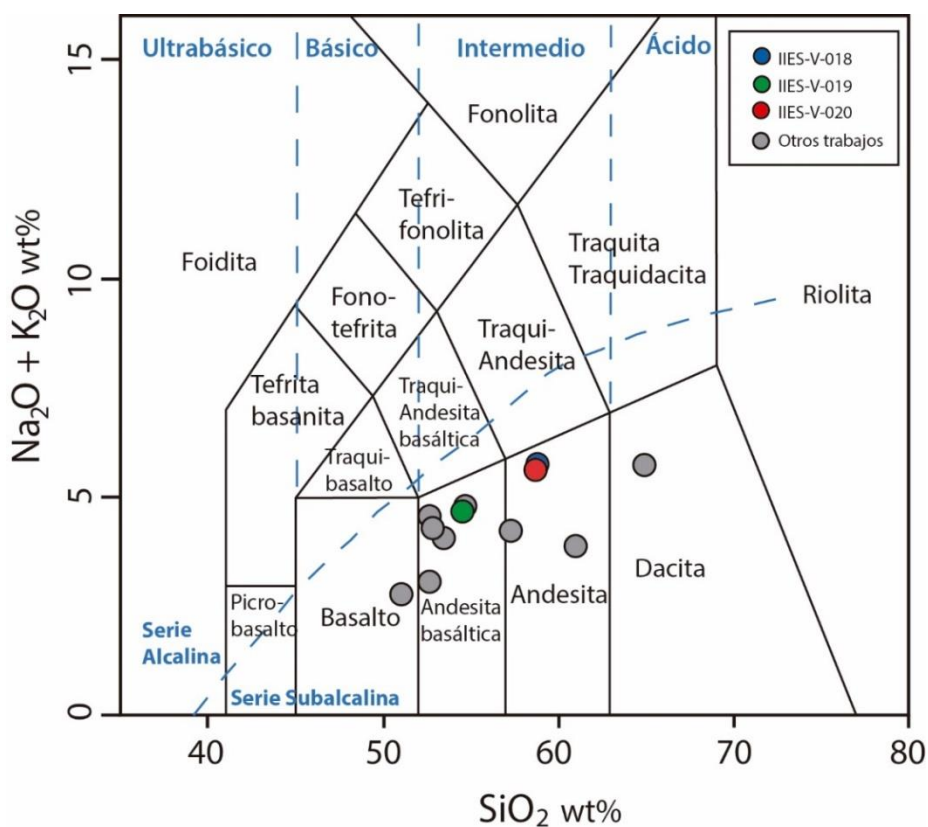


Figura 17. Diagrama binario de la variación de Sílice vs Álcalis (Tas- Le Bas *et al.*, 1986). Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

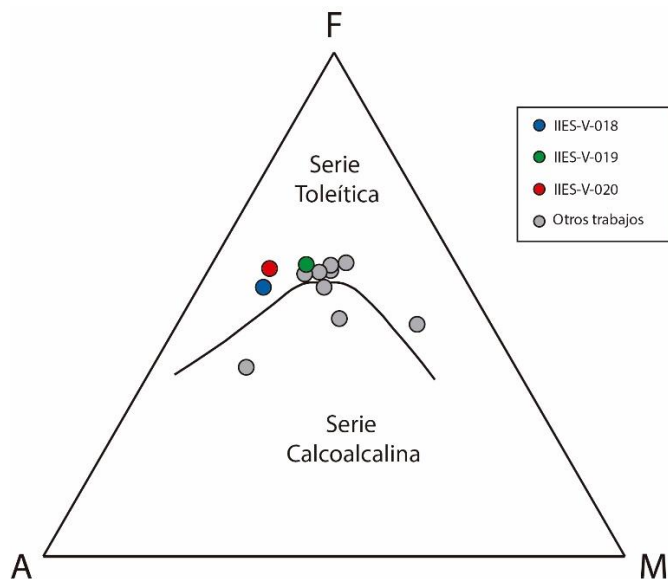


Figura 18. Diagrama ternario de variación de Álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – $\text{FeO} - \text{MgO}$ (AFM- Irvine & Baragar, 1971). Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

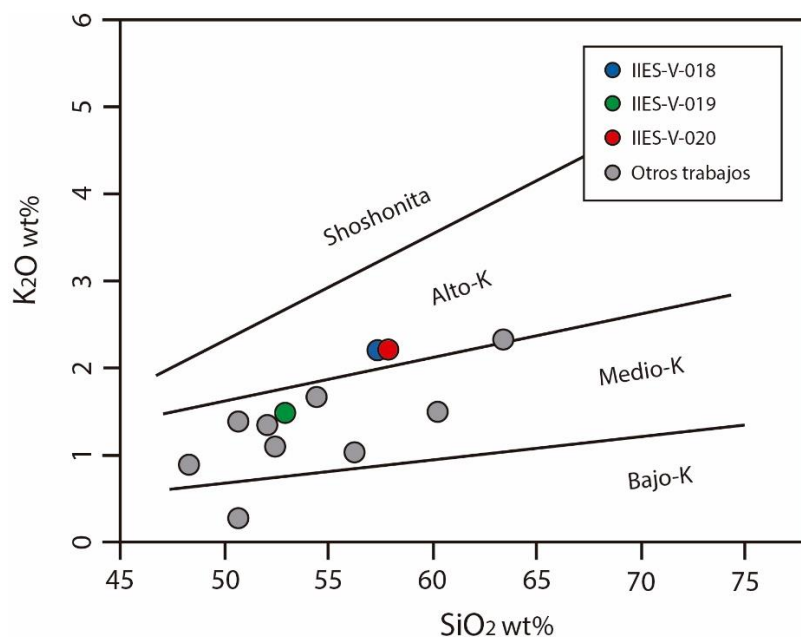


Figura 19. Diagrama binario de variación en el contenido SiO_2 vs K_2O (Gill, 1989). Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

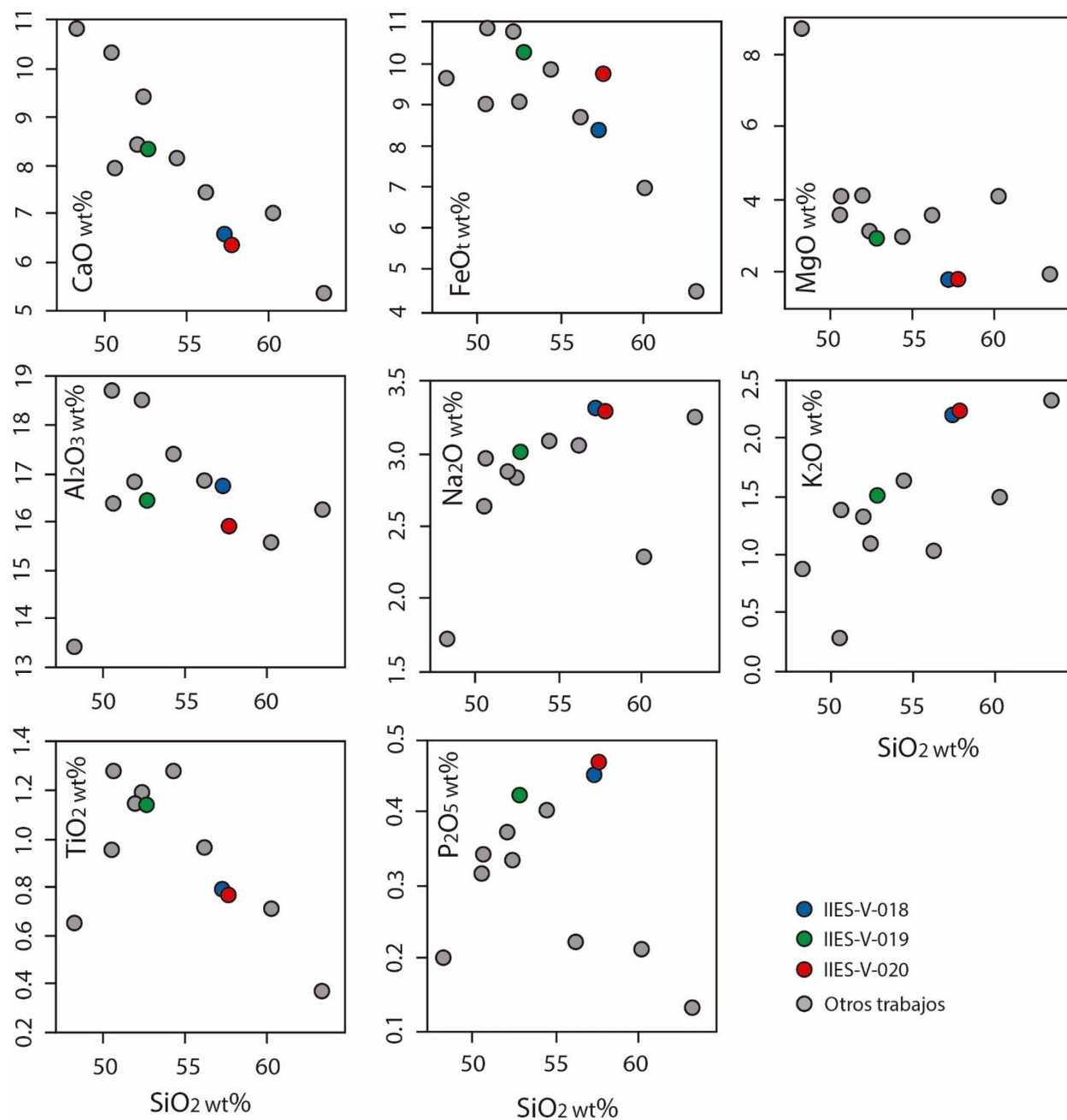


Figura 20. Diagramas Harker de variación en el contenido de Sílice (SiO_2) vs Óxidos mayores. Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

6.3.2. Elementos traza. La composición de los elementos traza de las rocas (Tabla 21), muestra un enriquecimiento relativo en los elementos incompatibles de radio iónico grande (Large ion lithophile elements, LILE; incluyen K, Rb, Sr, Ba, Cs), sobre los elementos de alto potencial iónico (High field strength elements, HFSE; incluyen Zr, Nb, Th, U). Se presentan anomalías positivas en los contenidos de Cs, Ba, U, K, Pb, Sr y P, y negativas de Rb, Th, Nb, La, Ti (Figura 21). Se distingue el alto contenido en Cs de la muestra IIES-V-019, siendo el mayor entre las tres muestras.

Tabla 21.

Contenido de elementos traza en partes por millón (ppm).

Muestra	IIES-V-018	IIES-V-019	IIES-V-020
Sc	21	25	21
Be	1	-	1
V	120	291	122
Ba	1038	1060	1021
Sr	496	477	477
Y	27	19	24
Zr	90	72	89
Cr	70	70	180
Co	21	26	21
Cu	120	160	130
Zn	110	110	100
Ga	18	19	18
Ge	2	2	2
As	6	16	7
Rb	40	38	46
Nb	4	3	4
Sn	1	1	1
Sb	0.8	6.4	1.2
Cs	0.8	15.5	1.1
La	11.1	8.5	10.2
Ce	22.9	17.8	21.3
Pr	3.16	2.51	2.93

Tabla 21. Continuación.

Contenido de elementos traza en partes por millón (ppm).

Muestra	IIES-V-018	IIES-V-019	IIES-V-020
Nd	14.2	11.7	13.7
Sm	3.9	3.1	3.7
Eu	1.23	1.06	1.17
Gd	4.6	3.7	4.3
Tb	0.8	0.6	0.7
Dy	4.7	3.8	4.3
Ho	1	0.8	0.9
Er	3	2.2	2.6
Tm	0.44	0.33	0.38
Yb	3	2.1	2.5
Lu	0.47	0.34	0.38
Hf	2.8	2.1	2.5
Ta	0.3	0.3	0.3
Tl	-	0.5	0.1
Pb	7	9	8
Th	2	1.5	1.9
U	0.9	0.8	0.9

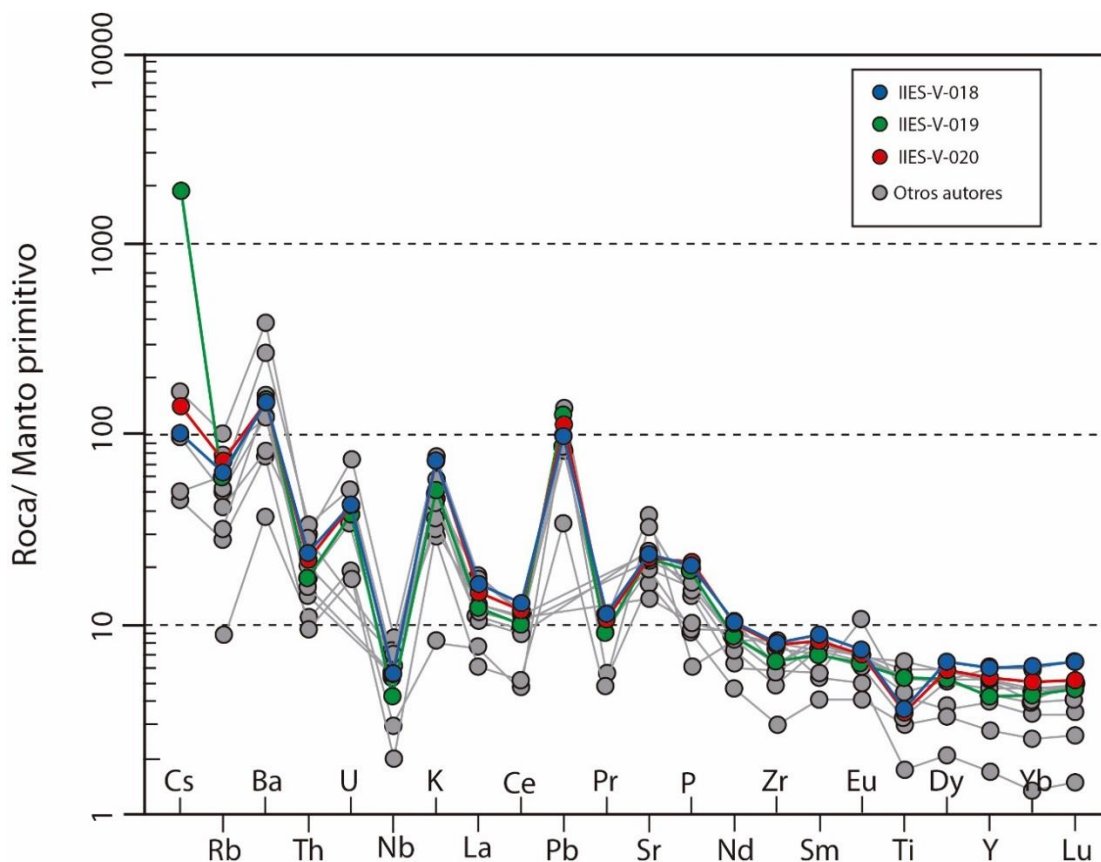


Figura 21. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

El diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Figura 22), evidencia que las tres muestras tienen un comportamiento similar, con leve enriquecimiento de tierras raras ligeras (*Light rare earth elements*, LREE; La – Eu), respecto a las tierras raras pesadas, las cuales muestran un comportamiento relativamente plano (*Heavy rare earth elements*, HREE; Gd – Lu).

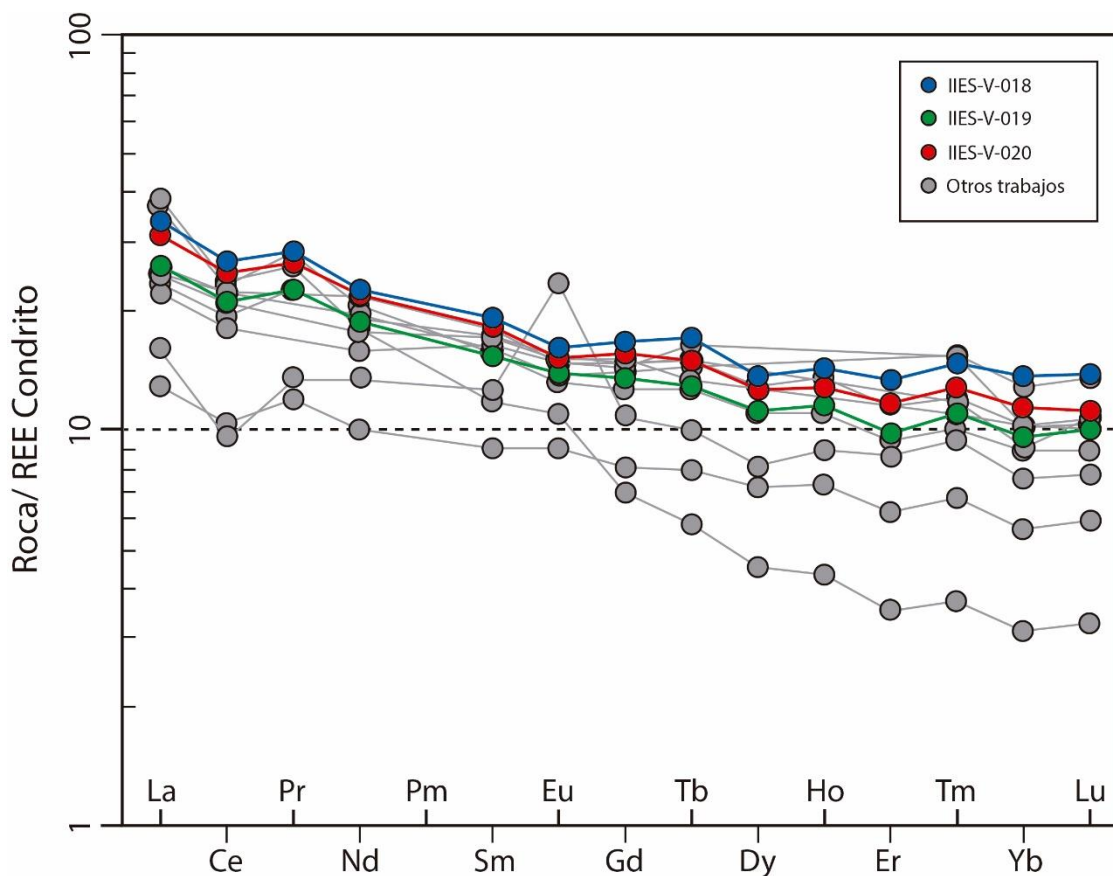


Figura 22. Diagrama tierras raras normalizado a condrito (Nakamura, 1974). Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

De acuerdo con la relación entre los elementos Ta/Yb y Th/Yb, las muestras se ubican en el campo de afinidad calcoalcalina (Figura 23), correspondiente a un ambiente de arco continental (Figura 24). Al comparar los valores Y vs Sr/Y se observa que las muestras IIES-V-018 y la muestra IIES-V-020 exhiben el comportamiento de un arco “normal”, mientras que la muestra IIES-V-019 se encuentra en el límite entre un arco “normal” y uno con firma adaquítica (Figura 25; Drummond & Defant, 1990).

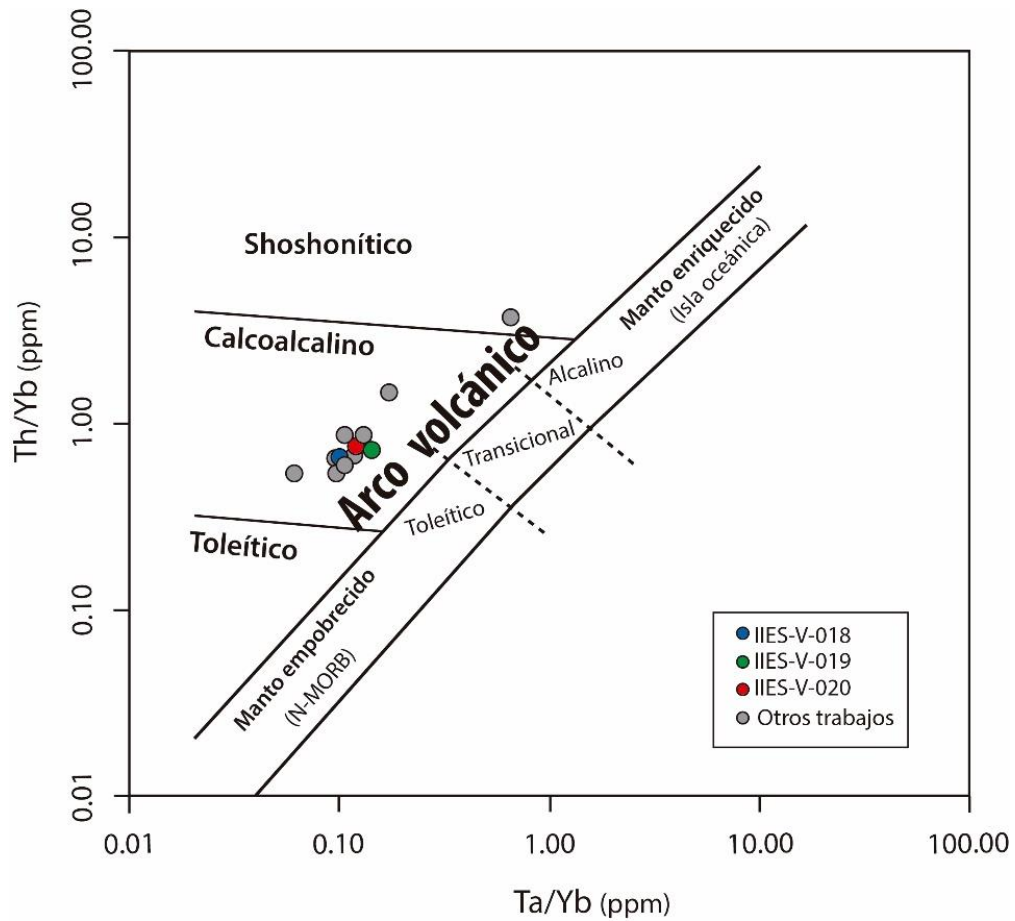


Figura 23. Diagrama de variación Ta/Yb vs Th/Yb (Pearce, 1982). Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

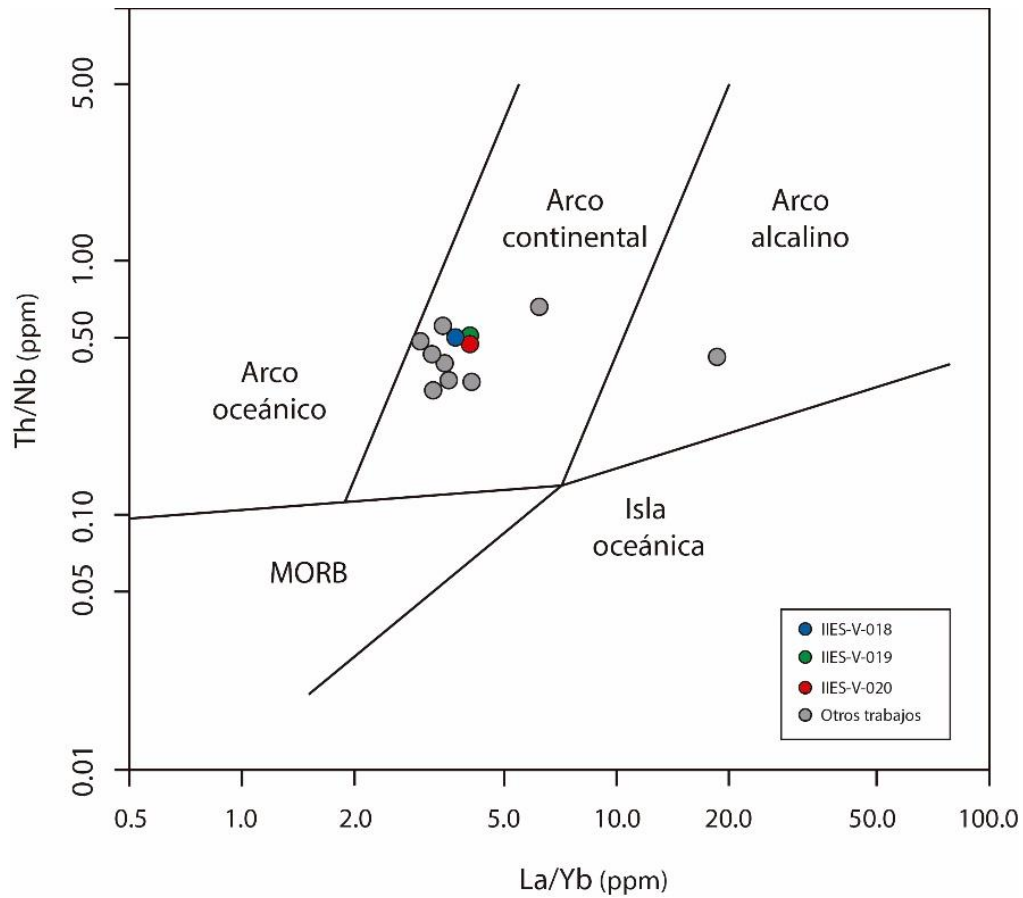


Figura 24. Diagrama de variación La/Yb vs Th/Nb (Hollocher *et al.*, 2012). Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

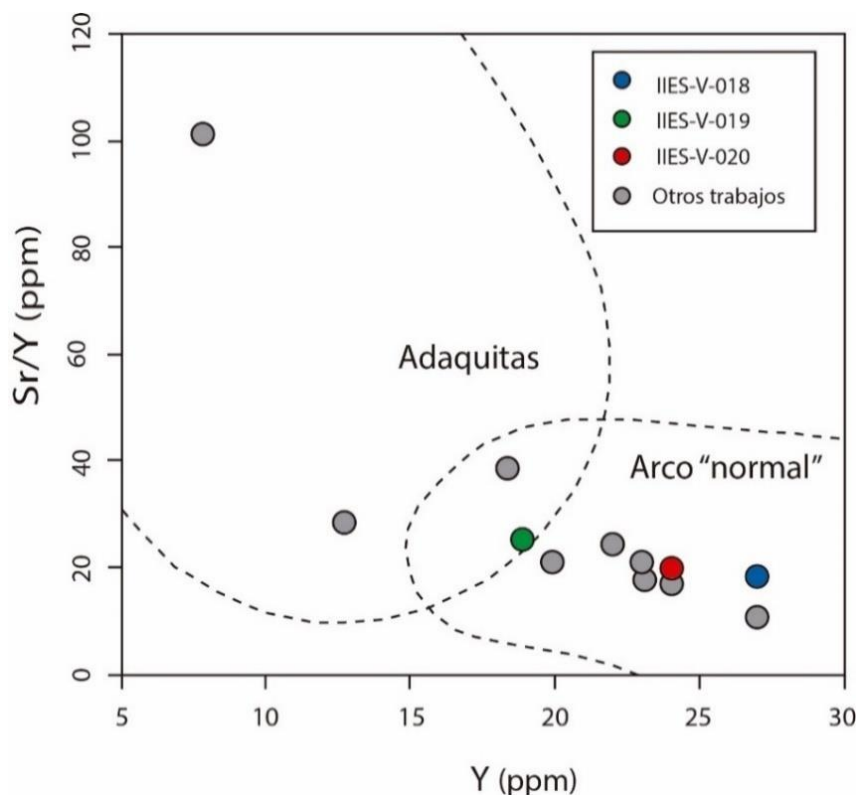


Figura 25. Diagrama de variación Y vs Sr/Y (Drummond & Defant, 1990), que distingue entre magmas típicos de arco y con firmas adaquíticas. Los puntos grises corresponden a flujos de lava estudiados en los trabajos de Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019).

7. Discusión

7.1. Procesos magmáticos asociados a la evolución mineral

Según las texturas observadas en los minerales, se distinguen seis grupos de cristales (Figura 26, 27), cuyo origen puede asociarse a distintos procesos ocurridos en los reservorios del sistema magmático.

Plagioclasa tipo 1: Estos cristales se caracterizan por presentar zonación, predominantemente oscilatoria, y evidencias de desequilibrio, como bordes de corrosión o embahiamientos.

Shcherbakov *et al.* (2010) proponen la formación de zonación oscilatoria como resultado de la cristalización mineral en diferentes partes de la cámara magmática. Las zonas con mayor An% se formarían en las partes más calientes de la cámara, mientras que las zonas de bajo An% se formarían en partes más frías y más ricas en cristales. De igual manera, Pearce & Kolisnik (1990) asocian la zonación oscilatoria a movimientos convectivos de pequeña escala de los cristales en el magma. Monfaredi *et al.* (2009) atribuyen el desarrollo de bordes y bahías de corrosión a cambios en la temperatura y composición del fundido circundante previo a la erupción; estas texturas ocurren debido a que, al aumentar la temperatura del fundido, la tasa de disolución es mayor que la tasa de difusión de iones que se adhieren a la estructura cristalina, además, la cantidad de estos últimos cambia con el cambio composicional del fundido, dificultando que se reanude el proceso de cristalización.

Plagioclasa tipo 2: Cristales de plagioclasa cuyo centro presenta textura en tamiz muy desarrollada y un borde de crecimiento posterior, con signos de corrosión.

Según Nelson & Montana (1992) la textura en tamiz se puede interpretar como el desarrollo de redes de canales interconectados durante procesos de disolución en el cristal, en respuesta a cambios físicos y/o químicos en el reservorio o conducto magmático. Estos autores proponen que este proceso ocurre por eventos de rápida descompresión, pues al cambiar la presión, ya no es estable el tipo de plagioclasa que se estaba cristalizando, promoviendo la disolución y reabsorción del fundido en parches de plagioclasa de distinta composición, o inclusiones de vidrio. Sin embargo, otros autores atribuyen el origen de esta textura a procesos de mezcla de magmas (Tsuchiyama, 1985; Tepley *et al.*, 1999).

Plagioclasa tipo 3: Aglomerados de cristales de plagioclasa que conservan el hábito euedral, algunos unidos en disposición paralela sobre sus ejes alargados.

Vance (1969) describe el proceso de *synneusis* como formador de aglomerados minerales euhedrales, el cual ocurre durante la cristalización de dos o más minerales que se encuentran suspendidos en el fundido, y que se acoplan a lo largo de sus caras cristalinas prominentes, las cuales coinciden con direcciones de baja energía interfacial. Este proceso es episódico y característico de los períodos tempranos de consolidación, considerado como evidencia de turbulencia magmática.

Plagioclasa tipo 4: Se presentan como fenocristales aglomerados con textura en tamiz y bordes corroídos, con hábito subhedral. Entre los límites de algunos cristales se observan zonas de disolución y/o reabsorción.

Para este grupo de cristales no se considera el proceso de *synneusis*, dada la evidencia de desequilibrio que implica procesos de disolución y reabsorción, y la ausencia de caras cristalinas bien definidas a través de las cuales se podrían haber acoplado los minerales. Hogan (1993) propone que la formación de glomerocristales monominerales unidos en márgenes irregulares, con evidencias de desequilibrio (i.e., corrosión o embahiamiento) se forman en episodios de reabsorción, causados por el cambio en los parámetros de presión, temperatura y/o contenido de H₂O, y se relacionan a movimientos convectivos del magma. Los glomerocristales se forman cuando la tasa de disolución excede la tasa de difusión durante la reabsorción, la acumulación de los constituyentes químicos del mineral permite el desarrollo de una capa límite de fundido (“*boundary-layer melt*”; Hogan, 1993) alrededor de sus superficies cristalinas, capa que es compartida por varios cristales que entran en contacto permanente. Una vez en contacto, el fundido de la capa límite se enriquece en los constituyentes químicos del mineral y los aísla de la comunicación con el resto del fundido de la cámara magmática, hasta que eventualmente

la capa límite se vuelve sobresaturada respecto a los cristales, lo que da paso a la cristalización del nuevo material que une parcialmente los cristales reabsorbidos.

Piroxeno tipo 1: Se presentan como microfenocristales de augita con hábito euhedral a subhedral con una corona de pigeonita. Según Couch *et al.* (2001), las coronas enriquecidas en Mg en un piroxeno cálcico se desarrollan por un episodio de calentamiento del magma, causado por una recarga del reservorio magmático, lo que conlleva a la convección térmica y puede desencadenar la disolución de fenocristales y el cambio en la composición del fundido, que con el subsecuente enfriamiento da paso a la cristalización de bordes más enriquecidos en Mg, sobre los cristales de augita formados previamente.

Piroxeno tipo 2: Cristales euhedrales de augita que se encuentran aglomerados con cristales de plagioclasa tipo 2 y tipo 3. Jeffery (2013) describió este tipo de texturas con ensambles poliminerale como evidencia de productos reciclados de los márgenes de enfriamiento del reservorio, formados por el aislamiento del grupo de cristales, lo que impide el intercambio entre el líquido intersticial y el fundido de la cámara magmática. De igual manera, Seaman (2000) ha asociado la presencia de glomerocristales poliminerale al desarrollo de cúmulos estratificados en las márgenes de la cámara magmática, los cuales pudieron ser removidos por movimientos convectivos del magma y transportados en su ascenso hacia superficie (Le Maitre, 1969; Knutson & Green, 1975). Según Vance & Gilreath (1967) y Vance (1969), el proceso de *synneusis* funciona de la misma forma para cristales poliminerale acoplados entre ellos.

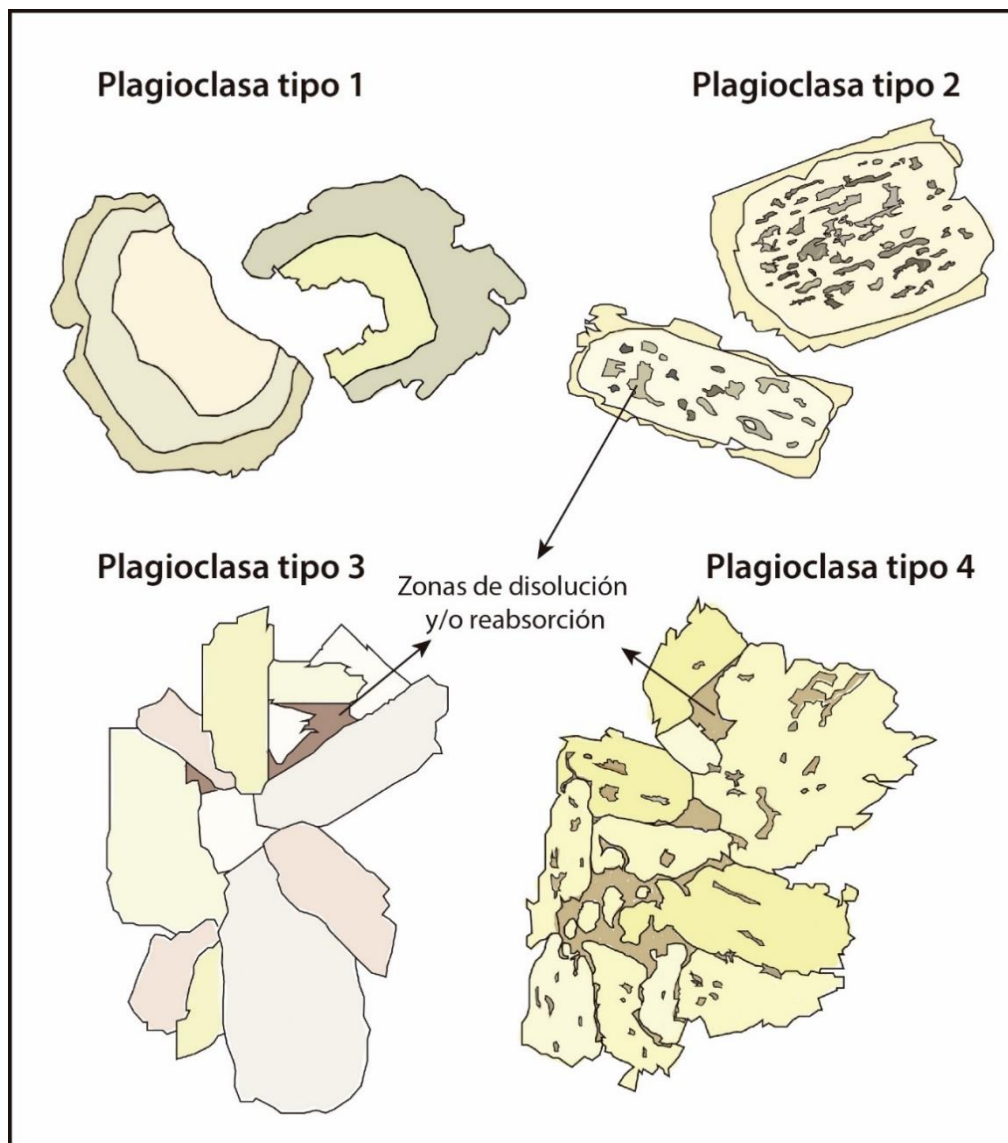


Figura 26. Tipos de plagioclasa presentes en las muestras estudiadas, según sus texturas.

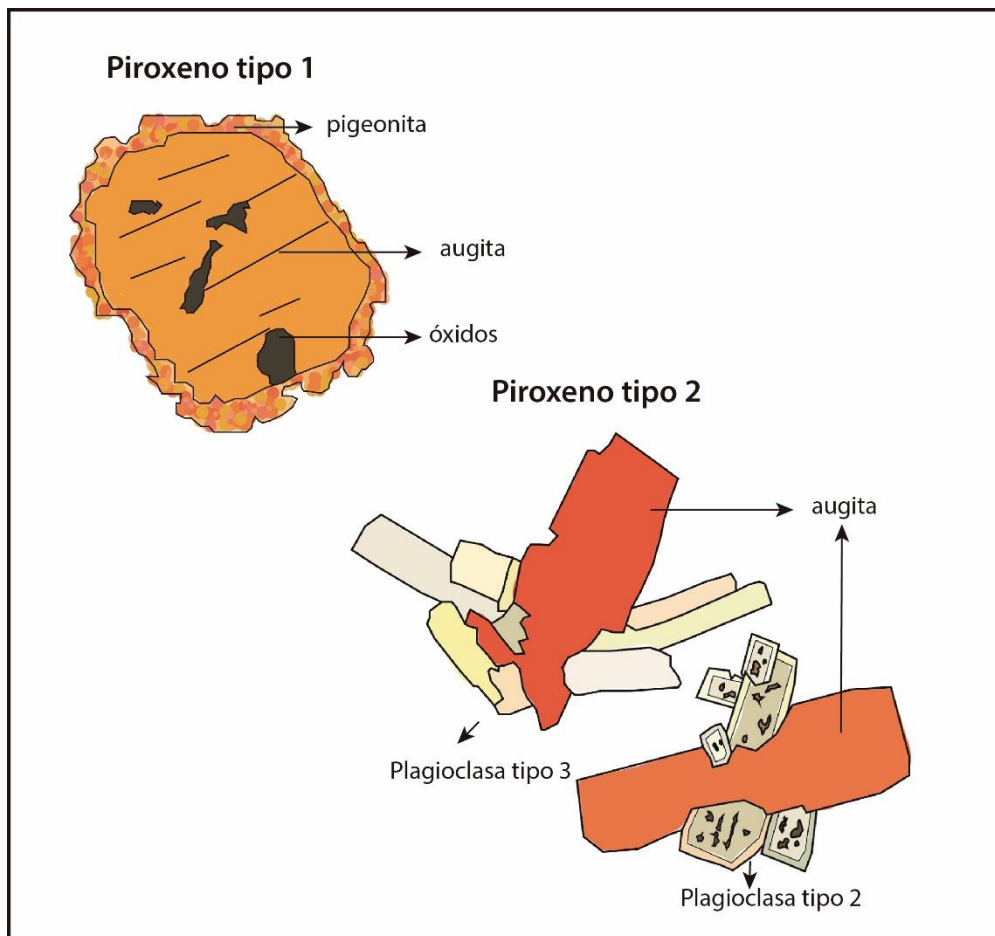


Figura 27. Tipos de piroxeno presentes en las muestras estudiadas, según sus texturas.

7.2. Procesos geoquímicos

Los flujos de lava de la Formación Combia, están caracterizados por su variación composicional que va de basaltos a dacitas, con afinidad de toleítica a calcoalcalina, y contenidos medios a altos en potasio, lo que concuerda con previos trabajos de Marriner & Millward (1984), Tejada *et al.* (2017), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019). Las tendencias de variación de óxidos mayores, las cuales presentan una relación negativa en el contenido de FeOt, TiO₂, CaO y Al₂O₃ cuando se comparan con el SiO₂ (Figura 20), reflejan el fraccionamiento de piroxeno y plagioclasa.

El enriquecimiento en LREE (Figura 22), y las relaciones Ta/Yb vs Th/Yb (Figura 23) y La/Yb vs Th/Nb (Figura 24), presentes en las rocas estudiadas en este trabajo, y en los flujos de lava estudiados por Marriner & Millward (1984), Borrero & Toro-Toro (2016), y Jaramillo *et al.* (2019), indican que las rocas se formaron en un arco de subducción continental (Pearce, 1982; Gorton & Schlandl, 2000).

Borrero & Toro-Toro (2016) y Jaramillo *et al.* (2019) reportaron firmas adaquíticas para algunos flujos de lava, y para los cuerpos subvolcánicos asociados a la Formación Combia, lo que estos autores asociaron a la adición de componentes provenientes directamente de la placa oceánica en subducción. Contrario a lo anterior, en las rocas estudiadas en el presente trabajo no se determinó la presencia de firmas adaquíticas (Figura 25), lo que implica que el magma en el que se formaron no se involucraron fluidos de la placa oceánica.

Según Wilson (2007), la variación en el carácter predominantemente toleítico a calcoalcalino no necesariamente refleja diferencias fundamentales en la química del magma primario, sino que marca diferencias en las condiciones de fraccionamiento. Para las rocas de la Formación Combia, esta variación puede explicarse mediante un episodio inicial de magmatismo básico que se fracciona a profundidades someras, por fuera del campo de estabilidad del anfíbol (Eggler & Burnham, 1973), lo cual es consistente con la mineralogía anhidra presente en las rocas estudiadas, e implica una tendencia evolutiva toleítica.

La presencia de anfíbol (Cawthorn & O'hara, 1976), reportada por Borrero & Toro-Toro (2016), Tejada *et al.* (2007), y Jaramillo *et al.* (2019) en los pórfidos asociados a la Formación Combia, y algunos flujos de lava de esta, implica la evolución del arco magmático, aumentando el contenido en H₂O y la cristalización de óxidos, predominando la formación de magmas calcoalcalinos.

El enriquecimiento en elementos incompatibles LILE en relación con los HFSE (Figura 21), puede indicar la ocurrencia de procesos de asimilación cortical, los cuales se cree que ocurren cuando el magma se estaciona y/o atraviesa cortezas con espesores cercanos a los 50 km (Ruiz, 1994).

Jaramillo *et al.* (2019) estimaron que el espesor de la corteza en la zona de la subcuenca Amagá oscila entre 17 y 45 km, variación explicada por el adelgazamiento cortical que se generó con el desarrollo de la cuenca. La contaminación pudo darse durante el ascenso del magma a través de los diversos materiales que conforman el basamento de la subcuenca Amagá, los cuales varían entre rocas volcánicas básicas y sedimentos marinos del Complejo Quebradagrande y El Grupo Cañas Gordas, y cuerpos plutónicos de composición granítica.

7.3. Geotermobarometría

La geotermobarometría es una herramienta que utiliza la composición de las fases minerales y/o el vidrio en una roca, para determinar los parámetros de cristalización de dichos minerales: temperatura, presión, cantidad de H₂O y fugacidad de oxígeno (fO₂). Estos parámetros permiten entender la evolución y transporte dentro de los sistemas magmáticos (Bohlen & Lindsley, 1987).

Esta herramienta consiste en el uso de ecuaciones basadas en funciones termodinámicas que describen el equilibrio entre pares de minerales, o mineral-fundido, desarrolladas a partir de regresiones por mínimos cuadrados de análisis experimentales para dichos pares. Las ecuaciones han sido calibradas con bases de datos de minerales sintetizados de rocas tanto naturales como sintéticas de distintas composiciones (Kudo & Weill, 1970; Beattie, 1993; Putirka *et al.*, 1996; Putirka, 2005, 2008; Hirschmann *et al.*, 2008).

En este trabajo se emplearon los geotermobarómetros plagioclasa-líquido y piroxeno-líquido, utilizando los datos de química mineral obtenidos por la microsonda electrónica de emisión. Los cristales analizados en el borde se relacionaron con la composición del vidrio, mientras que los analizados en el centro se relacionaron con la química de roca total, teniendo en cuenta que estos valores se aproximan más al equilibrio de cristalización de dicho mineral (Putirka, 2008; Losantos *et al.*, 2014).

Para la aplicación de cada geotermobarómetro, se utilizó una plantilla de cálculo, en la cual se introducen los datos químicos de óxidos mayores del líquido (vidrio) y la fase mineral correspondiente (plagioclasa o piroxeno según Putirka, 2008). En la plantilla se presentan múltiples ecuaciones para cada parámetro (T° , presión, $H_2O\%$), por lo cual es necesario seleccionar la que más se ajusta al set de datos utilizados. Dicha selección se realiza según el menor error de calibración en relación con la composición de la roca, error que han determinado otros autores en estudios previos. Cada ecuación es referenciada según el número de cada plantilla.

Las plantillas de cálculo se encuentran disponibles como material suplementario al trabajo de Putirka (2008) y Neave & Putirka (2017).

Los cálculos y las ecuaciones utilizadas son descritas a continuación:

7.3.1. Componentes. Los componentes del líquido son calculados como fracciones tanto molares como catiónicas, con el fin de comparar entre números de moléculas, como se usa por ejemplo para calcular las constantes de equilibrio K_{eq} entre las fases estudiadas (Putirka, 2008). Dichos cálculos se realizan en base anhidra. Los componentes minerales son calculados usando los números de cationes por unidad de fórmula (cfu), derivados de las fracciones catiónicas. Los componentes de la plagioclase se presentan en términos de su contenido de anortita (An), albita (Ab) y ortoclase (Or), correspondientes a $Ca/(Ca+Na+K)$, $Na/(Ca+Na+K)$ y $K/(Ca+Na+K)$ respectivamente. Los componentes del piroxeno, tal como jadeíta (Jd), diópsido-hedenbergita (DiHd) y enstatita-ferrosilita (EnFs), se calculan mediante los cationes en base a seis (6) oxígenos (Putirka, 2008).

7.3.2. Termobarómetro plagioclase-líquido (Putirka, 2008). Para la estimación temperatura se utilizó la ecuación 1 (Ec. 24A en Putirka, 2008):

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.4706 + 0.3128 \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 8.103(X_{CaO}^{liq}) + 4.872(X_{KO_{0.5}}^{liq}) + 1.5346(X_{Ab}^{pl})^2 + 8.661(X_{SiO_2}^{liq})^2 - 3.341 \times 10^{-2}(P(Kbar) + 0.18047(H_2O^{liq})). \quad (1)$$

Donde, $X_{An}^{pl} = X_{CaO}^{pl} / (X_{CaO}^{pl} X_{NaO_{0.5}}^{pl} X_{KO_{0.5}}^{pl})$, $X_{Ab}^{pl} = X_{KO_{0.5}}^{pl} / (X_{CaO}^{pl} X_{NaO_{0.5}}^{pl} X_{KO_{0.5}}^{pl})$, $liq =$ líquido y $pl =$ plagioclase. Los componentes minerales (X_i^j) son calculados como fracciones catiónicas, al igual que los componentes líquidos, a excepción de H_2O^{liq} que representa el porcentaje en peso de agua (H_2O wt%) en la fase líquida. Para este último factor se utilizó un estimado inicial de 1.8 wt%, basado en dos criterios: 1) los magmas que carecen de minerales anhidros contienen <4 wt% H_2O (Sisson & Grove, 1993; Moore & Carmichael, 1998). 2) Según

Zimmer *et al.* (2010), el límite entre las tendencias de fraccionamiento toleítica y calcoalcalina se marca en un contenido de agua cercano al 2 wt%, siendo la primera tendencia la de menor contenido, y la característica distintiva en las muestras estudiadas.

La temperatura obtenida en la ecuación 1, es utilizada para determinar el equilibrio entre la plagioclasa y el líquido, usando el coeficiente de partición An-Ab entre los dos componentes:

$$K_D(An - Ab)^{pl-liq} = \frac{X_{Ab}^{pl} X_{AlO_{1.5}}^{liq} X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{pl} X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}} \quad (2)$$

El equilibrio de plagioclasa-líquido se da a $K_D(An - Ab)^{pl-liq} = 0.10 \pm 0.05$ para $T < 1050^\circ C$, o $K_D(An - Ab)^{pl-liq} = 0.28 \pm 0.11$ para $T \geq 1050^\circ C$. Con base en estos valores se seleccionaron los datos que están en relación de equilibrio para calcular los parámetros de cristalización:

Para la estimación de la presión se utilizó la ecuación la ecuación 3 (Ec. 25ª en Putirka, 2008):

$$P(kbar) = -42.2 + 4.92 \times 10^{-2} T(K) + 1.16 \times 10^{-2} T(K) \ln \left(\frac{X_{Ab}^{pl} X_{AlO_{1.5}}^{liq} X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{pl} X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}} \right) - \\ 382.3(X_{SiO_2}^{liq})^2 + 514.2(X_{SiO_2}^{liq})^3 - 19.6 \ln(X_{Ab}^{pl}) - 139.8(X_{CaO}^{liq}) + \\ 287.2(X_{NaO_{0.5}}^{liq}) + 163.9(X_{KO_{0.5}}^{liq}) \quad (3)$$

Y para calcular la cantidad de agua en el sistema se utilizó la ecuación 4 (Ec. 25ª en Putirka, 2008):

$$H_2O \text{ (wt\%)} = 25.95 - 0.0032 T(^{\circ}C) \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 18.9(X_{KO_{0.5}}^{liq}) + \\ 14.5(X_{MgO}^{liq}) - 40.3(X_{CaO}^{liq}) + 5.7(X_{An}^{pl})^2 + 0.108 P(kbar) \quad (4)$$

Vale la pena mencionar que según el autor la estimación del contenido de agua es altamente sensible a la temperatura, por lo que un error de $\pm 38^\circ\text{C}$ significa un error de $\pm 1 \text{ wt\%}$ de H_2O .

Para aplicar los geotermobarómetros, se comparó la composición del centro de los fenocristales que presentan texturas de reacción, con la química de roca total. La composición de los microfenocristales, medida en su borde, fue comparada con la química del vidrio de la matriz. Para estos últimos se asumió que las tres muestras estudiadas provienen del mismo sistema magmático, tomando la composición del dato de vidrio IIES-V-018-C5g-mf como composición representativa del magma inicial, ya que es el que se acerca más al equilibrio $K_D(\text{An-Ab})$ con los microfenocristales.

Según lo anterior, en la muestra IIES-V-018 se determinó disequilibrio entre los fenocristales y la composición de la roca total, y equilibrio de tres microfenocristales de composición entre andesina y labradorita (An_{46-60}) (Figura 28).

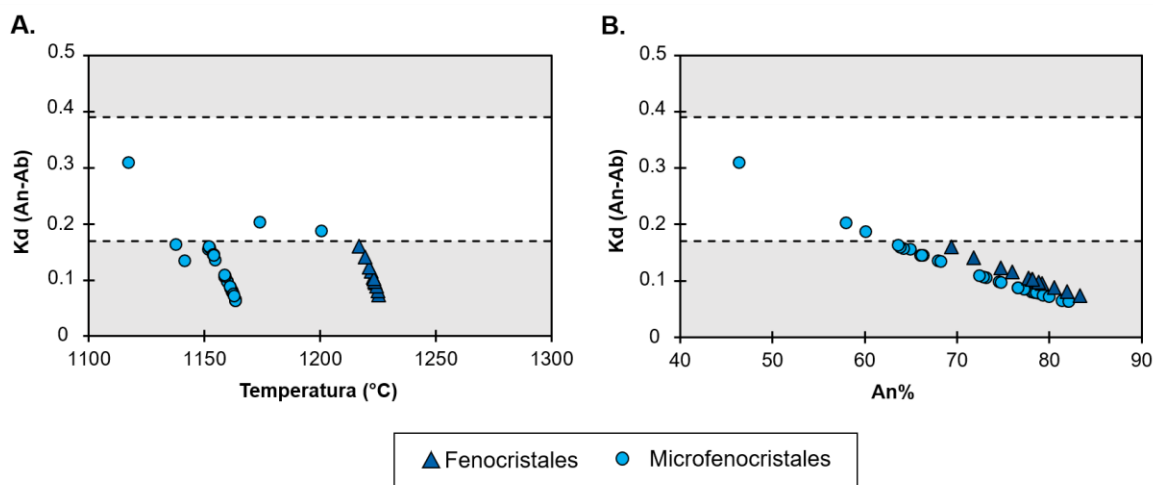


Figura 28. Prueba de equilibrio para los cristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-018, basada en el intercambio An-Ab entre los cristales y el líquido. **A.** Diagrama An% vs $K_d(\text{An-Ab})$. **B.** Diagrama T° vs $K_d(\text{An-Ab})$. Los pares en equilibrio deben tener valores $K_d(\text{An-Ab}) = 0.28 \pm 0.11$ para $T > 1050^\circ\text{C}$.

En la muestra IIES-V-019 se encontró disequilibrio entre los fenocristales y la composición de roca total, y equilibrio de cinco microfenocristales de composición labradorita (An_{59-61}) (Figura 29).

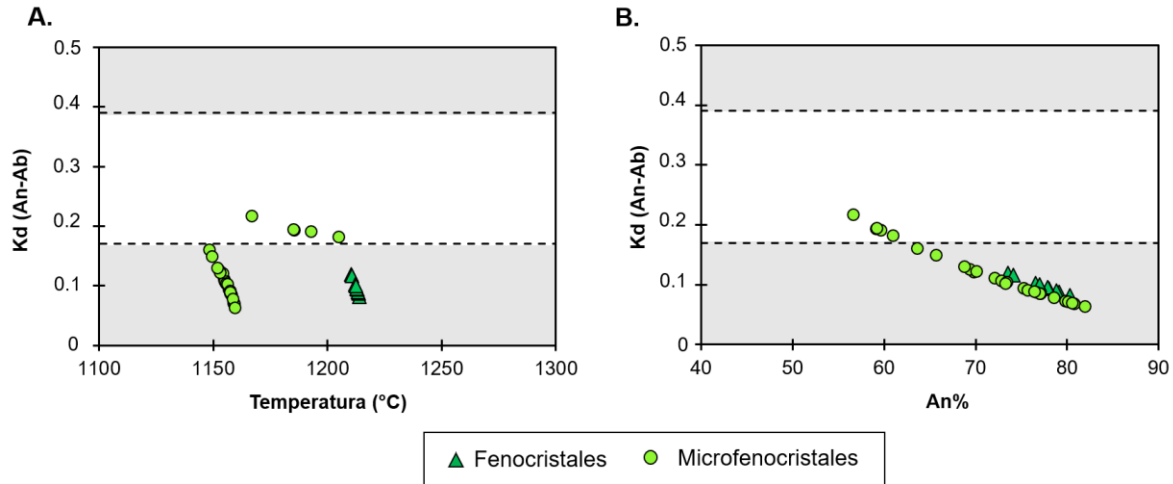


Figura 29. Prueba de equilibrio para los cristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-019 basada en el intercambio An-Ab entre los cristales y el líquido. **A.** Diagrama An% vs $K_D(An-Ab)$. **B.** Diagrama T° vs $K_D(An-Ab)$. Los pares en equilibrio deben tener valores $K_D(An-Ab) = 0.28 \pm 0.11$ para $T > 1050^\circ C$.

Para la muestra IIES-V-020 se identificó disequilibrio de los fenocristales con la composición de roca total, y equilibrio de seis microfenocristales con rango composicional entre labradorita y bitownita (An_{50-62}) (Figura 30).

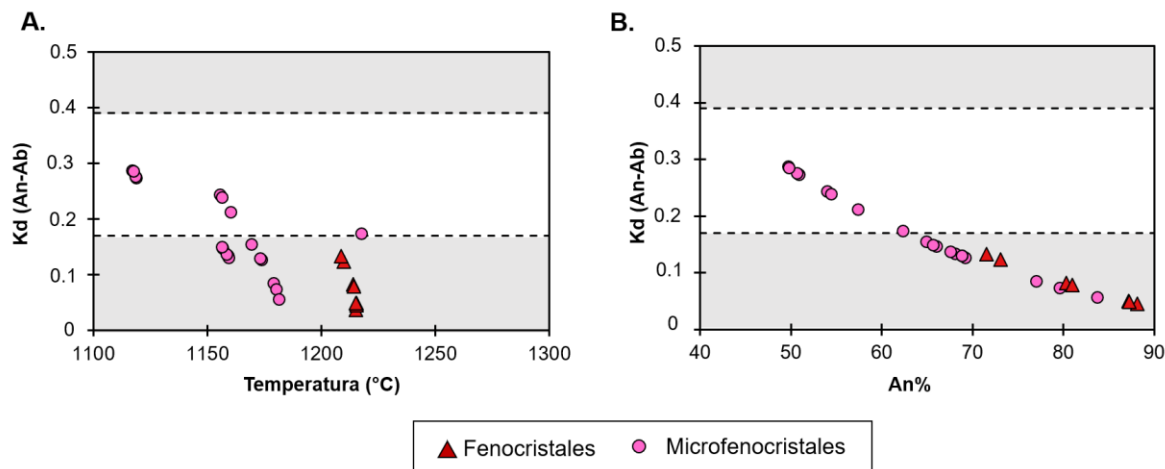


Figura 30. Prueba de equilibrio para los cristales de plagioclasa de la muestra IIES-V-020, basada en el intercambio An-Ab entre los cristales y el líquido. **A.** Diagrama An% vs $K_d(\text{An-Ab})$. **B.** Diagrama T° vs $K_d(\text{An-Ab})$. Los pares en equilibrio deben tener valores $K_d(\text{An-Ab}) = 0.28 \pm 0.11$ para $T^\circ > 1050^\circ\text{C}$.

7.3.2.1. Presión, temperatura y profundidad. Para calcular los parámetros de presión, temperatura, contenido de H_2O y profundidad de cristalización, se descartaron aquellos pares mineral-líquido que no cumplen con las condiciones de equilibrio, por lo cual solo se utilizaron microfenocristemas. La profundidad se estimó asumiendo que la densidad de la corteza continental es aproximadamente 2.7 g/cm^3 , lo que corresponde a un gradiente geobárico de 0.27 kbar/km (Best, 2003).

Los resultados muestran que plagioclasa cristalizó entre 1117 ± 23 y $1205 \pm 23^\circ\text{C}$, y de 11.8 ± 3 a $13.7 \pm 3 \text{ kbar}$, que corresponden a profundidades de 44 a 51 km. De esta manera se observa la cristalización de los microfenocristemas de plagioclasa en un rango corto de presión y profundidad (Figura 31; Tabla 22).

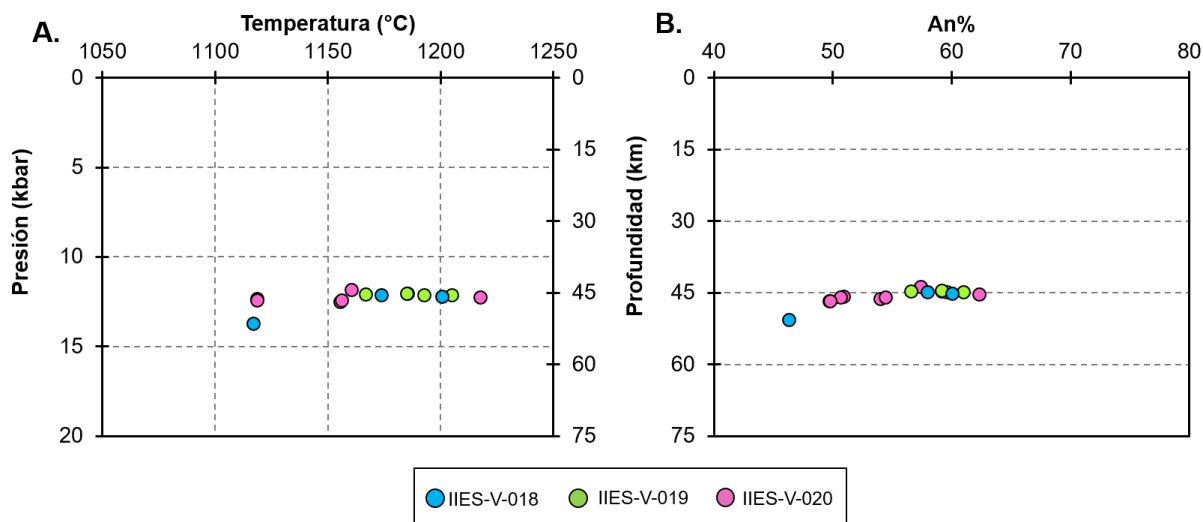


Figura 31. Condiciones de formación de los cristales de plagioclasa. **A.** Diagrama Presión vs Temperatura de cristalización para los cristales de plagioclasa de las muestras estudiadas. **B.** Diagrama An% vs profundidad.

7.3.2.2. Contenido de H_2O en el fundido. Los valores de agua estimados para la cristalización de los microfenocristales de plagioclasa en equilibrio varían entre 2.0 ± 1 y 3.1 ± 1 wt%. Estos resultados muestran una tendencia de enriquecimiento relativo con la evolución composicional (Figura 32; Tabla 22).

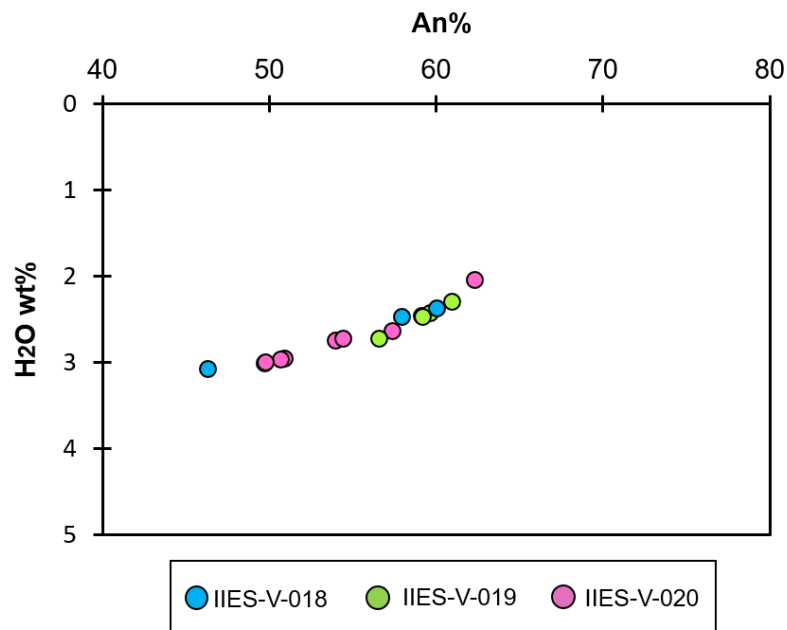


Figura 32. Diagrama binario del contenido de H₂O% vs el contenido de An de los cristales de plagioclasa.

Tabla 22.

Valores obtenidos de presión, temperatura, contenido de agua (wt%) y profundidad para los microfenocristales de plagioclasa.

Muestra	An%	Presión (kbar)	Temperatura (°C)	H ₂ O wt%	Profundidad (km)
IIES-V-018-C10f	46.3	13.7	1117	3.1	50.7
IIES-V-018-C10h	57.9	12.1	1174	2.5	44.9
IIES-V-018-C12a	60.0	12.2	1200	2.4	45.1
IIES-V-019-C11h	60.9	12.1	1205	2.3	44.8
IIES-V-019-C3d	56.6	12.1	1167	2.7	44.7
IIES-V-019-C3i	59.1	12.0	1185	2.5	44.6
IIES-V-019-C4a	59.6	12.1	1193	2.4	44.8
IIES-V-019-C4e	59.1	12.0	1185	2.5	44.6

Tabla 22. Continuación.

Valores obtenidos de presión, temperatura, contenido de agua (wt%) y profundidad para los microfenocristales de plagioclasa.

Muestra	An%	Presión (kbar)	Temperatura (°C)	H ₂ O wt%	Profundidad (km)
IIES-V-020-C3b	50.9	12.3	1119	3.0	45.7
IIES-V-020-C3c	53.9	12.5	1155	2.7	46.3

IIES-V-020-C3e	54.4	12.4	1156	2.7	46.0
IIES-V-020-C3f	62.3	12.2	1218	2.0	45.3
IIES-V-020-C3h	57.4	11.8	1160	2.6	43.7
IIES-V-020-C8g	50.6	12.4	1119	3.0	45.9
IIES-V-020-C8h	49.7	12.6	1117	3.0	46.7
IIES-V-020-C7h	49.7	12.6	1117	3.0	46.7

Abreviaturas: mf- masa fundamental, inc-inclusión de vidrio.

7.3.3. Termobarómetro piroxeno-líquido (Putirka, 2008; Neave & Putirka, 2017).

Para la estimación de la temperatura se usó la ecuación 5 (Putirka, 2008):

$$\frac{10^4}{T(K)} = 7.53 - 0.14 \ln \left(\frac{X_{Jd}^{cpx} X_{CaO}^{liq} X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{cpx} X_{Na}^{liq} X_{Al}^{liq}} \right) + 0.07(H_2O^{liq}) - 14.9(X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) -$$

$$0.08 \ln(X_{TiO_2}^{liq}) - 3.62(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}) - 1.1(Mg\#^{liq}) - 0.18 \ln(X_{EnFs}^{cpx}) -$$

$$0.027(P(Kbar)). \quad (5)$$

Donde, $X_{Fm}^{pl} = X_{Fe}^{cpx} + X_{Mg}^{cpx}$, $Mg\#^{liq} = \frac{MgO^{liq}/40.3}{(MgO^{liq}/40.3) + (FeO^{liq}/71.85)}$, liq = líquido y cpx =

clinopiroxeno. Al igual que para la plagioclasa, los componentes minerales y líquidos (X_i^j) son calculados como fracciones catiónicas.

Para la estimación de la presión se usó la ecuación 6 (Neave & Putirka, 2017):

$$P(kbar) = 26.27 + 39.16 \frac{T(K)}{10^4} \left(\frac{X_{Jd}^{cpx}}{X_{NaO_{0.5}}^{pl} X_{AlO_{1.5}}^{liq} (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 4.22 \ln(X_{DiHd}^{cpx}) +$$

$$78.43(X_{AlO_{1.5}}^{liq}) - 393.81(X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{KO_{0.5}}^{liq})^2. \quad (6)$$

Para probar el equilibrio entre el mineral y el líquido, se realizó la prueba de Rhodes, la cual establece el coeficiente de intercambio Fe-Mg,

$$\ln K_D(Fe - Mg)^{cpx-liq} = -0.107 - \frac{1719}{T(K)} \quad (7)$$

Considerando que un par piroxeno-líquido está en equilibrio cuando $K_D(Fe - Mg)^{cpx-liq} = 0.27 \pm 0.03$.

Según Neave & Putirka (2017), dado que existe una gran variación composicional entre los tipos de piroxeno que se pueden encontrar en rocas volcánicas, el equilibrio de intercambio Fe-Mg, no garantiza el equilibrio de intercambio Na-Al-Ca-Mg. Esta relación depende de la presión y controla la composición de estos minerales, de manera que los componentes se distribuyen en distintas proporciones. Teniendo en cuenta esto, y la composición rica en calcio de los cristales de clinopiroxeno, se consideró que la relación Fe-Mg no es suficiente para determinar el equilibrio entre los pares mineral-líquido. Por lo tanto, se realizó también la prueba de equilibrio Diópsido-Hedenbergita (DiHd), que mide el intercambio de Ca-Na entre el líquido y los cristales, con un margen de 10% para la relación 1:1 entre dichos componentes (Jeffery *et al.*, 2013; Polo *et al.*, 2017). De esta manera se determinó el equilibrio para cinco zonas de fenocristales, nueve zonas de microfenocristales y nueve fenocristales de clinopiroxeno (Figura 33).

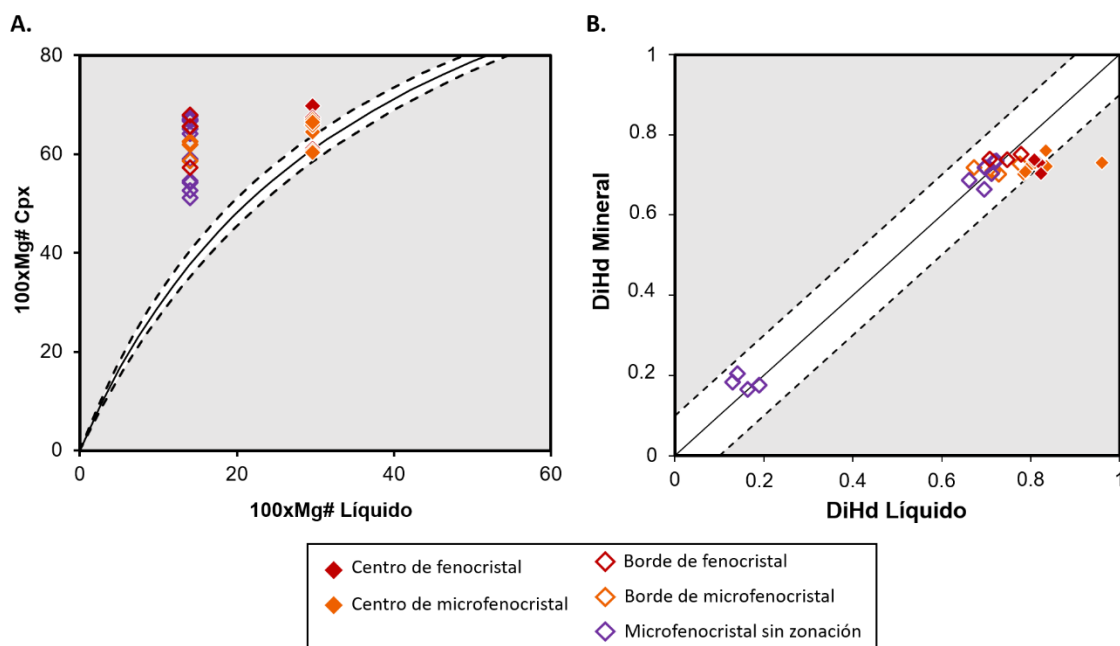


Figura 33. Test de equilibrio de Putirka (2008) para los cristales de clinopiroxeno de la muestra IIES-V-020. **A.** Diagrama de Rhodes basado en el intercambio Fe-Mg entre los cristales y el líquido, los pares en equilibrio deben estar entre las líneas punteadas, que representan valores de $K_D(\text{Fe-Mg}) = 0.27 \pm 0.03$. **B.** Diagrama de comparación entre los componentes DiHd (Diópsido-Hedenbergita) observados en los cristales y el líquido; la línea punteada corresponde a una tolerancia de 10% para considerar la condición de equilibrio (Jeffery *et al.*, 2013; Polo *et al.*, 2017).

7.3.3.1. Presión, temperatura y profundidad. Para estimar las condiciones de presión, temperatura y profundidad durante la cristalización de los pares piroxeno-líquido, se utilizaron solamente los datos de cristales o zonas de cristales que hayan cumplido el requisito de equilibrio con el vidrio. La profundidad de cristalización se calculó con un gradiente geobárico para la corteza continental de 0.27 kbar/km (Best, 2003).

De forma general se discrimina el rango de presión al cual cristalizó el clinopiroxeno, mediante la comparación de los átomos de aluminio Al (IV) y Al (VI) calculados con la fórmula del mineral en base a seis oxígenos (Figura 35; Aoki & Shiba, 1973). Esta relación da como

resultado que la cristalización se dio entre 4 y 7 kbar, lo cual es útil para confirmar la validez los resultados obtenidos por los cálculos geotermobarométricos.

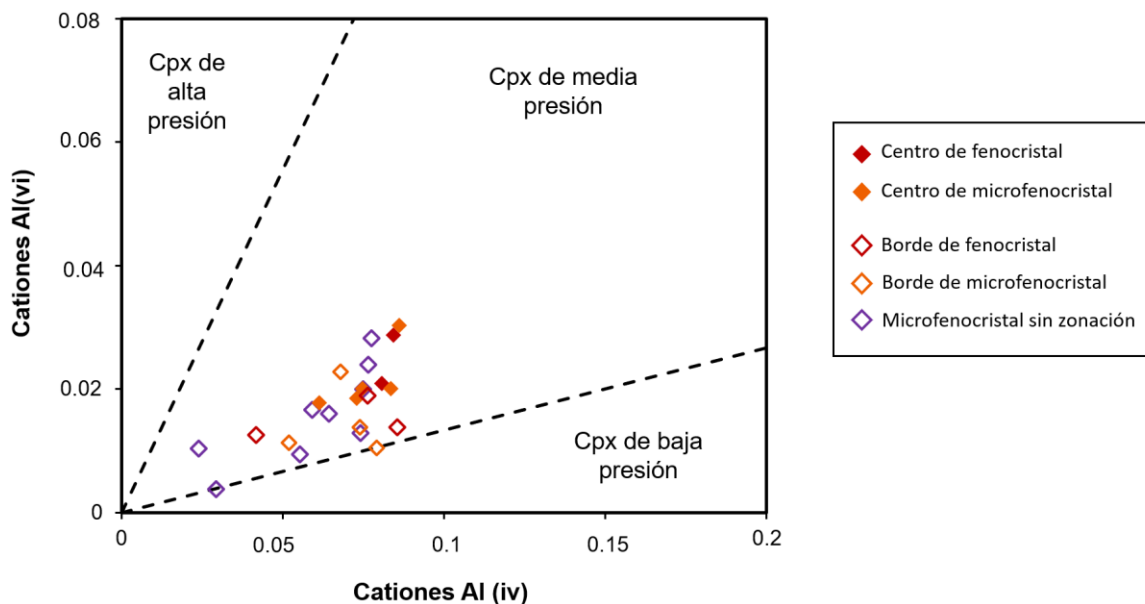


Figura 34. Diagrama Al (iv) vs Al (vi) de Aoki & Shiba (1973), para estimar rangos cualitativos de presión de cristalización de clinopiroxeno en rocas volcánicas.

Los cálculos geotermobarométricos indican una cristalización a presiones desde 3.4 ± 1.4 hasta 8.2 ± 1.4 kbar, lo cual coincide de forma aproximada con los resultados del diagrama Al (iv) vs Al (vi), con temperaturas de 898 ± 45 a 980 ± 45 °C y profundidades entre 12.5 y 29.1 km (Figura 35, Tabla 23, 24).

Al comparar los resultados de los centros y bordes de los cristales zonados, se observa la cristalización de los centros del clinopiroxeno en un rango reducido de temperaturas entre 978 ± 45 y 981 ± 45 °C y presión de 7.3 ± 1.4 a 8.2 ± 1.4 kbar, lo que corresponde a una cristalización a 27-29 km de profundidad. Los bordes varían desde 895 ± 45 hasta 954 ± 45 °C, con una amplia variación relativa en la presión entre 3.4 ± 1.4 y 7.7 ± 1.4 kbar, que es equivalente a profundidades de 12.7 a 24.4 km.

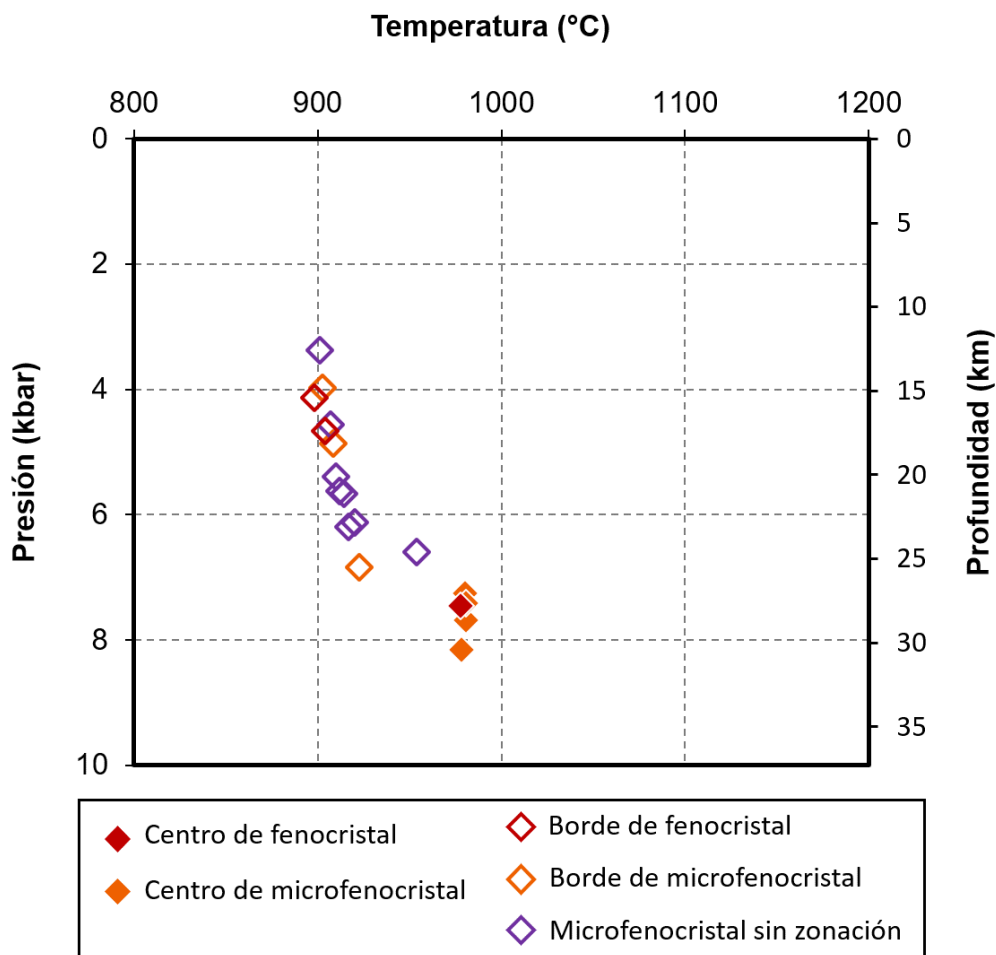


Figura 35. Diagrama Presión vs Temperatura de cristalización para los cristales de clinopiroxeno de la muestra IIES-V-020.

Tabla 23.

Valores obtenidos de presión, temperatura y profundidad para fenocristales de clinopiroxeno, con el respectivo par líquido (vidrio) en equilibrio.

Muestra mineral	Presión (kbar)	Temperatura (°C)	Profundidad (km)	Al(iv)	Al(vi)	Muestra líquido IIES-V-020
C5d_px1	7.5	977.8	27.6	0.08	0.03	C13_inc
C5k_px1	7.8	980.9	29.1	0.08	0.02	C13_inc
C3j_px2	4.1	898.5	15.3	0.04	0.01	C4e_mf
C5a_px2	4.7	904.1	17.3	0.09	0.01	C4e_mf
C5m_px2	6.2	915.5	22.8	0.08	0.02	C4e_mf

Nota: Px1 y Px2 corresponden a centros y bordes de los cristales respectivamente. Abreviaturas: mf- masa fundamental, inc-inclusión de vidrio.

Tabla 24.

Valores obtenidos de presión, temperatura y profundidad para microfenocristales de clinopiroxeno, con el respectivo par líquido (vidrio) en equilibrio.

Muestra mineral IIES-V-020	Presión (kbar)	Temperatura (°C)	Profundidad (km)	Al(iv)	Al(vi)	Muestra líquido IIES-V-020
C4b_px	6.1	920.0	22.7	0.08	0.02	C4e_mf
C4f_px	4.6	907.0	16.9	0.07	0.01	C4e_mf
C4i_px	3.4	901.2	12.5	0.06	0.01	C4e_mf
C4n_px	5.4	910.2	20.0	0.06	0.02	C4e_mf
C5e_px	5.6	912.0	20.8	0.07	0.02	C4e_mf
C7g_px	5.7	914.3	21.0	0.06	0.02	C4e_mf
C7f_px	6.2	916.8	22.9	0.08	0.03	C4e_mf
C11e_px	6.6	954.0	24.4	0.02	0.01	C4e_mf
C7e_px	4.5	937.4	16.6	0.03	0.00	C4e_mf
C11c_px1	8.2	978.4	30.2	0.09	0.03	C13_inc
C14d_px1	7.3	980.4	26.9	0.06	0.02	C13_inc
C4 h_px1	7.7	980.9	28.5	0.07	0.02	C13_inc
C4m_px1	7.4	980.9	27.5	0.07	0.02	C13_inc
C4o_px1	7.7	979.9	28.4	0.08	0.02	C13_inc
C4p_px2	4.9	908.4	18.0	0.07	0.01	C4e_mf
C14c_px2	6.8	922.8	25.3	0.07	0.02	C4e_mf
C4g_px2	4.0	902.4	14.7	0.05	0.01	C4e_mf
C4k_px2	3.4	895.6	12.7	0.08	0.01	C4e_mf

Nota: Px1 y Px2 corresponden a centros y bordes de los cristales respectivamente. Abreviaturas: mf- masa fundamental, inc-inclusión de vidrio.

7.4. Modelo del sistema magmático

El arco volcánico en el que se originó la Formación Combia se desarrolló en el NW colombiano, en un ambiente de subducción oblicua de la placa Nazca sobre el W del continente Suramericano, con un evento de acreción del Bloque Chocó durante el Mioceno, lo que generó esfuerzos transpresivos-transtensivos y permitió la formación de cuencas pull-apart (Cediel *et al.*, 2011). La subcuenca Amagá es una de las cuencas resultantes en dicho evento, ubicada entre la Cordillera Occidental que se constituye por un terreno oceánico de edad Cretácica, y el basamento de la Cordillera Central compuesto por rocas metamórficas de edad Paleozoica (Silva *et al.*, 2008; Sierra & Marín-Cerón, 2011). Esta cuenca se limita al este por el sistema de

fallas Romeral, y al oeste por el sistema de fallas Cauca, ambos compuestos principalmente por fallas inversas, algunas de ellas con componentes de rumbo (Macdonald, 1996) (Figura 36).

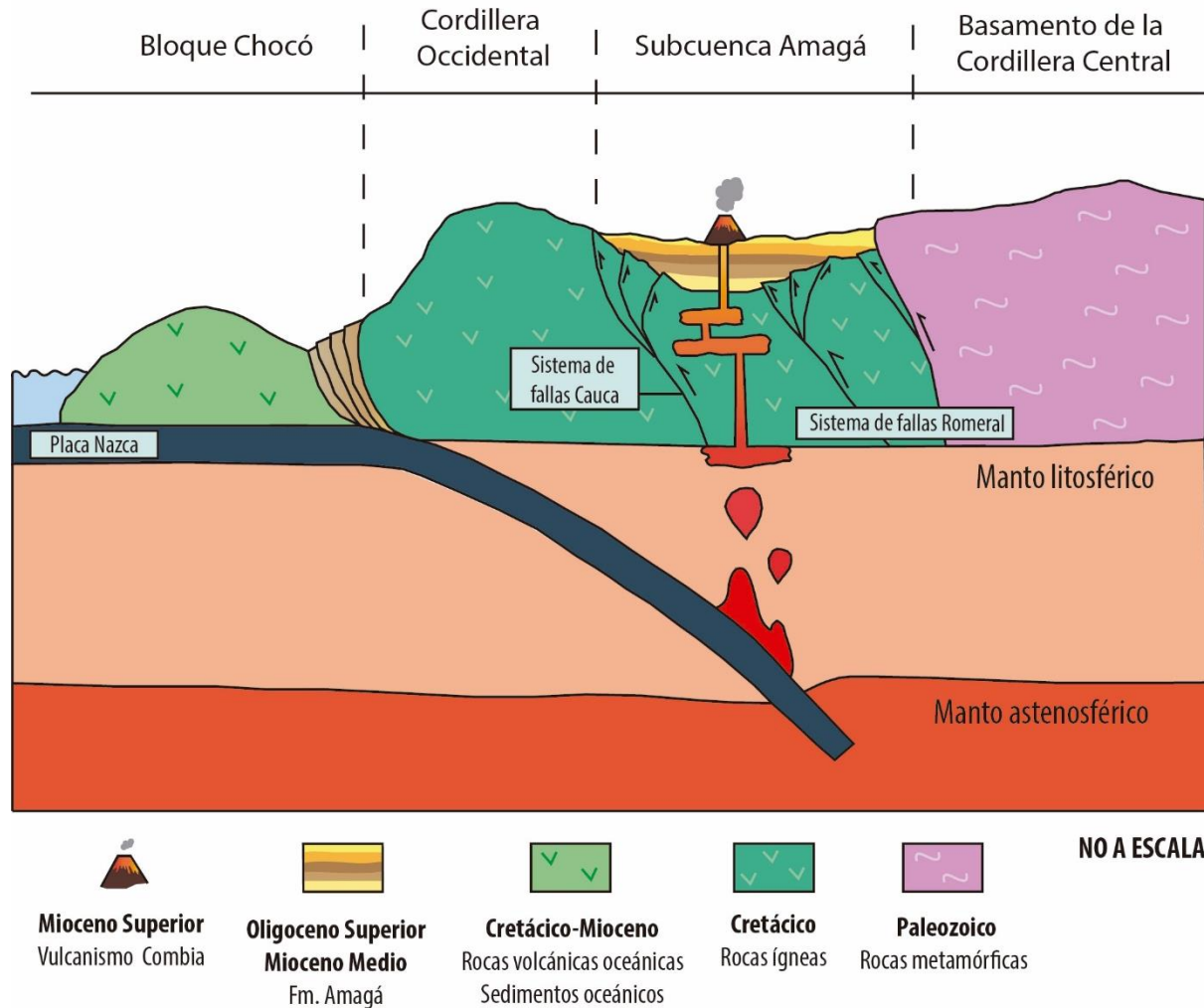


Figura 36. Modelo geológico del NW colombiano en el Mioceno, y localización del magmatismo de la subcuenca Amagá (Modificado de Silva *et al.*, 2008)

Las profundidades estimadas en este trabajo sugieren la existencia de al menos dos reservorios magmáticos (Figura 37). En el primer reservorio ubicado a 45-50 km de profundidad, se dio la cristalización de microfenocristales de plagioclasa tipo andesina y labradorita, a condiciones de presión entre 11.8 y 13.7 kbar, y temperaturas entre 1117 y 1205 °C, con un contenido de

agua de 2-3%. Dada la relación de disequilibrio encontrada en los fenocristales de plagioclasa, los cuales tienen composición labradorita-bitownita, se infiere que éstos cristalizaron a mayor profundidad; además las texturas de disequilibrio permiten identificar estos fenocristales de plagioclasa como antecristales. Esto implica que los cristales han sido reciclados una o varias veces por eventos de recarga del reservorio por inyecciones de magma más primitivo, o almacenados en cúmulos antes de incluirse y transportarse con el magma, pero que se originaron dentro del sistema magmático (Jerram & Martin, 2015). La presencia de antecristales implica procesos de disolución y condiciones de disequilibrio de los cristales debido al cambio de temperatura, presión y/o contenido de agua (Figura 38.A). Estos cambios son producidos, por ejemplo, por la inyección de magma menos evolucionado; en este caso, los glomerocristales de plagioclasa con texturas de disolución parecen evidenciar este proceso. En el reservorio más profundo, se registran también procesos convectivos locales evidenciados por el desarrollo de zonación oscilatoria en cristales de plagioclasa (Figura 38.B), cuya composición de los anillos responde a la temperatura y composición del fundido inmediatamente adyacente al cristal. También se registran eventos de descompresión por ascenso del magma, lo que genera disolución de los cristales tanto interna como externa, evidenciado en la textura en tamiz y los bordes de reacción, respectivamente (Figura 38.C).

Las condiciones en el reservorio magmático más somero (entre 13 y 30 km) varían entre 3.4 a 8.1 kbar y 895 a 980 °C, donde el piroxeno cristalizó. Inicialmente nuclearon en la base del reservorio (27.5-30.2 km, 7.2 - 8.1 kbar, ~980°C) y continuaron su crecimiento con la disminución de la presión y temperatura, durante el ascenso del magma que los contenía. Las texturas glomeroporfídica y coronítica presentes en los cristales de piroxeno registran dos procesos importantes: 1) la inyección de magma, probablemente desde el reservorio más

profundo, que remueve los minerales acumulados a lo largo de los márgenes de enfriamiento, y los transporta con los cristales de plagioclasa preexistentes (Figura 38.D), y 2) la cristalización de bordes ricos en Mg y microfenocristales de pigeonita (Figura 38.E).

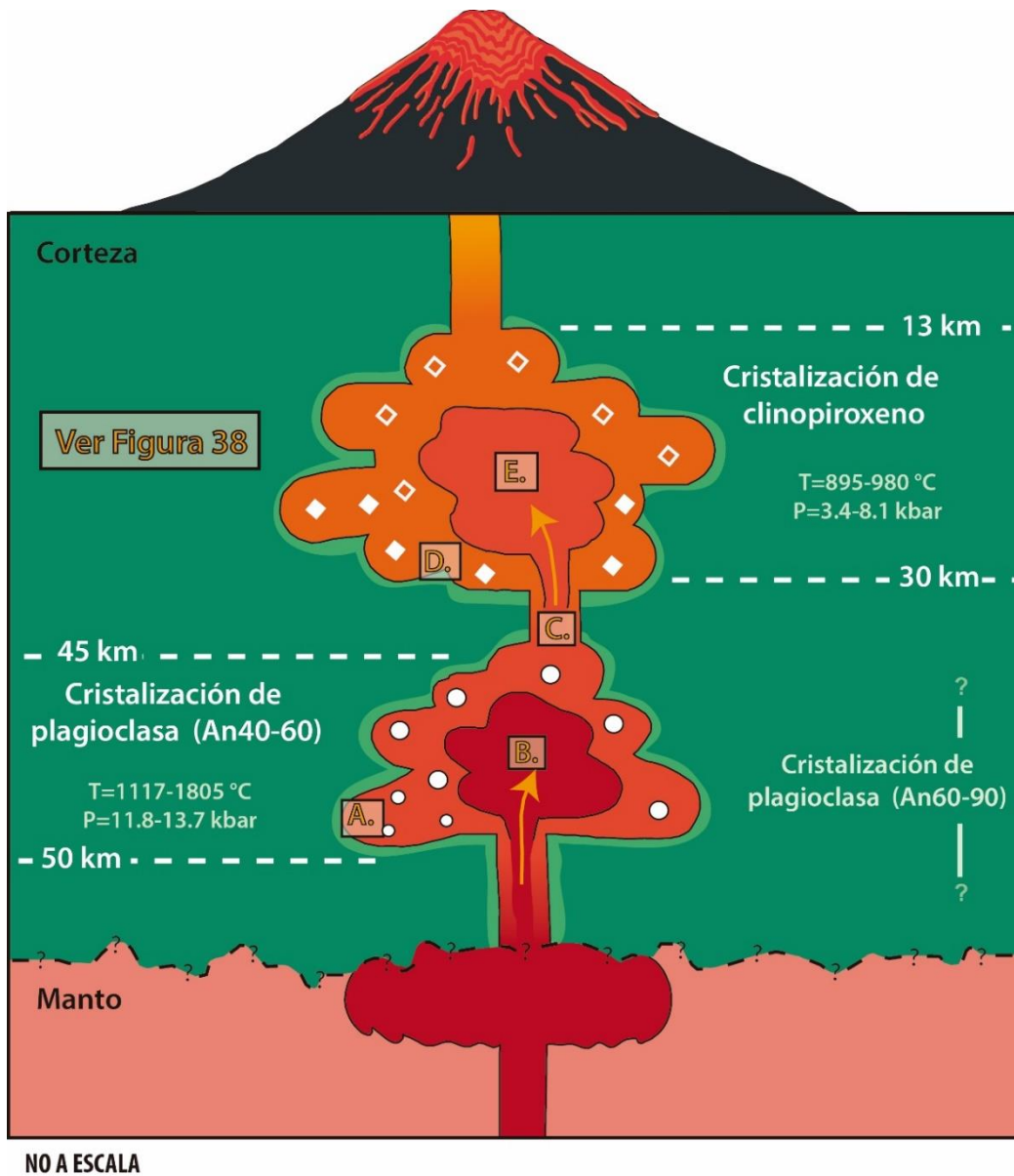


Figura 37. Modelo de evolución magmática del sistema en el que se formaron las rocas de la Formación Combia estudiadas en este trabajo. Ver Figura 38 para los procesos asociados: **A.** Disolución. **B.** Convección local. **C.** Descompresión. **D.** Remoción de cúmulos. **E.** La inyección de magma.

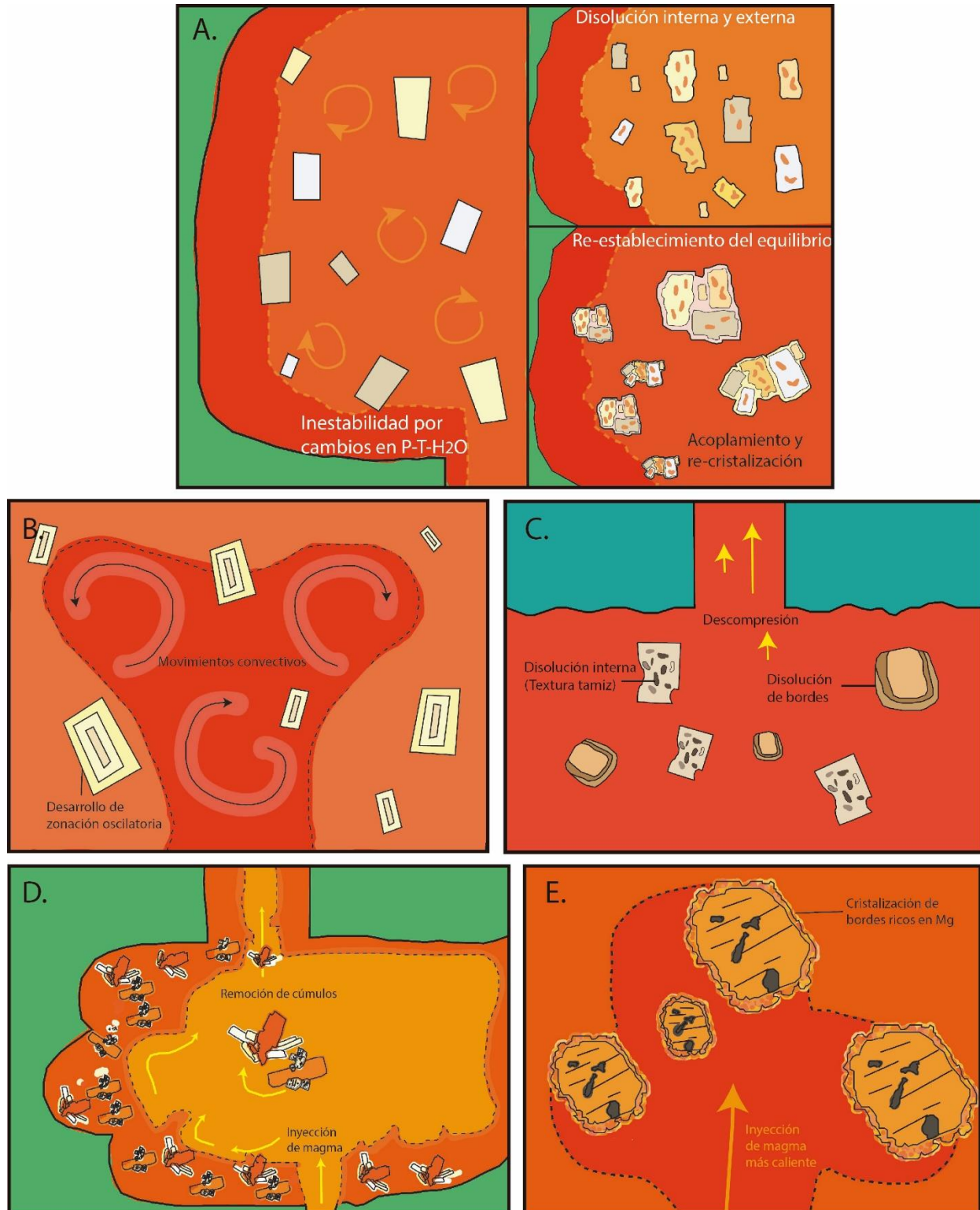


Figura 38. Procesos magmáticos asociados a la evolución mineral en el sistema magmático. **A.** Procesos de disolución. **B.** Procesos convectivos locales. **C.** Descompresión por ascenso del fundido. **D.** Remoción de cúmulos por una inyección de magma. **E.** La inyección de magma más caliente y de composición menos evolucionada.

8. Conclusiones

Los flujos de lava de la Formación Combia localizados en los alrededores de los Municipios Jardín y Andes, son de composición andesítica basáltica a andesítica, de afinidad toleítica, con mineralogía dominada por plagioclasa y en menor proporción piroxeno, con presencia de vidrio y microcristales de ambos minerales en la matriz.

Los fenocristales de plagioclasa son de composición labradorita y bitownita (An_{62-89}), y presentan zonación oscilatoria, texturas glomeroporfirítica, en tamiz y embahiamiento. Son considerados antecristales afectados por procesos de disolución y reabsorción. Los microfenocristales son de composición andesina y bitownita (An_{46-84}), y no presentan evidencias de reacción.

Los fenocristales de clinopiroxeno son de composición tipo augita (Wo_{41-44} . Ens_{22-28} . Fs_{28-37}), y los microfenocristales varían entre augita (Wo_{37-44} . Ens_{22-27} . Fs_{30-38}) y pigeonita (Wo_{9-13} . Ens_{26-31} . Fs_{59-63}). Algunos microfenocristales con núcleo de augita desarrollaron bordes de pigeonita.

La ausencia de minerales hidratados en las muestras estudiadas, como el anfíbol, que se confirma con la tendencia toleítica de fraccionamiento, implica que el sistema magmático en el cual se formaron contenía poca agua (~ 2 wt%).

Los patrones de distribución de los elementos traza, con el enriquecimiento en elementos LILE y LREE, y la variación La/Yb vs Yb/Nb , indican un sistema magmático ubicado en un arco continental de subducción, con la ocurrencia de procesos de contaminación cortical.

Los cálculos a partir de geotermobarómetros permiten sugerir la presencia de al menos dos reservorios magmáticos. El primero ubicado a 45-50 km de profundidad, en el cual se dio la

cristalización de microfenocristales de plagioclasa tipo andesina y labradorita, a condiciones de presión entre 11.8 y 13.7 kbar, y temperaturas entre 1117 y 1205 °C, con un contenido de agua de 2-3%; y el segundo entre 13 y 30 km de profundidad, con condiciones de presión de 3.4 a 8.1 kbar y temperaturas entre 895 y 980 °C, donde ocurrió la cristalización del piroxeno.

Según las texturas minerales y las condiciones de P-T, se identificaron procesos de inyección de magma, convección local, formación y remoción de cúmulos en márgenes de enfriamiento, y disolución por rápida descompresión.

Referencias bibliográficas

Álvarez, J. (1983) Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides -Mesocenoico. *Boletín Geológico Ingeominas*, 26(2), 1-175.

Aoki, K. I. & Shiba, I. (1973). Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6(1), 45-51.

Aspden, J. A., McCourt, W. J. & Brook, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144(6), 893-905.

Beattie, P. (1993). Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(1), 103-111.

Best, M. G. (2003). Igneous and Metamorphic Petrology (2nd Edition). *Malden: Blackwell*. 752 p.

Bohlen, S. R. & Lindsley, D. H. (1987). Thermometry and barometry of igneous and metamorphic rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15(1), 397-420.

Borrero, C. & Toro-Toro, L. M. (2016). Vulcanismo de afinidad adaquítica en el miembro inferior de la Formación Combia (Mioceno tardío) al sur de la subcuenca de Amaga, noroccidente de Colombia. *Boletín de Geología*, 38(1), 87-100.

Calle, B. & González, H. (1980). Geología y geoquímica de la plancha 166, Jericó. *Informe*, 232 p.

Cawthorn, R. G. & O'Hara, M. J. (1976). Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *American Journal of Science*, 276(3), 309-329.

Cediel, F., Shaw, R.P., Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. En: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, And Plate Tectonics: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 79, 815–848.

Cediel, F., Leal-Mejía, H., Shaw, R.P., Melgarejo, J.C. & Restrepo-Pace, P.A. (2011). *Regional geology of Colombia* (Vol. 1). In: Cediel, F. (Ed.), *Petroleum geology of Colombia*, ANH- Universidad EAFIT, 225p.

Cortés, J. A. (2017), "CFU-PINGU," <https://vhub.org/resources/cfupingu>.

Couch, S., Sparks, R. S. J. & Carroll, M.R. (2001). Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411, 1037-1039.

Deer, W., Howie, R. & Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals: Essex. *England: Longman Scientific and Technology*, 712 p.

Drummond, M. S. & M. J. Defant. (1990). A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), 21,503-21,521.

Duque-Caro, H. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71-84.

Eggler, D. H. & Burnham, W. C. (1973). Crystallization and fractionation trends in the system andesite-H₂O-CO₂-O₂ at pressures to 10 kb. *Geological Society of America Bulletin*, 84(8), 2517-2532.

Geiger, H., Barker, A. K. & Troll, V. R. (2016). Locating the depth of magma supply for volcanic eruptions, insights from Mt. Cameroon. *Scientific reports*, 6, 10p.

Gill, J.B. (2012). Orogenic andesites and plate tectonics (Vol. 16). *Springer Science & Business Media*, 392p.

González, H. (1980). Geología de las planchas 167 (Sonson) y 187 (Salamina) (escala 1: 100,000). *Ingeominas*, 23(1), 3-174.

González, H., 2001. Memoria explicativa del mapa geológico del departamento de Antioquia. *Ingeominas*. Bogotá, 256p.

González, P.D. (2008). Textura de los cuerpos ígneos. En: E. J. Llambías (Ed.). *Geología de los Cuerpos Ígneos* (pp. 171-197). Buenos Aires.

Gorton, M. P. & Schandl, E. S. (2000). From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5), 1065-1073.

Grosse, E. (1926). El Terciario Carbonífero de Antioquia: das Kohlentertiär Antiquias. *Reimer/Vohsen*, 361 p.

Henrichs, I. A., Frantz, J. C., Marques, J. C., Ordoñez-Carmona, O., Castoldi, M. S. & Kei, S. A. T. O. Caracterização e geocronologia SHRIMP U-Pb em zircão das rochas

subvulcânicas do sistema pórfiro Yarumalito, Distrito de Marmato, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, 41(3), 231-242.

Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S., Davis, F. A., Gordon, S. M., Mukherjee, S., Grove, T. L., Krawczynski, M., Medard, E. & Till, C. B. (2008). Library of Experimental Phase Relations (LEPR): A database and Web portal for experimental magmatic phase equilibria data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3), 15 p

Hogan, J. P. (1993). Monomineralic glomerocrysts: textural evidence for mineral resorption during crystallization of igneous rocks. *The Journal of geology*, 101(4), 531-540.

Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. & Roberts, D. (2012). Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4), 357-416.

Irvine, T. N. J. & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of earth sciences*, 8(5), 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(6), 1255-1259.

Jaramillo, J.S., Cardona, A., Monsalve, G., Valencia, V. & León, S. (2019). Petrogenesis of the late Miocene Combia Volcanic complex, northwestern Colombian Andes: Tectonic implication of short term and compositionally heterogeneous arc magmatism. *Lithos*, 330, 194-210.

Jaramillo, J. M. (1976). Volcanic rocks of the Río Cauca valley. *Colombia SA Thesis Degree of Master of Arts, Rice University, Houston*, 113 p.

Jeffery, A. J., Gertisser, R., Troll, V. R., Jolis, E. M., Dahren, B., Harris, C., Tindle, A. G., Preece, K., O'Driscoll, B., Humaid, H. Chadwick, J. P. (2013). The pre-eruptive magma plumbing system of the 2007–2008 dome-forming eruption of Kelut volcano, East Java, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(1), 275-308.

Jerram, D. A. & Martin, V. M. (2008). Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. Geological Society, London, *Special Publications*, 304(1), 133-148.

Knutson, J., Green, T. H. (1975). Experimental duplication of a high-pressure megacryst/cumulate assemblage in a near saturated hawaiite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 52(2), 121-132.

Kudo, A. M. & Weill, D. F. (1970) An igneous plagioclase thermometer. *Contributions to Mineralogy and petrology*, 25(1), 52-65.

Lara, M., Salazar-Franco, A. M. & Silva-Tamayo, J. C. (2018). Provenance of the Cenozoic siliciclastic intramontane Amagá Formation: Implications for the early Miocene collision between Central and South America. *Sedimentary Geology*, 373, 147-162.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.

Le Maitre, R. W. (1969). Kaersutite-bearing plutonic xenoliths from Tristan da Cunha, South Atlantic. *Mineralogical Magazine*, 37(286), 185-197.

López, A., Sierra, G. M. & Ramírez, D. A. (2006). Vulcanismo neógeno en el suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (19), 27-42.

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). *Estudios Geológicos*, 70(2), 20p.

MacDonald, W. D. (1980). Anomalous paleomagnetic directions in Late Tertiary andesitic intrusions of the Cauca depression, Colombian Andes. *Tectonophysics*, 68(3-4), 339-348.

MacDonald, W. D., Estrada, J. J., Sierra, G. M. & González, H. (1996). Late Cenozoic tectonics and paleomagnetism of North Cauca Basin intrusions, Colombian Andes: dual rotation modes. *Tectonophysics*, 261(4), 277-289.

Mahecha, H., Ortiz, J., Tejada, M. L., Paniagua F. & Weber, M. (2006). Cartografía geológica y petrografía de las vulcanoclastitas de la Formación Combia, en un área de 200 km² en los alrededores del Municipio de Jardín (Departamento de Antioquia, Colombia). *Ingeominas*. Informe inédito. Bogotá, 27 p.

Marriner, G. F. & Millward, D. (1984). The petrology and geochemistry of Cretaceous to Recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 473-486.

Mejía, N. (1984). Geología y geoquímica de las planchas 130 (Santafé de Antioquia) y 146 (Medellín Occidental), escala 1:100.000, memoria explicativa. *Ingeominas*. Medellín, 370p.

Monfaredi, B. (2009). Magmatic interaction as recorded in texture and composition of plagioclase phenocrysts from the Sirjan area, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 20(3), 243-251.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.

Neave, D. A. & Putirka, K. K. D. (2017). A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*, 102(4), 777-794.

Nelson, S. T. & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11-12), 1241-1249.

Ordóñez, O. & Pimentel, M. M. (2001). Geoquímica isotópica del magmatismo reciente (< 11 Ma) en los Andes Colombianos. VII *Congreso Colombiano de Geología, Manizales, Colombia*.

Orrego, A., París, G., Ibañez, D. & Vásquez, E. (1999). Geología y geoquímica de la Plancha 387-Bolívar. *Publicaciones Especiales de Ingeominas*, 22, 55-114

Pearce, T. H. & Kolisnik, A. M. (1990). Observations of plagioclase zoning using interference imaging. *Earth-Science Reviews*, 29 (1-4), 9-26.

Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, 8, 525-548.

Polo, L. A., Giordano, D., Janasi, V. D. A. & Guimarães, L. F. (2018). Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: Physic-chemical conditions of storage and eruption and considerations on the rheological behavior during emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 115-135.

Putirka, K. D., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. & Walker, D. (1996). Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(1), 92-108.

Putirka, K. D. (2005). Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90(2-3), 336-346.

Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.

Ramírez, D. A., López, A., Sierra, G. M. & Toro, G. E. (2006). Edad y proveniencia de las rocas volcánico sedimentarias de la Formación Combia en el suroccidente Antioqueño-Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 19, 9-26.

Ramírez, J., Sierra, G. M., Marín, M. I. (2012). Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) del miembro superior de la formación Amagá, sección quebrada Sabaleticas, SW antioqueño, y su relación con los movimientos del sistema de fallas Romeral en el Cenozoico tardío. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 32, 125-142.

Restrepo, J. J., Toussaint, J. F. & González, H. (1981). Edades Mio-pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia, departamentos de Antioquia y Caldas, Colombia. *Geología Norandina*, 3, 21-26.

Restrepo, J. J. & Toussaint, J. F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189-193.

Restrepo, J. J. & Toussaint, J. F. (1987). Cuencas de tracción sinistral en la falla de minas del Sistema Cauca-Romeral, en las cercanías de Medellín, Colombia. *Andean Geology*, (31), 57-60.

Ruiz, J. L. (1994). Modelización geoquímica de los procesos de mezcla. *Estudios geológicos*, 50(5-6), 323-339.

Seaman, S. J. (2000). Crystal clusters, feldspar glomerocrysts, and magma envelopes in the Atascosa Lookout lava flow, southern Arizona, USA: recorders of magmatic events. *Journal of Petrology*, 41(5), 693-716.

Shaw, R. P., Leal-Mejía, H. & Draper, J. C. M. (2019). Phanerozoic metallogeny in the Colombian Andes: a tectono-magmatic analysis in space and time. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America* (pp. 411-549). Springer.

Shcherbakov, V. D., Plechov, P. Y., Izbekov, P. E. & Shipman, J. S. (2011). Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezmyianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1), 83-99.

Sierra, G. M. & Marín-Cerón, M. I., (2011) Amagá, Cauca and Patía Basins at: Petroleum Geology of Colombia, *ANH-EAFIT*, vol 2, 104 p.

Siivola, J. & Schmid, R. (2007). List of mineral abbreviations. En: *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*, 22(5), 93-110.

Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Tejada, M., Betancourt, J., Nivia, A., Weber, M. & Gómez, J. (2007). Cartografía geológica y caracterización geoquímica de la Formación Combia en los alrededores de Jericó y Pueblorrico, Departamento de Antioquia-Colombia. *XI Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga, Colombia*, 23 p.

Tepley I, F. J., Davidson, J. P. & Clynne, M. A. (1999). Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology*, 40(5), 787-806.

Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1-16.

Van der Hammen, T. (1958). Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano con continentales y tectogénesis de los Andes colombianos. *Boletín Geológico*, 6(1-3), 60-116.

Vance, J. A. & Gilreath, J. P. (1967). The effect of synneusis on phenocryst distribution patterns in some porphyritic igneous rocks. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 52(3-4), 529-536.

Vance, J. A. (1969). On synneusis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 24(1), 7-29.

Wilson, B. M. (2007). Igneous petrogenesis a global tectonic approach. *Springer Science & Business Media*, 466 p.

Zimmer, M. M., Plank, T., Hauri, E. H., Yogodzinski, G. M., Stelling, P., Larsen, J., Singer, B., Jicha, B., Mandeville, C. & Nye, C. J. (2010). The role of water in generating the calc-alkaline trend: new volatile data for Aleutian magmas and a new tholeiitic index. *Journal of Petrology*, 51(12), 2411-2444.