

**Petrogénesis del Plutón de El Carmen: implicaciones tectónicas en la evolución del magmatismo al noroccidente de Gondwana durante el Carbonífero**

Autor:

**Eliselder Zapata Cardona**

Director:

**Juan Sebastián Hernández González**

Trabajo de grado (tesis) presentado como requisito  
para la obtención del título de:  
***Magíster en Ciencias de la Tierra***

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Caldas

Agosto 2023

## Tabla de contenido

Resumen.....	i
Abstract.....	ii
1. Introducción .....	1
1.1. Objetivos.....	4
1.1.1. Objetivo general .....	4
1.1.2. Objetivos específicos.....	4
2. Marco geológico.....	5
2.1. Contexto tectónico regional de Los Andes del Norte desde el Carbonífero.....	5
2.1.1. Primera etapa: Proto-margen de Gondwana.....	6
2.1.2. Segunda etapa: Cinturones Gondwánicos .....	7
2.1.3. Tercera etapa: Ruptura de Pangea .....	10
2.1.4. Cuarta etapa: Orogéno Andino (configuración actual).....	12
2.2. Contexto local .....	15
2.2.1. Configuración local .....	15
2.2.2. Composición del Plutón de El Carmen .....	16
2.2.3. Edad y ambiente de formación del Plutón de El Carmen.....	17
3. Fundamento teórico.....	19
3.1. Magma .....	19
3.2. Zonas de generación de magma.....	19
3.2.1. Generación de magmas asociados a márgenes continentales activas.....	20
3.2.2. Generación de magmas asociados a zonas extensionales de tras-arco ( <i>back-arc</i> ). .....	25
4. Metodología .....	31
4.1. Petrografía.....	31
4.2. Geoquímica de roca total .....	33
4.3. Química mineral .....	34
4.4. Geocronología U - Pb en circón .....	35
4.5. Análisis isotópicos in situ de Lu-Hf en circón.....	36
5. Resultados .....	37
5.1. Geología.....	37

5.2.	Petrografía del plutón de El Carmen.....	41
5.2.1.	Petrografía de la facies félsica .....	42
5.2.2.	Petrografía de la facies máfica.....	47
5.2.3.	Petrografía de los diques.....	50
5.3.	Química mineral .....	53
5.3.1.	Plagioclasa .....	54
5.3.2.	Anfíbol.....	56
5.3.3.	Termobarometría .....	60
5.4.	Geoquímica .....	69
5.4.1.	Clasificación geoquímica .....	72
5.4.2.	Afinidad e índice de saturación de alúmina del magma.....	73
5.4.3.	Diagramas Harker.....	74
5.4.4.	Diagramas multi-elementales .....	76
5.5.	Geocronología U-Pb en circón.....	77
5.6.	Isotopos de Lu-Hf en circón .....	85
6.	Discusión.....	88
6.1.	Temporalidad de los pulsos magmáticos .....	88
6.2.	Petrogénesis y evolución tectonomagmática del Plutón de El Carmen.....	90
6.3.	Implicaciones tectónicas .....	94
7.	Conclusiones .....	99
8.	Referencias .....	100

## Lista de Figuras

Figura 1. Configuración geológica regional del Plutón de El Carmen..	3
Figura 2. Reconstrucción paleogeográfica del Devónico – Pérmico.	7
Figura 3. Modelos tectónicos del margen occidental de Gondwana para el periodo Jurásico.	12
Figura 4. Clasificación regional de los Andes. tomado y modificado de Ramos (2009).	14
Figura 5. Contexto geológico regional de Plutón de El Carmen.	17
Figura 6. Asociaciones tectónico-ígneas de litosferas oceánicas y continentales.	20
Figura 7. Componentes involucrados en la generación de magmas en márgenes continentales activas.	23
Figura 8. Secuencia de formación de una cuenca de extensión de tras-arco ( <i>back-arc</i> ).	26
Figura 9. Sección de una zona de subducción idealizada en donde se ilustra el proceso de arrastre.	27
Figura 10. Diagrama esquemático ilustrando: a) la formación de corteza gabroica en la base de la corteza. ..	28
Figura 11. Muestras recolectadas para los análisis geoquímicos y petrográficos.	32
Figura 12. Contexto geológico regional y local de Plutón de El Carmen.	39
Figura 13. Facies félsica (a y b) y máfica (c y d) reconocidas en campo.	40
Figura 14. Afloramientos de diques.	41
Figura 15. Clasificación modal de las muestras del Plutón de El Carmen (Streckeisen 1974, 1979).	42
Figura 16. Imágenes bse y microfotografías en nicoles cruzados de cristales de plagioclasa alterados.	43
Figura 17. Fotomicrografías de la leucotonalita de biotita en nicoles paralelos y cruzados.	45
Figura 18. Fotomicrografías de tonalita de anfíbol y biotita en nicoles paralelos y cruzados	46
Figura 19. Fotomicrografías de tonalita de anfíbol en nicoles paralelos y cruzados.	47
Figura 20. Clasificación modal de las muestras de la facies máfica (Streckeisen 1974, 1979).	48
Figura 21. Fotomicrografías de cuarzodiorita en nicoles paralelos y cruzados.	49
Figura 22. Fotomicrografías de gabro-diorita de anfíbol en nicoles paralelos y cruzados.	50
Figura 23. Fotomicrografías de leucotonalita de biotita en nicoles paralelos y cruzados.	51
Figura 24. Fotomicrografías de microtonalita de biotita en nicoles paralelos y cruzados	52
Figura 25. Ubicación de los pares anfíbol-plagioclasa en las muestras del Plutón de El Carmen.	53
Figura 26. Imágenes de electrones retrodispersos mostrando la localización de plagioclasas.	55
Figura 27. Clasificación de plagioclasas (Marshall, 1996).	56
Figura 28. Imágenes de electrones retrodispersos mostrando la localización de anfíboles.	58
Figura 29. Clasificación de subgrupo y tipo de anfíbol.	59
Figura 30. Rango de presión estimada en el ensamble mineral anfíbol-plagioclasa.	62
Figura 31. Rango de temperatura estimada en el ensamble mineral anfíbol-plagioclasa	68
Figura 32. Grado de alteración de las muestras.	69
Figura 33. Clasificación química de las rocas del Plutón de El Carmen.	73
Figura 34. Afinidad e índice de saturación de alúmina.	74
Figura 35. Diagramas Harker de SiO <sub>2</sub> vs óxidos mayores.	75
Figura 36. Diagramas multi-elementales de las muestras del Plutón de El Carmen.	77
Figura 37. Imágenes de catodoluminiscencia de cristales de circón.	78
Figura 38. Diagramas concordia con resultados de U-Pb LA-ICP-MS.	80
Figura 39. Diagrama de correlación de valores de $\epsilon_{\text{Hf}(i)}$ vs edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en circones <i>in situ</i>	86
Figura 40. Diagramas de discriminación tectónica para el Plutón de El Carmen.	93
Figura 41. Diagramas de correlación Rb/Zr vs Nb y Nb/Zr vs Y	94
Figura 42. Relaciones termobarométricas del Plutón de El Carmen.	96
Figura 43. Modelo esquemático de la evolución magmática del Plutón de El Carmen.	98

## Lista de Tablas

Tabla 1. Compilación de las edades publicadas de plutones formados entre el Carbonífero – Pérmico. ....	9
Tabla 2. Características de los tipos de granitos formados en márgenes activas. ....	24
Tabla 3. Resumen de las muestras y los tipos de análisis realizados para esta investigación.....	33
Tabla 4. Petrografía de las muestras analizadas del Plutón de El Carmen .....	44
Tabla 5. Porcentaje de anortita y tipo de plagioclasa en las muestras del Plutón de El Carmen .....	55
Tabla 6. Conteo de análisis por muestra efectuado en los cristales de anfíbol .....	56
Tabla 7. Conteo de ensambles amp-pl por muestra para las estimaciones de presión y temperatura. ....	61
Tabla 8. Estimaciones termobarométricas en el ensamble mineral amp-pl. ....	63
Tabla 9. Resultados de análisis de óxidos mayores y elementos traza en las muestras. ....	70
Tabla 10. Resultados de los análisis geocronológicos de U-Pb en circones.....	81
Tabla 11. Resultados de los análisis isotópicos de Lu-Hf in situ en circones de ambas facies del Plutón. ....	87

## Agradecimientos

*“En algún sitio algo increíble espera ser descubierto”* Carl Sagan.

Agradezco primeramente a mi esposa Angela y a mi hija Raquel por ser pacientes cuando yo debía estar ausente, por brindarme su amor y apoyo en el desarrollo de esta nueva meta, cada abrazo, cada sonrisa y cada café fueron el combustible necesario para terminar esta investigación.

Quiero agradecer especialmente a Juan Sebastián Hernández González, director de este proyecto, por dar una estructura clara a esta investigación, por todas las enseñanzas, comentarios, aportes y por siempre estar presente como maestro y amigo, sus contribuciones nos permitieron llegar a buen puerto.

A la profesora July Quiceno por su valiosa amistad, por apoyarme con todos sus conocimientos, por iniciar este proyecto y por siempre estar disponible para responder a mis preguntas. Las semillas de su trabajo inicial dan como fruto esta investigación.

A Juan Camilo Toro y Edwin Naranjo un sincero agradecimiento por su amistad, compañía y por el apoyo desinteresado en la edición y los consejos acerca de los gráficos e imágenes presentes en esta investigación. Gracias por apoyarme hasta altas horas de la noche cuando fue necesario

A la profesora Elvira Ruiz por haber asumido inicialmente la responsabilidad de dirigir esta investigación, por la gestión del proyecto que financió parte de los análisis utilizados en esta investigación, por todos sus aportes, consejos y su constante motivación.

A los profesores Mario Moreno y Luz Mary Toro quiero agradecerles igualmente por la gestión del proyecto y por sus comentarios, enseñanzas y discusiones que permitieron nutrir la construcción de esta investigación.

También quiero agradecer a Operadora Minera S.A.S. por permitirme utilizar las muestras de núcleos, y por el apoyo logístico y de análisis para esta investigación.

Adicionalmente quiero agradecer a la Vicerrectoría de Investigación y Posgrado de la Universidad de Caldas mediante subvención (Proyecto de Investigación: 0278720 Proyectos de Investigación, Innovación y Cocreación 2019) por el apoyo económico para efectuar los análisis.

Se agradece además el excelente apoyo técnico durante las sesiones de EPMA por parte del Dr. Rogério Guitarrari Azzone y el Sr. Marcos Mansueto en la NAP Geoanalítica USP (Universidad de São Paulo).

## Resumen

Durante las primeras etapas de la aglutinación de Pangea en el Carbonífero, la cuenca oceánica del Océano Reico experimentó subducción debido a la convergencia entre Gondwana y Laurasia. Este proceso desencadenó el cierre de la cuenca previo al choque entre los dos paleocontinentes, generando magmatismo toleítico y calco-alcalino durante el Misisipiano y el Pensilvaniano. En la Cordillera Central de los Andes Colombianos, este magmatismo está reflejado por una facies félsica de tonalita y una facies máfica de diorita-gabro del Plutón de El Carmen, las cuales fueron estudiadas detalladamente en esta investigación. Las edades de cristalización de U-Pb en circón son  $326 \pm 1$  Ma para la facies máfica y  $313 \pm 1$  Ma para la facies félsica. Los isótopos  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  arrojaron valores positivos entre +5,4 y + 10,9 que sugieren que el magma que formó el plutón es de origen mantélico con baja asimilación de la corteza. El aumento progresivo de la anomalía de Eu ( $\text{Eu}^* 0,6$  a 1,2) y las altas relaciones LREE/HREE indican que los magmas se emplazaron en un arco magmático continental relacionado con un ambiente de subducción. Las estimaciones termobarométricas derivadas de la química mineral en ambas facies (félsica y máfica) indican que estas se emplazaron en un rango entre 753 y 910 °C y de 3,0 a 4,7 kbar, a profundidades entre 9 y 12 km. La coexistencia de las dos facies con afinidad toleítica y calco-alcalina y con diferentes edades de cristalización magmática (~13 Ma de diferencia entre ellas), indican una recarga de la cámara magmática, lo que sugiere un ambiente tectónico de subducción con un componente de *slab-rollback* (progresión de subducción somera de bajo ángulo a subducción de ángulo más pronunciado) con posterior engrosamiento leve de la corteza debido al incremento en la madurez del arco entre 326 y 313 Ma, relacionados con el cierre del extremo occidental del océano Reico.

## Abstract

During the early stages of Pangea agglutination in the Carboniferous period, the oceanic basin of the Rheic Ocean experienced subduction due to the convergence between Gondwana and Laurasia. This process led to the closure of the basin prior to the collision of the two paleocontinents, generating tholeiitic and calc-alkaline magmatism during the Mississippian and Pennsylvanian periods. In the Central Cordillera of the Colombian Andes, this magmatism is represented by a felsic tonalite facies and a mafic diorite-gabbro facies from the El Carmen Pluton, which were studied in detail in this research. U-Pb zircon crystallization ages are  $326 \pm 1$  Ma for the mafic facies and  $313 \pm 1$  Ma for the felsic facies. The  $\epsilon_{\text{Hf}(i)}$  isotopes yielded positive values between +5.4 and +10.9, suggesting that the magma source that originated the pluton is of mantle origin with low crustal assimilation. The progressive increase in the Eu anomaly ( $\text{Eu}^* 0.6$  to  $1.2$ ) and high LREE/HREE ratios indicate that the magmas were emplaced in a continental magmatic arc related to a subduction environment. Thermobarometric estimates derived from mineral chemistry in both facies (felsic and mafic) suggest they were emplaced in a range between 753 and 910 °C and at pressures between 3.0 and 4.7 kbar, at depths of 9 to 12 km. The coexistence of both facies with tholeiitic and calc-alkaline affinities and different magmatic crystallization ages (~13 Ma difference between them) indicate a recharge of the magmatic chamber. This suggests a tectonic environment of subduction with a component of slab-rollback (shallow low-angle subduction progressing to more steeply angled subduction), followed by mild crustal thickening due to the increasing maturity of the arc between 326 and 313 Ma, which is associated with the closure of the western end of the Rheic Ocean.



## 1. Introducción

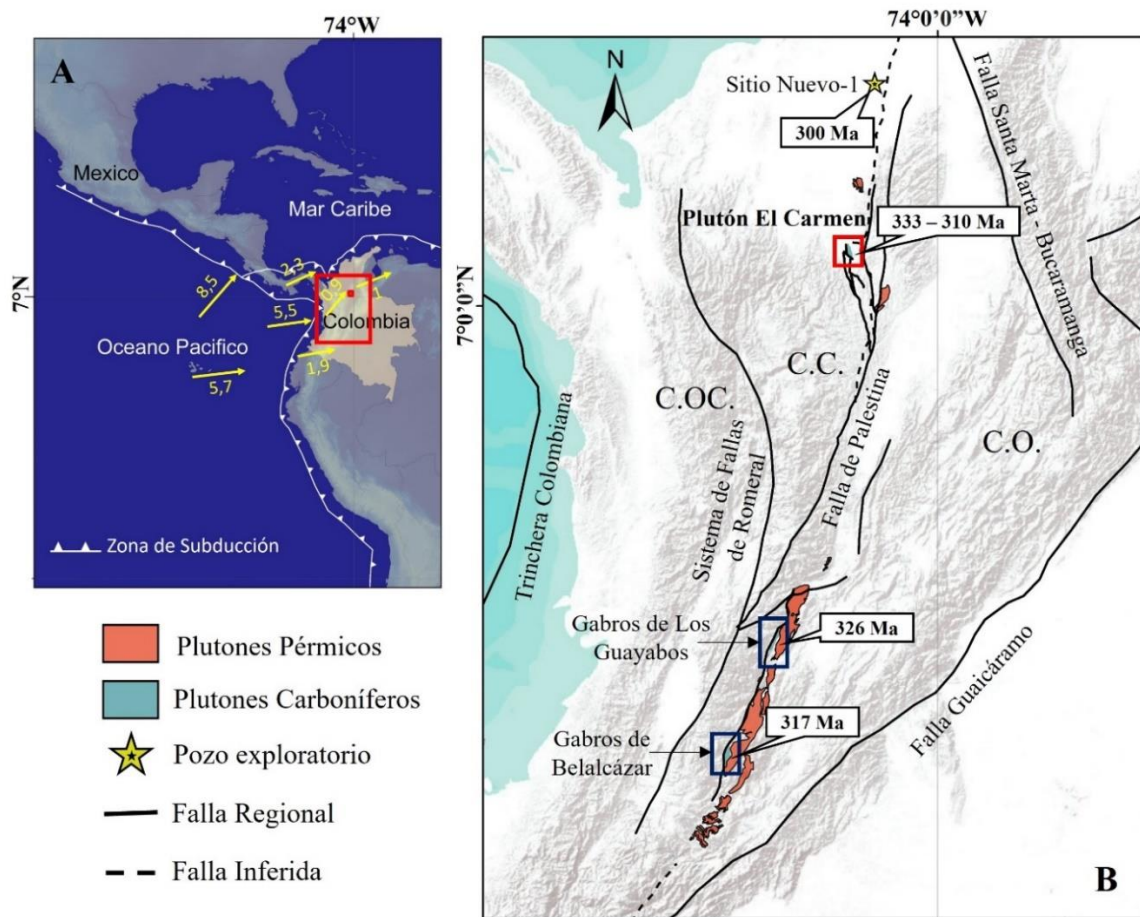
El magmatismo toleítico y calco-alcalino es responsable de generar una amplia variedad de rocas ígneas, que van desde asociaciones máficas-ultramáficas hasta rocas granitoides, en relación con diversos ambientes tectónicos. Los magmas toleíticos ocurren en todos los ambientes tectónicos, por ejemplo, en los límites de las placas convergentes están asociados con los procesos iniciales de la subducción, los arcos volcánicos juveniles o el magmatismo de la cuenca de retro-arco en zonas de suprasubducción (Zimmer *et al.*, 2010; Dilek & Furnes, 2014). Por el contrario, el magmatismo calco-alcalino es característico de los límites convergentes (Chin *et al.*, 2018 y referencias citadas en él). En ambientes tectónicos de subducción, la transición entre ambos tipos de magmatismo permite desentrañar la naturaleza de la placa subducida en relación con el ángulo de subducción (de subducción somera o de bajo ángulo a subducción de ángulo pronunciado) y los procesos en los que interviene la cuña del manto, como hidratación, fugacidad de oxígeno o asimilación de material del canal de subducción, como se evidencia en los productos magmáticos generados (Stern, 2011; Winter, 2014; Dal Zilio *et al.*, 2020; Vermeesch & Pease, 2021).

El Plutón de El Carmen (*Stock del Carmen sensu* Leal-Mejía, 2011) es un cuerpo plutónico Carbonífero que se encuentra localizado en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia (Figura 1), entre los municipios de El Bagre y Zaragoza en el departamento de Antioquia, con dimensiones cercanas a 12,5 km de largo y 5,0 km de ancho y un área aproximada en superficie de 63 km<sup>2</sup> (*cf.* Gómez-Tapias *et al.*, 2015). El Plutón de El Carmen está limitado al occidente y al sur por la Falla Otú y al oriente por un ramal de esta falla denominado Falla Otú-Pericos Este. El Plutón de El Carmen está compuesto por dos fases magmáticas generadas en un ambiente de arco continental: la una facies félsica de granodiorita-tonalita de afinidad calco-alcalina y una facies máfica de gabro y diorita gabroica de afinidad toleítica (Varona-Bravo, 2016). Estudios anteriores (*e.g.* Leal-Mejía, 2011; Rodríguez-García *et al.*, 2022) sugieren que el rango de edad de este cuerpo intrusivo va desde el Carbonífero temprano (ca. 333 a 326 Ma: U-Pb en circones) para la facies máfica, y Carbonífero tardío (ca. 322 a 310 Ma: U-Pb en circones) para la facies félsica, ambas relacionadas con la orogenia Alleghaniana (Restrepo *et al.*, 2009).

Plutones de edades Carbonífero y Pérmico temprano, e igualmente relacionados con la orogenia Alleghaniana, han sido reconocidos en los Andes venezolanos (*e.g.* Viscarret *et al.*, 2009; Baquero, 2015; Urbani *et al.*, 2015), en Ecuador y Perú (Miskovic *et al.*, 2009; Reitsma, 2012; Cochrane *et al.*, 2013; Spikings *et al.*, 2014) y en la zona central de Centroamérica, en los bloques Chortis, Maya y el terreno Mixteca (*e.g.* Dickinson & Lawton, 2001; Kirsch *et al.*, 2012; Ortega-Obregón *et al.*, 2014). Estos cuerpos, que comparten una afinidad calco-alcalina, han sido relacionados todos a un mismo evento magmático producido en un ambiente de subducción que tuvo lugar en el margen occidental de Gondwana (Ramos & Alemán, 2000; Leal-Mejía, 2011; Spikings *et al.*, 2014). Estos autores sugieren la existencia de un arco volcánico con actividad desde el Carbonífero temprano que se habría extendido incluso hasta el Permo-Triásico (Cochrane *et al.*, 2014; Rodríguez-García *et al.*, 2019, 2022). A pesar de esto, la información referente a la presencia de cuerpos plutónicos carboníferos en Colombia es escasa y se restringe al Plutón de El Carmen, así como a un cuerpo gabroico piroxénico descubierto en un sondeo denominado Sitio Nuevo-1 en el Valle Inferior del Magdalena (VIM) (Silva-Arias *et al.*, 2016), además de los gabros de Belalcázar y Los Guayabos ubicados en el departamento del Cauca (Rodríguez-García *et al.*, 2022) (Figura 1).

Investigar el magmatismo del Paleozoico tardío es crucial para comprender las etapas iniciales de la fusión de Pangea. El estudio y análisis de los arcos magmáticos permite dilucidar y correlacionar los procesos que ocurren entre las dos placas que interactúan en un entorno tectónico convergente (Stern, 2002). Sin embargo, en los Andes del norte, el origen y la evolución del magmatismo del Paleozoico tardío siguen siendo cuestionados debido a dos hipótesis que buscan explicar la dinámica de las placas durante este período: i) un ambiente de *rift* relacionado con un régimen extensional desde el período Carbonífero (Cediel *et al.*, 2003, Leal-Mejía *et al.*, 2019 y referencias citadas en el), y ii) un ambiente de subducción asociado a un régimen compresivo, resultante del cierre del océano Reico durante la etapa magmática de la Orogenia Alleghaniana (Moreno-Sánchez *et al.*, 2020, Rodríguez-García *et al.*, 2022 y referencias citadas en el). Debido a lo anterior, efectuar un análisis petrogenético en El Plutón de El Carmen en donde se aporten nuevos datos (termobarometría y geoquímica isotópica de Lu-Hf) permitirá comprender cuál modelo tectónico es el más

ajustado para los eventos geológicos que tuvieron lugar en los Andes del Norte en el Carbonífero.



**Figura 1.** Configuración geológica regional del Plutón de El Carmen. A. Configuración tectónica actual de los Andes del Norte y localización geográfica de Colombia. Las flechas amarillas indican los vectores de movimiento relativo de las placas y las magnitudes están expresadas en centímetros por año (vectores y magnitudes de acuerdo con Mora-Páez *et al.*, 2020). B. Plutones carboníferos y pérmicos reconocidos en Colombia. El cuadro de color rojo indica la ubicación del Plutón de El Carmen (adaptado y modificado de Rodríguez-García *et al.*, 2022). C.O.C.: Cordillera Occidental, C.C.: Cordillera Central y C.O.: Cordillera Oriental.

En este trabajo se presentan datos petrográficos, análisis químicos de elementos mayores y elementos traza en roca total, análisis de isótopos de Lu-Hf *in situ* en circon, análisis de química mineral en cristales de plagioclasa y anfíbol, y dataciones de U-Pb en circones, con el objetivo de caracterizar las facies magmáticas presentes en el Plutón de El Carmen. Con estos datos, se realizaron cálculos geotermobarométricos que, en conjunto con los resultados

de las diferentes técnicas y análisis desarrollados en la presente investigación, permitieron dilucidar los diferentes procesos petrogenéticos involucrados en el origen, la evolución y la cristalización del magma que formó el cuerpo. Finalmente, se propone un modelo evolutivo del Plutón de El Carmen dentro del contexto tectonomagmático Carbonífero en Colombia, interpretando su evolución en las primeras etapas de amalgamación de Pangea en el extremo occidental de Gondwana hacia el Paleozoico tardío.

## 1.1. Objetivos

### 1.1.1. Objetivo general

Determinar el origen y evolución del magma que generó el Plutón de El Carmen y definir sus implicaciones en la evolución del magmatismo Carbonífero en Colombia.

### 1.1.2. Objetivos específicos

- Realizar análisis petrográficos y de química mineral para estudiar la mineralogía y las texturas de las rocas con el fin de caracterizar cada una de las facies presentes, además de efectuar las estimaciones termobarométricas y de emplazamiento involucrados en los procesos de cristalización del plutón.
- Realizar análisis químicos de elementos mayores, elementos traza en roca total e isótopos de Lu-Hf *in situ* en circón con el fin de definir tanto el origen (fuente) como la evolución del magma.
- Realizar análisis geocronológicos de U-Pb en circón para definir la edad de cristalización del plutón y relacionar la temporalidad con los análisis de geotermobarometría para definir las condiciones de cristalización.
- Proponer un modelo geológico para la evolución del Plutón de El Carmen y definir sus implicaciones tectonomagmáticas durante el Carbonífero en Colombia.

## 2. Marco geológico

### 2.1. Contexto tectónico regional de Los Andes del Norte desde el Carbonífero.

Los Andes del Norte (Colombia, Venezuela y Ecuador) se dividen en el sector sur de Colombia en tres ramales cordilleranas: Cordillera Occidental, Central y Oriental, y su configuración geográfica actual se debe a la interacción de las placas del Pacífico, Nazca, Caribe y Sudamericana (Montes *et al.*, 2019, Mora-Páez *et al.*, 2020). La Cordillera Central (donde se ubica el Plutón de El Carmen) contiene un extenso registro de cuerpos plutónicos con edades que van desde el Silúrico hasta el Paleógeno, genéticamente relacionados con etapas de colisión, subducción y extensión continente-continente, generadas por la interacción inicial de las proto-placas del Pacífico y Gondwana (Scotese & Golonka, 1992, Lawver *et al.*, 2002, Scotese, 2016, Moreno-Sánchez *et al.*, 2020). En la Cordillera Central de Colombia se registraron dos importantes eventos tectónicos pre-mesozoicos: i) la formación del proto-margen de Gondwana y la acreción de bloques tectónicos del Paleozoico temprano contra el margen Proterozoico del Cratón del Amazonas y ii) la formación de los primeros cinturones orogénicos andinos de Gondwana relacionados con el evento Allegheniano, además de la aglutinación en el Paleozoico tardío del supercontinente Pangea (Ramos & Alemán 2000).

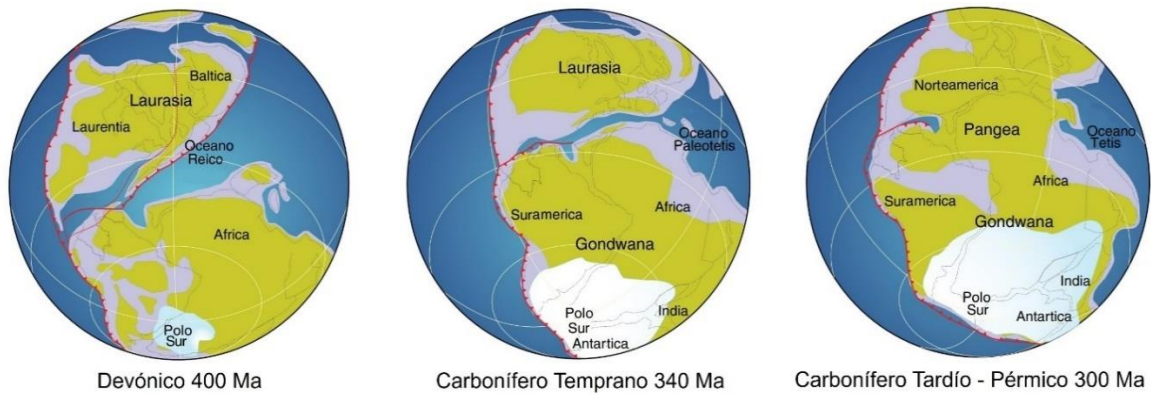
La historia geológica de los Andes puede ser dividida en cuatro etapas tectónicas importantes: i) la formación del proto-margen de Gondwana y la amalgamación de terrenos contra el margen Proterozoico del Cratón Amazónico ocurrido en el Paleozoico temprano; ii) la formación de los primeros cinturones orogénicos Andinos (Gondwánicos) relacionados con el evento Allegheniano y con la formación del supercontinente Pangea, ocurridos hacia el Paleozoico tardío; iii) la ruptura de Pangea y la apertura del océano Atlántico, y iv) una tectónica de subducción responsable de la actual configuración geológica de los Andes (Ramos & Alemán, 2000). A continuación, se describen brevemente los eventos ocurridos en cada etapa:

### 2.1.1. Primera etapa: Proto-margen de Gondwana

Hacia finales del Devónico e inicios del Carbonífero el margen continental del Norte de Sudamérica representaba el extremo occidental del continente de Gondwana. En este periodo, la configuración tectónica global estaba caracterizada por la presencia de dos supercontinentes: Laurasia (que contenía los actuales continentes de América del Norte y Eurasia), ubicado en la zona ecuatorial y Gondwana (que agrupaba a los actuales continentes de América del Sur, África, India, Antártica y Australia), situado en una posición más austral, análoga con la actual localización del Polo Sur y con un movimiento relativo hacia el Ecuador terrestre. Según reconstrucciones paleogeográficas y paleomagnéticas (Scotese & Golonka, 1992; Lawver *et al.*, 2001; Scotese, 2016), ambos bloques continentales presentaban desplazamientos tectónicos convergentes y se encontraban separados por el paleo-océano Rhéico (Ramos & Alemán, 2000; Kirsch *et al.* 2012; Moreno-Sánchez *et al.*, 2020 y referencias citadas en el).

Según el modelo paleogeográfico propuesto por Scotese & Golonka (1992) y modificado por Moreno-Sánchez *et al.* (2020), en el Devónico el margen continental occidental entre Gondwana y la proto-placa del Pacífico se encontraba activo, con una zona de subducción que se extendía desde el sur de Gondwana hasta el norte de Laurasia. Cuerpos plutónicos Silúrico-Devónicos han sido reportados en Colombia (Leal-Mejía, 2011; Rodríguez-García *et al.*, 2019), en el terreno Mérida en Venezuela (Van der Lelij *et al.*, 2016) y en Argentina y Chile (Ramos, 2009) asociados a la margen activa de Gondwana.

Por otro lado, esta configuración regional plantea la existencia de una zona de subducción al noroccidente de Gondwana, en donde parte de la loza oceánica del océano Reico se subducía bajo el continente de Gondwana generando una zona de subducción activa (Scotese & Golonka, 1992; Scotese, 2016; Moreno-Sánchez *et al.*, 2020) (Figura 2).



**Figura 2.** Reconstrucción paleogeográfica del Devónico – Pérmico. Tomado y modificado de Moreno–Sánchez *et al.* (2020).

### 2.1.2. Segunda etapa: Cinturones Gondwánicos

La colisión entre Laurasia contra el margen noroccidental de Gondwana entre el Carbonífero tardío y el Pérmico (330 – 265 Ma) que ocasionó el cierre del paleo-océano Reico ubicado al norte de Gondwana, generó un sistema orogénico sincrónico con la etapa Alleghaniana de la orogenia Apalache (Scotese, 2016; Spikings & Paul, 2019; Moreno–Sánchez *et al.*, 2020). El metamorfismo relacionado con este evento tectónico ha sido reconocido en el basamento Andino de Colombia, Venezuela, Perú y Bolivia, donde rocas del Carbonífero y Pérmico evidencian una importante deformación y metamorfismo regional (Díaz-Martínez *et al.*, 2000; Ramos & Alemán, 2000; Restrepo *et al.*, 2009; Urbani *et al.*, 2015; Cardona *et al.*, 2016; Van der Lelij *et al.*, 2016). Este evento orogénico también se ha registrado en rocas de los bloques Chortis, Maya y Mixteca en México y Centroamérica (Keppie *et al.*, 2008; Kirsch *et al.*, 2012; Ortega-Obregón *et al.*, 2014).

El evento tectónico Allegheniano está caracterizado por la formación de un arco magmático sin-tectónico que ha sido reconocido en los Andes Colombianos, con una actividad entre ca. 333 – 260 Ma (Leal-Mejía, 2011; Spikings *et al.*, 2014; Rodríguez-García *et al.*, 2019; Rodríguez-García *et al.*, 2022), en los Andes Venezolanos con edades registradas de plutonismo entre ca. 294 – 263 Ma (e.g. Viscarret *et al.*, 2009; Baquero, 2015; Urbani *et al.*, 2015), en la zona central de Centroamérica (en los bloques Chortis, Maya y el terreno

Mixteca), y en el sur de Norteamérica (Torres *et al.*, 1999; Dickinson & Lawton, 2001; Kirsch *et al.*, 2012; Ortega-Obregón *et al.*, 2014) con edades registradas entre ca. 311 – 270 Ma. Este arco magmático está asociado posiblemente a un mismo evento magmático que tuvo lugar en el margen occidental de Gondwana (Ramos & Alemán, 2000; Kirsch *et al.*, 2012; Ortega-Obregón *et al.*, 2014; Rodríguez-García *et al.*, 2019). Es de anotar que en los Andes Centrales y del Sur ha sido reconocida la existencia de un arco magmático con una actividad entre ca. 350 – 304 Ma. en la Cordillera Este de Perú (Misković *et al.*, 2009; Reitsma, 2012) y entre 357 – 322 en Argentina (Dahlquist *et al.*, 2018a, Dahlquist *et al.*, 2021 y Yoya *et al.*, 2023), todos relacionados a una configuración tectónica de subducción definida por la interacción de las placas de Gondwana y el proto-Pacífico.

El evento magmático Carbonífero-Pérmico en el norte de los Andes (Colombia, Venezuela, Perú y Ecuador) está caracterizado por un magmatismo con firma principalmente calco-alcalina de potasio medio a alto con un carácter metaluminoso a peraluminoso (Cochrane *et al.*, 2013, 2014; Spikings *et al.*, 2014; Leal-Mejía *et al.*, 2019; Spikings & Paul, 2019; Rodríguez-García *et al.*, 2019, 2022). Las relaciones isotópicas medidas en estos cuerpos indican variaciones en las fuentes de los fundidos, desde fuentes múltiples donde se aprecia evolución sobre la corteza superior hasta fuentes derivadas del manto primitivo (Leal-Mejía, 2011; Cochrane *et al.*, 2013, 2014; Spikings *et al.*, 2014; Rodríguez-García *et al.*, 2019). Una síntesis de las características petrológicas de plutones de edades Carboníferos – Pérmicos que se encuentran localizados en los Andes del Norte, Perú y Argentina se presentan en la Tabla 1.



**Tabla 1.** Compilación de las edades y características petrológicas publicadas de plutones formados entre el Carbonífero – Pérmico en los Andes del Norte, Perú y Argentina.

Lugar	Rango de Edad (Ma.)	Método de datación	Mineral datado	Isótopos	Interpretación isotópica	Afinidad	Saturación de alúmina	Autor
Plutón de El Carmen	333 - 310	U -Pb	Circón	Sr, Nd y Pb	Fuente derivada de manto primitivo	Calco-alcalino - Toleítico	Metaluminoso - Débil Peraluminoso	Leal-Mejía, 2011
Los Gabros de Belalcázar y Gabros de Los Guayabos (Cauca, Colombia)	326 - 317	U -Pb	Circón	----	----	Calco-alcalino - Toleítico	Metaluminoso - Débil Peraluminoso	Rodríguez Garcia <i>et al.</i> , 2022
Gabro Piroxénico - Pozo Sitio nuevo-1 (VIM*)	300	U -Pb	Circón	----	----	Toleítico	Metaluminoso	Silva-Arias <i>et al.</i> , 2016
Perú (cordillera Este)	350 - 304	U -Pb	Circón	Sr, Nd y Lu-Hf	Fuente derivada de manto que incorporó material de la corteza	Calco-alcalino a alcalino cálcico	Peraluminoso - Débil Metaluminoso	Miskovic <i>et al.</i> , 2009; Reitsma, 2012
Argentina	357 - 322	U -Pb	Circón	Sr, Nd y Lu-Hf	Retrabajamiento de material de supracorteza con contribución de magmas juveniles	Calco-alcalino a alcalino cálcico	Peraluminoso - Débil Metaluminoso	Dahlquist <i>et al.</i> , 2018a; Dahlquist <i>et al.</i> , 2021; Yoya <i>et al.</i> 2023
Plutonismo en Colombia	290 - 222	U -Pb	Circón	Sr, Nd y Pb	Fuente derivada de manto primitivo con evolución sobre corteza superior.	Calco-alcalino medio a alto K	Peraluminoso	Leal-Mejía, 2011
Perú, Ecuador, Colombia y Venezuela	290 -223	U -Pb, Ar -Ar	Circón, Monacita, Moscovita, Biotita y Hornblenda	----	Fuentes múltiples donde se aprecia evolución sobre la corteza superior	Calco-alcalina alta en K	Metaluminoso - Débil Peraluminoso	Spikings <i>et al.</i> , 2014
Andes de Mérida y el Macizo de Santander (Venezuela y Colombia)	294 - 272	U -Pb	Circón	----	----	----	----	Van der Lelij <i>et al.</i> , 2016
Flanco suroriental de la Cordillera Central, VSM*, Serranía de San Lucas y la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia)	294 - 260	U -Pb	Circón	----	----	Calco-alcalina alta en K	Metaluminoso - Peraluminoso	Rodríguez-García <i>et al.</i> , 2019
Colombia y Ecuador	275 - 225	U -Pb, Ar -Ar	Circón, Moscovita	Lu-Hf	Derivados de una fuente de corteza superior	----	----	Cochrane <i>et al.</i> , 2013
Andes de Ecuador y Colombia	275 - 223	U -Pb, Ar -Ar	Circón, Moscovita	Sr-Nd-Pb, Hf	Derivados de una fuente de corteza superior. Contaminación durante emplazamiento	----	----	Cochrane <i>et al.</i> , 2014

\* VIM: Valle Inferior del Magdalena, CC: Cordillera Central, VSM: Valle Superior del Magdalena

### 2.1.3. Tercera etapa: Ruptura de Pangea

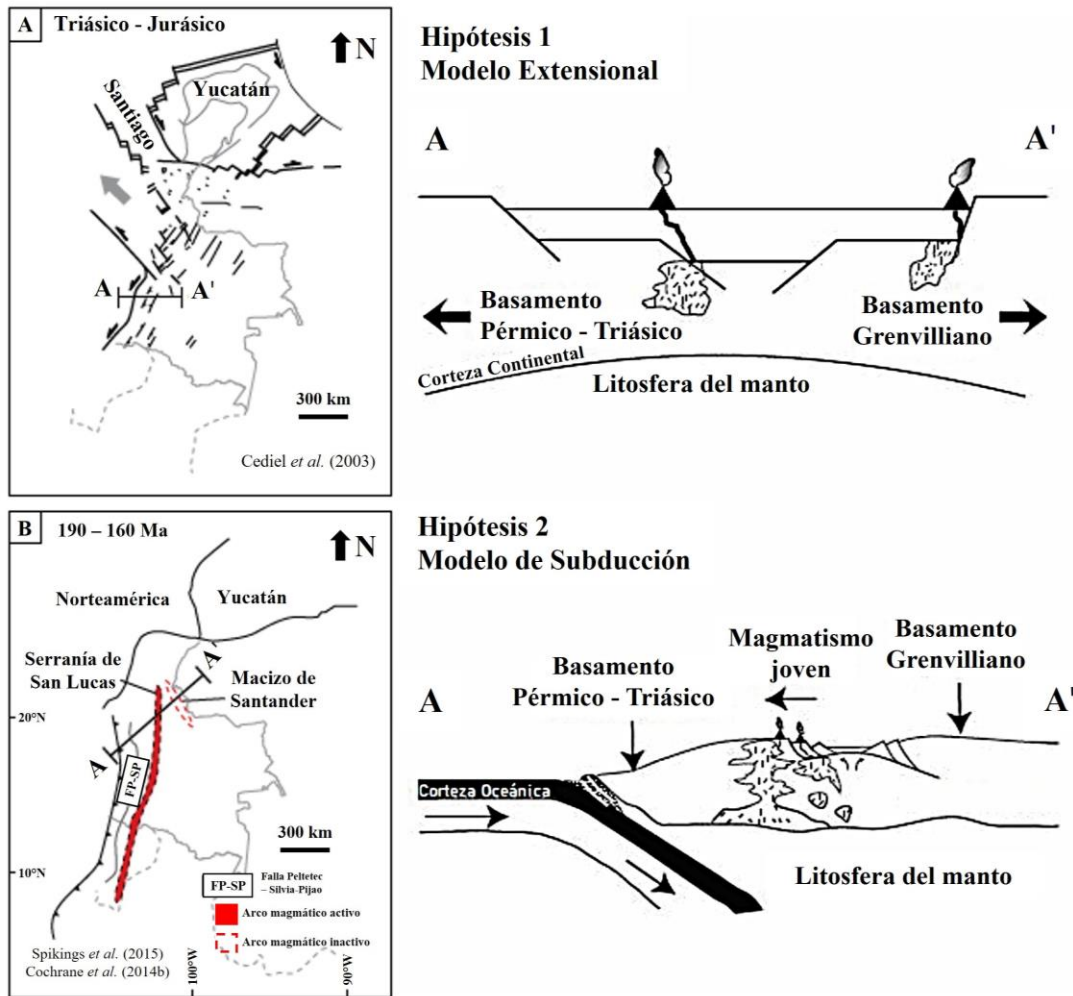
Este evento tectónico global que tiene su inicio en el Triásico, y que se da posterior a la orogenia Alleghaniana, se caracterizó en el Proto-continente de América por la separación inicial de Norte y Sudamérica (Jurásico tardío). En este evento, el segmento norteamericano se desplazó de la zona ecuatorial en la que se localizaba, hacia una posición más septentrional relacionada con la actual posición del continente norteamericano (Cretácico temprano) dando apertura al Golfo de México y el proto-Caribe (Scotese, 2016; Spikings & Paul, 2019, Bayona *et al.*, 2020). En el contexto Andino el continente de Gondwana experimentó un desplazamiento desde una posición Austral hasta ubicarse cerca al ecuador terrestre; este movimiento estuvo acompañado de una ligera rotación en el sentido horario, ambos ocurridos simultáneamente entre el Triásico y el Cretácico temprano (Lawver *et al.*, 2002; Scotese, 2016). La separación entre la Antártida y Gondwana se dio entre el Jurásico temprano y el Jurásico Medio, y está representada por el desplazamiento de la Antártida hacia el suroriente (Farabee *et al.*, 1990; Mpodozis & Ramos, 2008; Scotese, 2014; Navarrete *et al.*, 2019). Adicionalmente, en esta etapa se produjo la separación entre Sudamérica y África, proceso tectónico que inició entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano (ca. 200 Ma), generando grandes volúmenes de magma y conformando así la Provincia Magmática del Atlántico Central (Nomade *et al.*, 2007; Marzoli *et al.*, 2018). Posteriormente, hacia el Cretácico temprano, entre ca. 140 – 110 Ma, se generó la apertura del océano Atlántico Sur con la notable separación de África y Sudamérica (Lawver *et al.*, 2002; Scotese, 2016), la cual se caracterizó por presentar un desplazamiento relativo este – oeste entre ambos continentes (Scotese & Golonka, 1992; Scotese, 2016).

Los modelos geotectónicos para los Andes del Norte entre el Triásico y el Jurásico sugieren la existencia hacia el norte de una tectónica extensional relacionada con la separación de los continentes Norteamericano y Sudamericano que permitió la apertura del proto-Caribe. Este hecho es evidenciado por la presencia de depósitos sedimentarios continentales y marinos en Colombia y Venezuela (La Guajira, Los Andes de Mérida y La Serranía del Perijá) relacionados con cuencas extensionales (Maze, 1984; Cediél *et al.*, 2003; Kammer y Sánchez, 2006; Bayona *et al.*, 2020) y sistemas estructurales relacionados con un *rift* en

Venezuela (*e.g.* grabens Uribantés, Machiques y Espino) y en el basamento de la Cordillera Oriental colombiana (Ramos & Alemán, 2000; Cediel *et al.*, 2003; Ramos, 2009; Spikings & Paul, 2019).

En el margen occidental la discusión de la configuración geotectónica se ha basado en dos modelos (Figura 3):

- I. El primer modelo ilustra un control extensional, relacionada con un evento tectónico de *rifting* continental que se extendió desde el margen occidental de Gondwana hasta el sur de Norteamérica (Pindell & Kennan, 2009; Ramos, 2009; Spikings & Paul, 2019), y que estaría soportado por la presencia de cuerpos graníticos asociados con esta configuración tectónica en Colombia, Ecuador y en la Cordillera Este de Perú. Estos cuerpos presentan firmas geoquímicas peraluminosas y con afinidades toleíticas, además de la presencia de secuencias ofiolíticas con dataciones en plagiogranitos que concuerdan con las edades de formaciones de los cuerpos plutónicos (Correa–Martínez, 2007). De esta manera se sugiere un ambiente geotectónico de adelgazamiento cortical relacionado con un evento de *rifting* intracontinental que estaría asociado a la ruptura de Pangea (Ramos, 2009; van der Lelij *et al.*, 2016; Rodríguez–García *et al.*, 2020; Bayona *et al.*, 2020).
- II. El segundo modelo representa un dominio de una geodinámica de subducción relacionada con el proto-Pacífico o la zona de subducción de Panthalassa y el establecimiento de un arco magmático activo, hipótesis sustentada en la presencia de cuerpos plutónicos con firmas geoquímicas calco-alcalinas que se extienden desde el Norte de Colombia, pasando por Ecuador y hasta la región norte de Perú (Spikings *et al.*, 2014; Cochrane *et al.*, 2014; Riel *et al.*, 2018; López-Isaza & Zuluaga, 2020; Rodríguez–García *et al.*, 2020).



**Figura 3.** Modelos tectónicos del margen occidental de Gondwana para el periodo Jurásico relacionados con la ruptura de Pangea. Tomado y modificado de Bayona *et al.* (2020).

#### 2.1.4. Cuarta etapa: Orógeno Andino (configuración actual)

El arreglo geotectónico actual de los Andes del Norte está dado por la interacción de las placas Caribe, Sudamérica y la placa Nazca que generan límites transformantes, zonas de subducción y magmatismo/vulcanismo asociado (Montes *et al.*, 2019; Mora-Páez *et al.*, 2020). Esta configuración es el resultado de procesos tectónicos regionales que se iniciaron después de la ruptura del supercontinente Pangea, y que han amalgamado a la margen continental occidental de Sudamérica bloques tectónicos alóctonos y para autóctonos con

génesis en distintas épocas geológicas (Ramos, 2009; Leal-Mejía *et al.*, 2019; Bayona *et al.*, 2020; Toussaint & Restrepo, 2020)

El orógeno Andino es el producto de la interacción de procesos tectónicos en un margen continental activo localizado en el extremo occidental del Sudamérica (Ramos, 2009). Esta cadena montañosa que se extiende por más 8500 km desde el mar Caribe en el norte hasta Tierra de Fuego en el sur, presenta una configuración tectónica compleja en la cual, a través del registro geológico, se evidencian episodios de colisión, acreción y subducción con cortezas oceánicas de diversas características (Ramos, 2009). De acuerdo a sus características geotectónicas, a la presencia de complejos metamórficos y de fajas ofiolíticas o de cortezas oceánicas obducidas a los márgenes continentales y al ángulo de colisión entre las placas, los Andes han sido divididos en tres segmentos (Gansser, 1973; Ramos, 2009) (Figura 4): (1) Andes del Norte que comprenden la región ubicada entre la costa norte de Colombia y el Golfo de Guayaquil (Colombia, Venezuela y Ecuador), (2) Andes Centrales situados entre el Golfo de Guayaquil y el Golfo de Penas en la zona centro sur de Chile y Argentina, y (3) Andes del Sur, que se delimitan desde el Golfo de Penas hacia el sur, hasta Tierra de Fuego, en el sector donde se evidencia la interacción entre las placas Sudamericana y Scotia (Ramos & Alemán, 2000; Ramos, 2009).



**Figura 4.** Clasificación regional de Los Andes. Tomado y modificado de Ramos (2009).

## 2.2. Contexto local

Previo a los estudios geocronológicos realizados en el Plutón de El Carmen, este cuerpo plutónico había sido agrupado como una extensión del Batolito de Segovia que limitaba con la Falla Otú, ya que su localización, características petrográficas, composicionales y relaciones tectónicas lo hacían afín con las características geológicas y petrológicas de este batolito (González, 2001; Cediel *et al.*, 2003; Londoño *et al.*, 2009). Posteriormente, Leal-Mejía (2011) realizó estudios de litogeoquímica, geoquímica isotópica y dataciones U-Pb en circones, que permitieron separar el cuerpo plutónico huésped de las mineralizaciones del distrito El Bagre, del Batolito de Segovia que se encuentra al oriente y de esta manera propuso el nombre de *Stock* del Carmen para esta unidad ígnea de edad carbonífera (333 – 310 Ma). Es importante destacar que el Plutón de El Carmen, así como a un cuerpo gabroico piroxénico con edad reportada de  $300 \pm 1,3$  Ma descubierto en un sondeo denominado Sitio Nuevo-1 en el Valle Inferior del Magdalena (VIM) (Silva-Arias *et al.*, 2016), además de los gabros de Belalcázar y Los Guayabos ubicados en el departamento del Cauca con edades reportadas de  $325,9 \pm 2,4$  y  $317,2 \pm 1,3$  (Rodríguez–García *et al.*, 2022), representan los únicos cuerpos plutónicos carboníferos reportados en Colombia hasta la fecha.

### 2.2.1. Configuración local

El Plutón de El Carmen se encuentra emplazado en un bloque tectónico que ha sido definido como terreno Cajamarca-Valdivia (*sensu* Cediel *et al.*, 2003), terreno Payandé-San Lucas (*sensu* Etayo-Serna *et al.*, 1983), terreno Chibcha (*sensu* Toussaint & Restrepo, 2020) o Chibcha Occidental (*sensu* Moreno–Sánchez *et al.*, 2020). De acuerdo con Toussaint & Restrepo (2020), este bloque tectónico se habría acrecionado al Cratón Amazónico en el Paleozoico tardío, sin embargo, la acreción debió ser más temprana (Paleozoico temprano) para que posteriormente se desarrollara un sistema de subducción que llevó al cierre de la parte occidental del Océano Reico. Este terreno está constituido principalmente por un basamento metamórfico Mesoproterozoico, por rocas magmáticas de composición intermedia a ácida de edad Devónico principalmente y por sucesiones sedimentarias marinas de edad Paleozoico tardío. El terreno Chibcha se encuentra limitado al occidente por el

Sistema de Fallas Otú – Pericos que exhibe una disposición principalmente N-NE, con inflexiones en sentido N-S que lo separa del terreno Tahamí, y al oriente por las fallas Guaicáramo y Algeciras que lo ponen en contacto con el Cratón Amazónico y con el terreno Andaquí en el extremo sur (Gómez-Tapias *et al.*, 2015; Toussaint & Restrepo 2020; Moreno-Sánchez *et al.*, 2020).

El terreno Tahamí que limita al Plutón de El Carmen al occidente en contacto fallado asociado con el Sistema de Fallas Otú – Pericos, está conformado por un basamento polimetamórfico de edad Permo-Triásica que alberga intrusiones de cuerpos ígneos con edades desde el Triásico al Paleógeno y sucesiones sedimentarias Mesozoicas (Toussaint & Restrepo 2020). Este terreno habría sido amalgamado al margen continental de Colombia en el Cretácico tardío (Toussaint & Restrepo 2020).

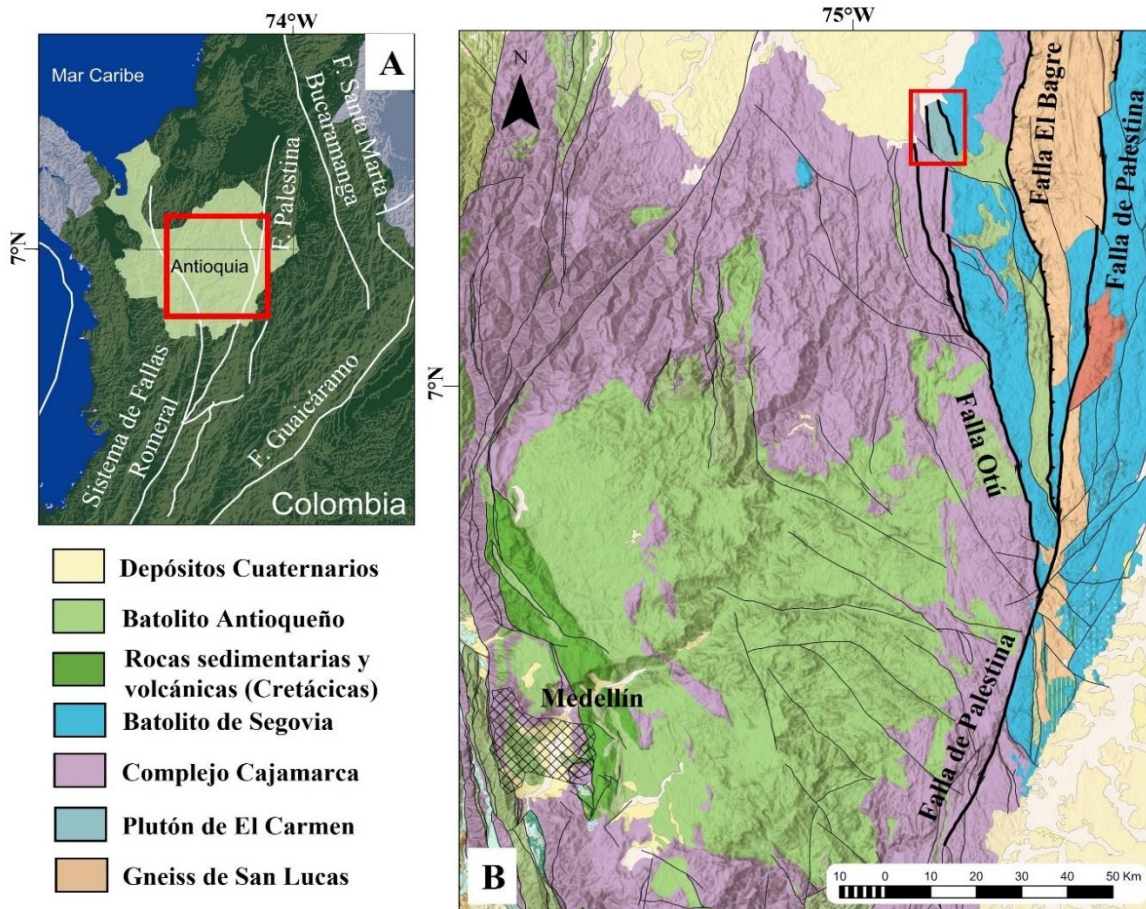
En un contexto local, El Plutón de El Carmen está limitado al occidente por la traza de la Falla Otú que es la expresión septentrional del Sistema de Fallas Otú – Pericos, que pone al cuerpo en contacto con esquistos verdes, esquistos moscovíticos y gneises cuarzo-feldespáticos y alumínicos agrupados regionalmente como el Complejo Cajamarca (Maya & González, 1995), al cual se le ha asignado una edad de metamorfismo Permo-Triásica (Vinasco *et al.*, 2006; Londoño *et al.*, 2009). Al Oriente, el cuerpo ígneo se encuentra limitado por una falla asociada al Sistema de Fallas Otú (Otú centro u Otú Este) que presenta una disposición NW y que lo pone en contacto con el Batolito de Segovia de edad Jurásico; este a su vez está limitado al oriente por la falla El Bagre (Londoño *et al.*, 2009) que lo pone en contacto con rocas metamórficas precámbricas agrupadas regionalmente como el Gneis de San Lucas (Clavijo *et al.*, 2008) (Figura 5).

### 2.2.2. Composición del Plutón de El Carmen

Leal-Mejía (2011) diferenció el *Stock* del Carmen en dos fases composicionales: la primera de ellas denominada como leucotonalita con valores de SiO<sub>2</sub> entre 68,8 y 72,5 % peso, de afinidad calco-alcalina y la segunda fase como una diorita de grano fino, con SiO<sub>2</sub> de 48 % peso, y afinidad toleítica. De acuerdo con dicho autor, los análisis isotópicos indican fuentes



mantélicas como origen de ambas facies ígneas. Varona-Bravo (2016) diferenció también dos facies composicionales para el Plutón de El Carmen, con base en análisis petrográficos y geoquímicos así: un cuerpo básico de afinidad toleítica constituido por dioritas y cuarzodioritas, y un cuerpo ácido de afinidad calco-alcalina representado por tonalitas, ambos con evidencias de cristalización fraccionada y mezcla de magmas, respectivamente.



**Figura 5.** Contexto geológico regional de Plutón de El Carmen. A. Posición del departamento de Antioquia y las principales fallas del territorio colombiano. B. Geología regional de la zona centro y noreste del departamento de Antioquia. En el recuadro rojo se enmarca la ubicación del Plutón de El Carmen. Tomado y modificado de Gómez-Tapias *et al.* (2015)

### 2.2.3. Edad y ambiente de formación del Plutón de El Carmen

Leal-Mejía (2011) propuso un rango de actividad magmática carbonífera entre 333 y 310 Ma. De acuerdo con los resultados obtenidos a partir de análisis de U-Pb en circones, existe una diferencia cronológica entre las fases presentes en el plutón. Para la fase máfica existe

un rango de edad entre  $333,1 \pm 4,7$  y  $326,0 \pm 5,6$  Ma que corresponde al Carbonífero temprano, y para la fase félsica un rango entre  $322,5 \pm 5,6$  y  $310,6 \pm 5,3$  Ma. que corresponde al Carbonífero tardío. Con respecto al ambiente geológico de formación de este cuerpo, en la actualidad existen dos hipótesis: Varona-Bravo (2016), basada en la información de análisis geoquímicos y de discriminación tectónica, propone para este cuerpo un ambiente de formación asociado a una zona de subducción relacionada con un arco volcánico inmaduro, mientras que Leal-Mejía *et al.* (2019), basado en información litogeoquímica y geoquímica isotópica, ha interpretado un ambiente extensional asociado a un *rift*, relacionado con las etapas intermedias del aulacógeno de “Bolívar” (Cediel *et al.*, 2003), el cual fue abortado hacia el Pérmico temprano. Ambas hipótesis serán discutidas más adelante.

### 3. Fundamento teórico

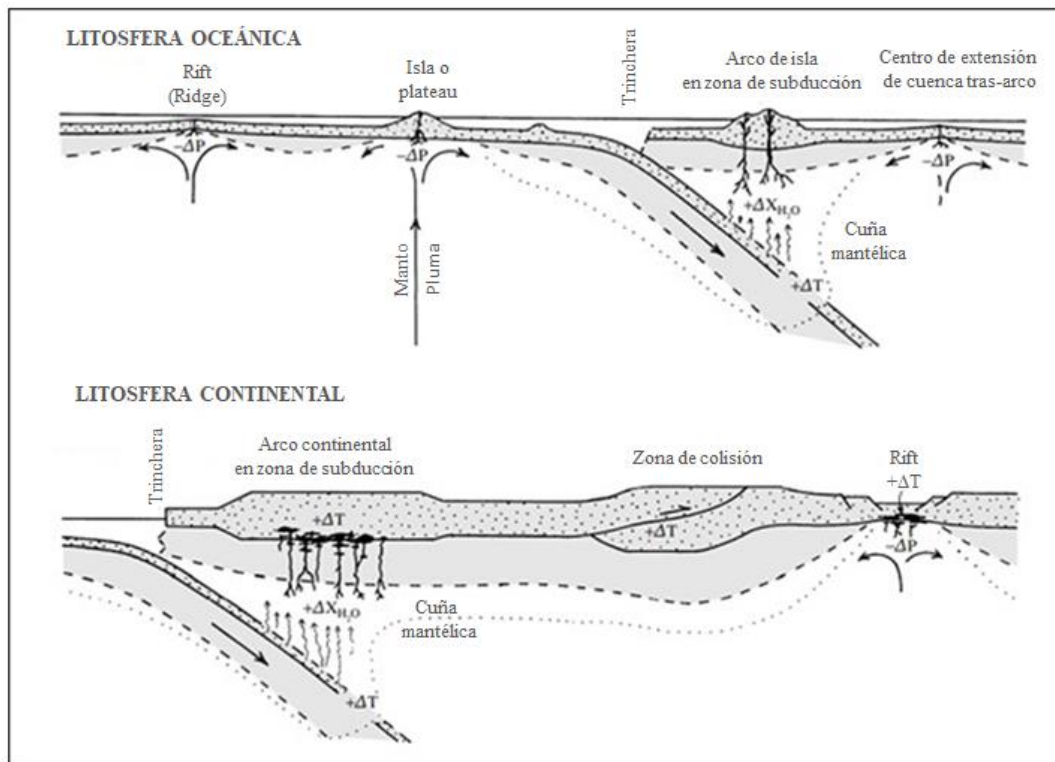
#### 3.1. Magma

El magma es una mezcla multifase de roca fundida compuesta por una fracción sólida de cristales de silicatos y óxidos, una líquida enriquecida en sílice y una gaseosa compuesta por vapor de H<sub>2</sub>O principalmente (hasta un 90 % peso) así como O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, HCl, HF y Ar (Spera, 2000; Petford, 2003; Weinberg *et al.*, 2021). El magma se forma en zonas profundas de la Tierra con temperaturas que oscilan entre ca. 800 – 1600°C, y emerge a superficie mientras se enfría y solidifica formando rocas cristalinas o lava si es extruida a superficie (Petford, 2003; Philpotts & Ague, 2009; Klien & Philpotts, 2017). Este se produce por la distorsión de las relaciones de presión (la disminución de la presión a temperaturas constantes reduce los puntos de fusión de las rocas), temperatura (aumento de la temperatura por concentración de elementos radioactivos o por flujos de calor desde el manto inferior-núcleo) y/o por los cambios en la composición (adición de volátiles como H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> afectan la composición de las rocas originales y generan una disminución en los puntos de fusión de las rocas) que alteran el equilibrio de las rocas al interior de la Tierra. Este proceso ocurre especialmente en el manto superior, facilitando la fusión parcial y por ende de generación de magma (Best, 2003; Winter, 2014; Klien & Philpotts, 2017; Frost & Frost, 2019).

#### 3.2. Zonas de generación de magma

La generación de magma en el planeta está condicionada y favorecida por la dinámica terrestre y los eventos térmicos y tectónicos relacionados con su configuración interna (Best, 2003; Toselli, 2009; Nédélec & Bouchez, 2015; Winter, 2014). Así, los lugares en donde se da la producción de magma responden principalmente a los procesos relacionados con la tectónica de placas (Figura 6). Con base en los procesos de tectónica y de deriva continental se han planteado seis asociaciones tectónico-ígneas relacionadas con la generación de magmas: i) Arcos continentales en zonas de subducción; ii) Zonas de rifts intracontinentales; iii) Zonas de extensión en cuencas marginales de retroarco; iv) Arcos de islas en zonas de subducción; v) Puntos calientes relacionados con plumas mantélicas; y vi) Zonas extensionales relacionadas con rifts oceánicos (Best, 2003; Philpotts & Ague, 2009; Winter,

2014; Frost & Frost, 2019). A continuación, se hace énfasis los márgenes continentales activos.



**Figura 6.** Asociaciones tectónico-ígneas de litosferas oceánicas y continentales relacionadas con la generación de magma por cambios en las condiciones en P, T y contenido de volátiles (Tomado y modificado de Best, 2003).

### 3.2.1. Generación de magmas asociados a márgenes continentales activos

Los márgenes continentales activos están constituidos por un ensamble tectónico convergente en donde una placa oceánica densa se subduce bajo una placa continental más liviana; esta interacción de tectónica compresiva se caracteriza por la formación de sistemas orogénicos y magmatismo en arcos volcánicos (Mori, 2007; Winter, 2014). En la superficie del planeta, estas márgenes convergentes se extienden por al menos 55.000 km (Stern, 2002).

La generación de magmas en zonas de subducción ha sido relacionada con tres procesos principalmente: i) liberación de fluidos de la placa subducida que producen hidratación de la cuña del manto; ii) descompresión del manto al ascender hacia la cuña mantélica; iii) fusión parcial de la placa oceánica subducida en circunstancias especiales (Tarney & Jones, 1994;

Pearce & Peate, 1995; Stern, 2002; Best, 2003; Winter, 2014). Especial interés merece la deshidratación de la placa oceánica subducida que inicia a una profundidad cercana a 50 km y se extiende hasta profundidades iguales o mayores a 250 km (Stern, 2002; Kawakatsu & Watada, 2007). Así, la generación de magmas mediante deshidratación inicia con la liberación de los fluidos contenidos en los sedimentos pelágicos que yacen sobre la loza oceánica o que se encuentran presentes en la estructura cristalina de ciertas fases minerales de las rocas que componen la placa subducida (Stern, 2002; Toselli, 2009; Winter, 2014). Este proceso está favorecido por el aumento de la presión y la temperatura en la trinchera oceánica, lo que hace que los fluidos expulsados generen procesos metasomáticos en las rocas de la cuña mantélica, disminuyendo sus puntos de fusión y permitiendo la formación de magmas hidratados (Klien & Philpotts, 2017; Codillo *et al.*, 2018).

#### 3.2.1.1. Zonas de acumulación

Mediante análisis de tomografías sísmicas se ha identificado un rango de reservorio magmático para las zonas relacionadas con márgenes activos en el cual se estacionan, generan o acumulan magmas que han sido generados en zonas más profundas relacionadas con la cuña mantélica (Schmidt & Poli, 1998). Esta zona se encuentra localizada entre 40 - 63 km e incluso alcanzaría profundidades cercanas a 80 km (Grove *et al.*, 2006; Abers *et al.*, 2006) y estaría relacionadas con el límite corteza inferior-manto litosférico (Philpotts & Ague, 2009; Winter, 2014).

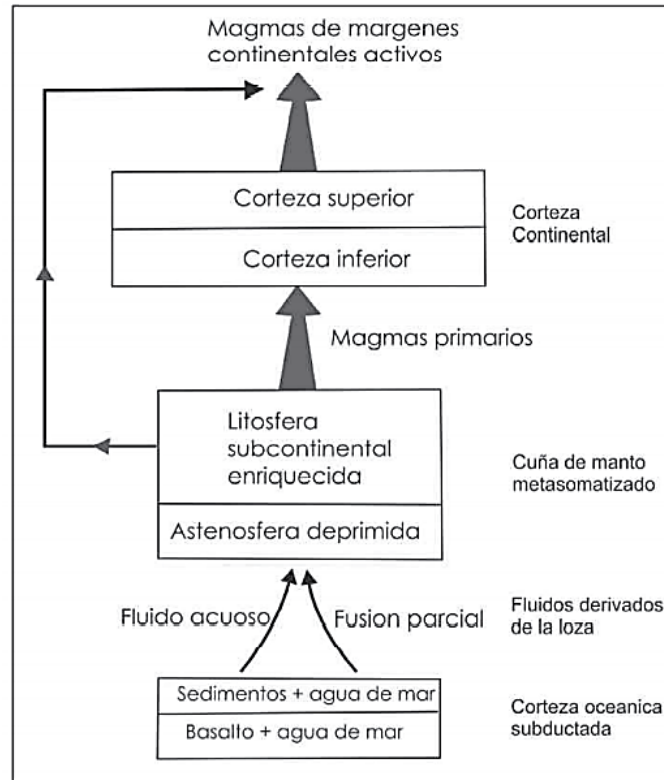
La geometría y el tamaño de los cuerpos plutónicos relacionados con márgenes activas está condicionado por el tiempo de residencia de los magmas en la corteza y por el tiempo en el cual se encuentre activa la subducción, que es el mecanismo mediante el cual se da la generación del magma (Winter, 2014). La extensión de los cuerpos tiende a ser de decenas de km (*stocks*) e incluso centenas de km (batolitos) (Philpotts & Ague, 2009). Estos plutones por lo general están constituidos por cientos de pulsos intrusivos individuales que se generan en lapsos de tiempo que abarcan entre  $10^7$  a  $10^8$  años (Winter, 2014).

### 3.2.1.2. Composición

Los cuerpos plutónicos generados en zonas de márgenes continentales activas presentan relaciones geoquímicas, composicionales, isotópicas y mineralógicas características (Klien & Philpotts, 2017). Normalmente las asociaciones de rocas ígneas tempranas formadas en márgenes convergentes que han sido derivadas de la cuña mantélica son de composición basáltica (Toselli, 2009; Philpotts & Ague, 2009), aunque magmas de composición más silíceas (basaltos más evolucionados) se pueden generar por metasomatismo del manto (Toselli, 2009). Los magmas más ácidos asociados con esta configuración tectónica presentan comúnmente correlaciones lineales en los diagramas binarios, lo que sugiere que estos se derivarían de magmas basálticos (Toselli, 2009). En la Figura 7 se observa un diagrama que relaciona los procesos y los componentes vinculados en la generación de magmas en márgenes continentales activos asociados a una loza oceánica.

Las rocas formadas son principalmente tonalitas y granodioritas, aunque presentan variaciones composicionalmente desde granitos a gabros (Best, 2003; Winter, 2014; Klein & Philpotts, 2017; Frost & Frost, 2019). La afinidad geoquímica está dada por un componente calco-alcalino característico en donde predominan un magmatismo rico en sílice, que varía de bajo a alto en K (Best, 2003; Toselli, 2009; Winter, 2014).

La concentración de elementos LILE (elementos litófilos de radio iónico grande) que agrupa al K, Rb, Sr, Cs, Ba, Pb<sup>2+</sup> y Eu<sup>2+</sup> es alta, incluyendo Th y U. Los plutones presentan relaciones altas de K/Rb y Fe/Mg (Toselli, 2009) en relación con los HFSE (elementos de alta intensidad de campo) que agrupa a los elementos P, Ti, Nb, Ta, Zr, Hf (Stern, 2002; Philpotts & Ague, 2009). La transferencia y enriquecimientos de Sr, K, Rb, Ba, Th, Ce, P y Sm en la cuña mantélica se asocian con la deshidratación de la placa subducida (Toselli, 2009; Codillo *et al.*, 2018).



**Figura 7.** Componentes involucrados en la generación de magmas en márgenes continentales activas relacionados con la liberación de fluidos asociados a una loza oceánica. (Tomado de Toselli, 2009).

Las relaciones isotópicas de elementos como Sr, Nd, Pb y O parentales se ven afectadas por la trayectoria de ascenso del magma a través de la corteza continental, que al interactuar con los componentes de la corteza inferior, superior, corteza antigua o reciente, modifican sus valores iniciales, generando una firma isotópica propia (Toselli, 2009). Los cuerpos plutónicos generados en márgenes continentales activas en general presentan razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  altas y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  bajas (Best, 2003).

### 3.2.1.3. Clasificación de granitoides formados en márgenes continentales activas

Las rocas graníticas formadas en ambientes de márgenes continentales activas se pueden separar según la clasificación de White & Chappell (1983) que discrimina las rocas dependiendo de la relación entre el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$  principalmente,

dentro de los granitos tipo-I y los granitos tipo-S (Philpotts & Ague, 2009). Las principales características se resumen en la Tabla 2. Adicionalmente y según la propuesta de Maniar & Piccoli (1989) sobre los tipos de granitos, las rocas formadas en ambientes de márgenes continentales activas se clasifican dentro del grupo de los granitos de arcos continentales (CAG).

**Tabla 2.** Características de los tipos de granitos formados en márgenes activas.

<b>Tipo de granito</b>	<b>Mineral máfico principal</b>	<b>Razones iniciales de <math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math></b>	<b>Características químicas</b>	<b>Indicaciones ambientales</b>
<b>Granitos tipo-I</b>	Hornblenda	<0,708	Enriquecimientos relativos en Na y Ca	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Indica una entrada extensa de magma derivado del manto</li> <li>• Son ricos en agua, lo que indica una contribución significativa de la corteza continental en la génesis del magma parental.</li> </ul>
<b>Granitos tipo-S</b>	Biotita	>0,710	Concentraciones bajas de Na y enriquecimientos en Al respecto a los tipo-I	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Contaminación del fundido por sedimentos alojados en la trinchera y sobre la placa oceánica que se subduce.</li> </ul>

#### 3.2.1.4. Petrografía de los plutones asociados a márgenes continentales activas

Los minerales característicos asociados a arcos continentales son: plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, anfíbol, biotita, magnetita e ilmenita (Frost & Frost, 2019), mientras que la presencia de piroxeno puede darse en contextos locales (Klien & Philpotts, 2017). Los minerales accesorios comunes tanto en rocas de componente félsicos como máficos son esfena y apatito (Toselli, 2009; Frost & Frost, 2019).

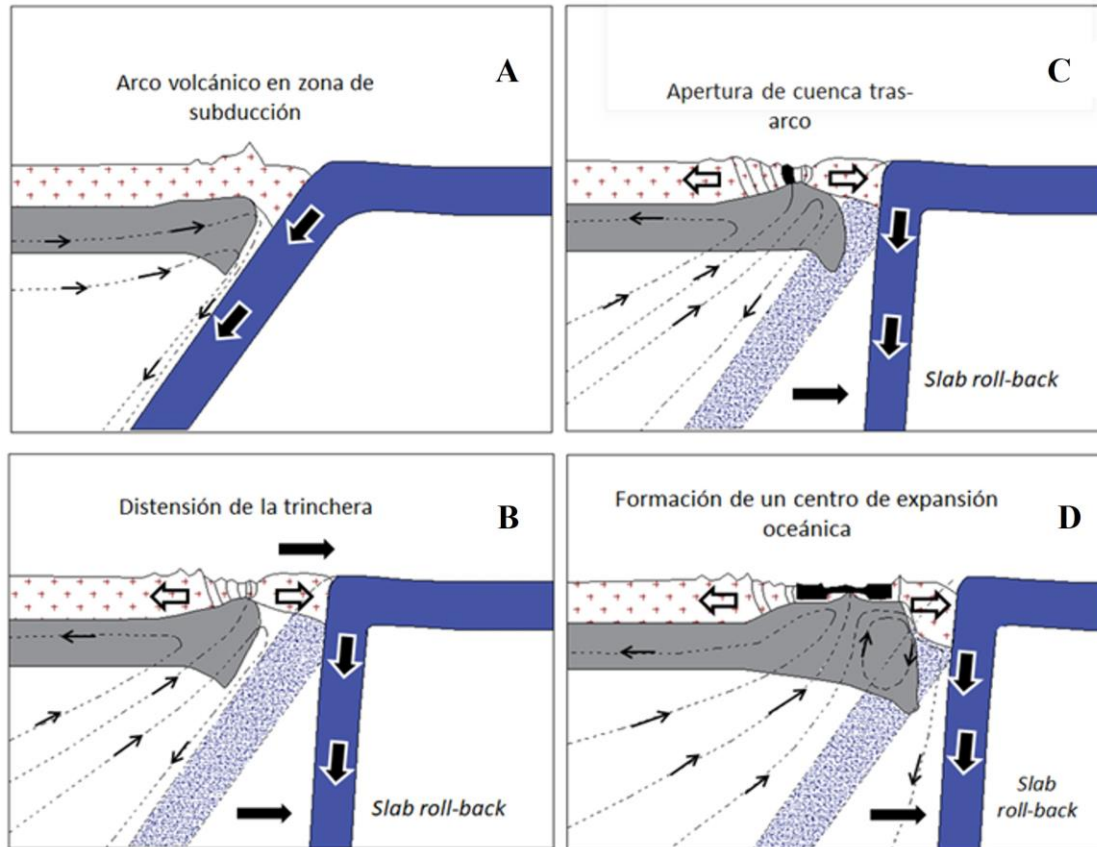
Específicamente, la plagioclasa es el mineral formador de roca más abundante en las rocas asociadas a esta configuración geológica, seguido por la ortoclasa como el feldespato alcalino más común (Klien & Philpotts, 2017; Frost & Frost, 2019). Dentro del grupo del anfíbol, la hornblenda es el mineral más abundante, lo que refleja condiciones de cristalización con actividad significativa de H<sub>2</sub>O (Frost & Frost, 2019). La biotita es el mineral máfico más



común, mientras que el piroxeno es predominantemente augita, aunque algunas veces asociados con hipersteno en rocas de composición intermedia (Frost & Frost, 2019). La magnetita e ilmenita son los óxidos más abundantes (Best, 2003; Klien & Philpotts, 2017).

### 3.2.2. Generación de magmas asociados a zonas extensionales de tras-arco (*back-arc*).

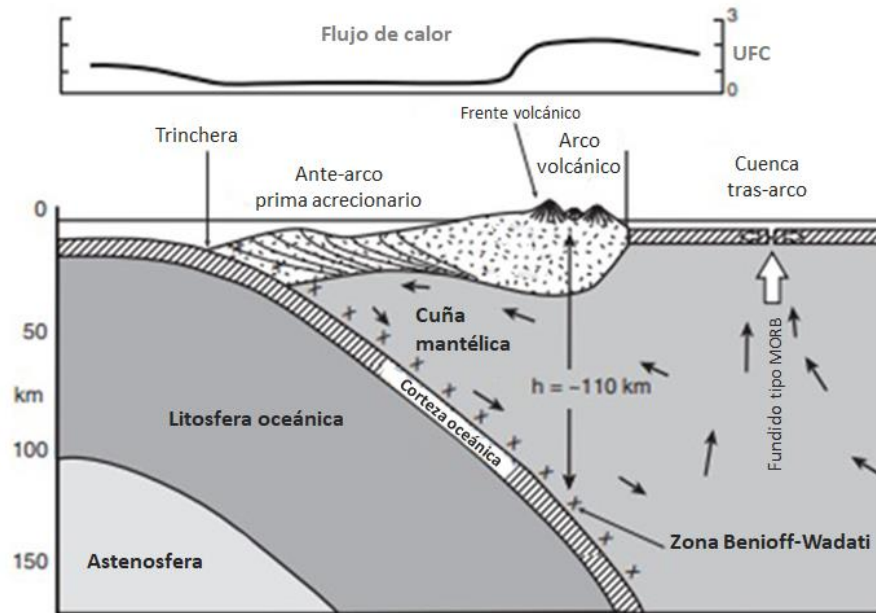
Las zonas de tras-arco son regiones de la corteza continental u oceánica en extensión, relacionada con un margen continental activo, que se ubican detrás del arco volcánico y que se caracterizan por un flujo alto de calor (Winter, 2014; Klien & Philpotts, 2017; Frost & Frost, 2019). Los centros de extensión de tras-arco son lugares que se han atribuido principalmente a los procesos de *slab roll-back* y arrastre friccional asociado con la placa en subducción (Best, 2003; Winter, 2014). El fenómeno tectónico de *slab roll-back*, hace referencia a un proceso tectónico, en donde la placa oceánica que subduce, experimenta un retroceso respecto a la trinchera (Figuras 8A y 8B). Este retroceso está caracterizado por un aumento en el ángulo de esta placa (litosfera oceánica) y una disminución en la velocidad de subducción asociados con el aumento en la densidad y la disminución en la temperatura de la loza subducida (Stern, 2002; Taylor & Martinez, 2003). Adicionalmente, la corteza continental sufre un proceso de dilatación en la zona de tras-arco que da inicio a un proceso de *rifting* continental temprano (Stern, 2002; Winter, 2014). Si el proceso de extensión es continuo (Figuras 8C y 8D), se genera un centro de expansión oceánica (*rift* oceánico) con producción de magma y esta nueva configuración tectónica presenta características morfológicas y geológicas similares a las zonas de *rift* medio-oceánicos (Stern, 2002; Taylor & Martínez, 2003; Pearce & Stern, 2006; Winter 2014).



**Figura 8.** Secuencia de formación de una cuenca de extensión de tras-arco (*back-arc*) por procesos de *slab roll-back*. A. Arco volcánico en zona de subducción. B. Retroceso de la placa oceánica (*slab roll-back*) y distensión de la trinchera. C. Inicio de apertura de un centro de extensión tras-arco. D. Formación de un centro de expansión oceánica. Tomado y modificado de Taylor & Martínez (2003).

Por otro lado, el proceso tectónico y térmico de arrastre friccional empuja el material astenosférico que subyace a la placa continental hacia la cuña mantélica y posteriormente hacia niveles más profundos, generando un flujo de material mantélico y de calor de carácter cíclico en un sistema convectivo que se concentra en la zona posterior al arco volcánico, y que resultaría en la fusión parcial por descompresión del material de la cuña mantélica y la apertura del centro de expansión de tras-arco (Philpotts & Ague, 2009; Beier *et al.*, 2010; Winter, 2014; Frost & Frost, 2019) (En la Figura 9).

Cuando el proceso de extensión ocasiona separación de la corteza continental, es posible el ascenso de magma, el cual presenta firma geoquímica desde toleítica bajas en K hasta de arco continental (Stern, 2002; Taylor & Martínez, 2003).

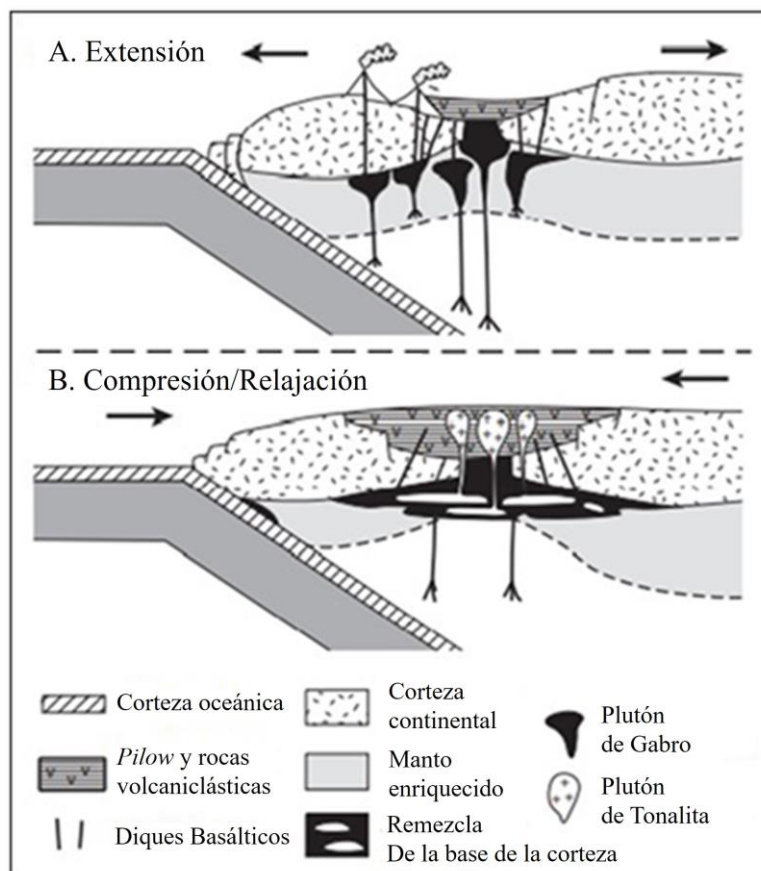


**Figura 9.** Sección de una zona de subducción idealizada en donde se ilustra el proceso de arrastre friccional. Las flechas indican el sentido cíclico y convectivo del flujo de calor desde la placa en subducción hacia la cuña mantélica y posteriormente hacia la zona posterior del arco volcánico. UFC (Unidades de flujo de calor). Tomado y modificado de Winter (2014).

### 3.2.2.1. Geoquímica de los cuerpos plutónicos formados en zonas extensionales de tras-arco.

En los ambientes de arco volcánico y zonas de tras-arco, los magmas que originan los cuerpos plutónicos están genéticamente relacionados con fundidos generados por fusión parcial de la cuña mantélica sobre la placa subducida. Posteriormente, se presentan procesos evolutivos del magma, que incluyen asimilación magmática, cristalización fraccionada y mezcla con corteza continental que producen todo el espectro de las rocas formadas en este ambiente (Winter, 2014). Por lo tanto, la génesis de los cuerpos plutónicos está dada por una relación de orden, en donde en una primera etapa se forman magmas de composición basáltica/gabroica, producto de la fusión parcial de la cuña mantélica. Estos magmas se

estancan en la base de la corteza debido a su densidad, y ocasionalmente da paso al inicio de la solidificación (Winter, 2014). Las rocas más evolucionadas (tonalitas, granitos, granodioritas) se forman como producto de fusión de las rocas primitivas formadas en etapas anteriores, es decir, de las rocas de composición gabroica que se encuentra alojadas en la base de la corteza. Los procesos posteriores de fusión parcial son desencadenados por las interacciones manto sub-litosférico-corteza inferior que aporta nuevas inyecciones de calor generando fusión, asimilación (mezcla de magmas) y diferenciación magmática de las rocas preexistentes (Winter, 2014). A partir de esta fuente, los fundidos generados que son más livianos ascienden diferenciándose para dar lugar a las rocas más evolucionadas (Winter, 2014). En la Figura 10 se ilustra de manera esquemática la configuración tectónica y los componentes ígneos relacionados con la formación de plutones en zonas de arcos volcánicos y centros de expansión de tras-arco.



**Figura 10.** Diagrama esquemático ilustrando: A) la formación de corteza gabroica en la base de la corteza bajo arcos volcánicos en zonas extensionales. B) generación de plutones tonalíticos por fusión de la corteza gabroica existente. Tomado y modificado de Winter (2014).

Según Pearce & Stern (2006), los magmas formados en ambientes extensionales de tras-arco presentan características entre los IAB y los MORB, debido a la interacción de los componentes relacionados con la subducción (relaciones manto-corteza) y con el centro de expansión (de afinidad mantélica) en las zonas de tras-arco. Cuatro procesos principales han sido relacionados con la génesis de magmas en zonas de extensión tras-arco: i) entrada del manto o material mantélico en la región de tras-arco. ii) entrada del componente de subducción en la región de tras-arco. Iii) interacción entre los componentes del manto y de subducción y iv) fusión del manto e historia de asimilación/cristalización de los magmas resultantes. Es así, que las rocas asociadas a este ambiente presentan cocientes bajos de elementos HFSE y relaciones más altas en Ti/Zr, V/Ti y Sc/Y asociadas con una fuente de manto empobrecido (Pearce & Peate, 1995; Taylor & Martínez, 2003), además de presentar incrementos en las concentraciones de LILE y mayores concentraciones isotópicas de Sr (Hawkins & Melchior, 1985; Pearce & Stern, 2006; Klien & Philpotts, 2017).

Las rocas formadas en zonas de tras-arco presentan una afinidad geoquímica que está dada por un componente que varía desde la serie calco-alcalina, alcalina alta en K a shoshonítica (Winter, 2014; Klien & Philpotts, 2017), en donde el carácter alcalino puede estar relacionado con mayores profundidades en la fusión, y una fracción más baja de fusión debido a menos contenido de H<sub>2</sub>O o por concentraciones significativas de álcalis en los fluidos derivados de la placa subducida (Winter, 2014). El componente de saturación de alúmina para las rocas formadas en ambientes extensionales de tras-arco varía entre metaluminoso a peraluminoso (Winter, 2014).

Específicamente, las rocas graníticas formadas en ambientes en centros de extensión tras-arco se pueden separar según la clasificación de White & Chappell (1983) que discrimina las rocas dependiendo de la relación entre el contenido de  $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$  principalmente, dentro de los granitos tipo-I y los granitos tipo-S, y en algunas ocasiones con los tipo-A (Winter, 2014). Según la propuesta de Maniar & Piccoli (1989) para clasificar los ambientes de formación de los diferentes tipos de granitos basados en las relaciones de óxidos mayores, las rocas formadas en ambientes extensionales de tras-arco estarían dentro del grupo de los granitos post-orogénicos (POG).

Referente a los orígenes de los magmas formadores de las rocas en las regiones de tras-arco, se ha sugerido a la fusión parcial de la corteza inferior con contribuciones de material mantélico y de la corteza media como las principales fuentes formadoras de magmas (Winter, 2014).

#### 3.2.2.2. Petrografía de los plutones asociados a zonas extensionales de tras-arco.

Los magmas generados en ambientes de tras-arco presentan atributos que comparten características con los magmas formados en arcos volcánicos, arcos de islas y centros de expansión oceánico, y estas características dependen de la evolución del sistema de extensión del tras-arco (Best, 2003). Las rocas plutónicas formadas en ambientes extensionales de tras-arco presentan composiciones en donde priman granodioritas, aunque exhiben variaciones composicionalmente desde dioritas a gabros (Winter, 2014). En cuanto a las asociaciones minerales más notorias, la hornblenda se presenta de una manera más frecuente que la biotita (Winter, 2014). La presencia de óxidos como la magnetita e ilmenita es característica de rocas formadas por magmas ricos en H<sub>2</sub>O relacionados con regiones de tras-arco (Pearce & Stern, 2006).

## 4. Metodología

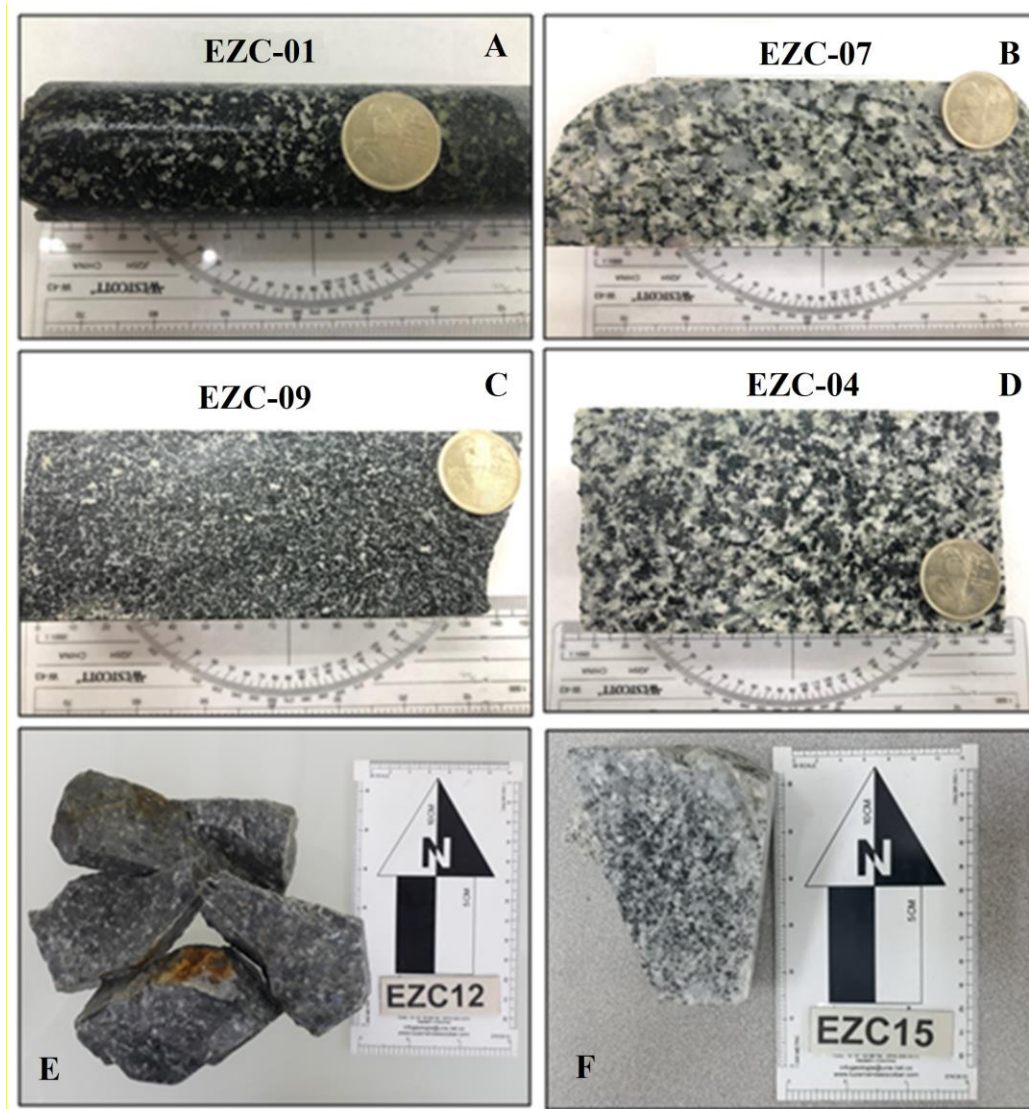
El estudio inició con la revisión de la información existente, para verificar la distribución espacial de los cuerpos y diseñar transectas de muestreo. Posteriormente, se realizó el muestro de roca fresca a partir de los núcleos de perforación, muestras del interior de las minas y de los afloramientos disponibles. Las muestras colectadas se enviaron a los diferentes laboratorios para realizar secciones delgadas, análisis químicos de roca total, análisis isotópicos, geocronológicos y de química mineral.

Con el fin de dar respuesta a los interrogantes planteados en esta investigación relacionados con la génesis y evolución del Plutón de El Carmen, se contó con 21 muestras colectadas en los pozos de perforación realizados por la empresa Operadora Minera S.A.S. (19 muestras) y con muestras tomadas al interior de las minas (dos muestras). Para los análisis de química mineral se utilizaron seis muestras de la investigación: “*Propuesta de mapeo y petrografía de facies plutónicas para las rocas carboníferas del Plutón El Carmen, noreste de la Cordillera Central de Colombia*” (Rincón-Alape, 2022), dicha investigación, que es complementaria con el trabajo desarrollado en esta tesis, empleó la misma propuesta metodológica en petrografía en el mismo marco geológico (muestras de pozos de perforación en ubicaciones próximas), motivo por el cual se utilizaron seis muestras de este proyecto que inició previamente (muestras JRA-02, JRA-15, JRA-36, JRA-43, JRA-47 y JRA-49). En la tabla 3 se realiza un compendio de las muestras utilizadas en esta investigación y los diferentes tipos de análisis llevados a cabo (Figura 11).

### 4.1. Petrografía

Para los análisis petrográficos se elaboraron 18 secciones delgadas (nueve en la facies félsica, siete en la facies máfica y dos en diques graníticos) que se analizaron en la Universidad de Caldas en un microscopio petrográfico de luz polarizada de marca Nikon 50i POL equipado con una cámara digital marca Nikon de alta resolución. Se realizó un conteo de 500 puntos por muestra y se identificaron los minerales primarios y secundarios, así como las principales texturas ígneas. Posteriormente, se clasificaron las muestras siguiendo la propuesta de clasificación modal de Streckeisen (1974; 1979), compiladas en Le Maitre (2002). Las

abreviaturas de los minerales utilizadas en esta investigación fueron tomadas de Whitney & Evans (2010).



**Figura 11.** Muestras seleccionadas para los análisis geoquímicos y petrográficos. A y C: facies máfica, B y D: facies félsica y E y F: diques.



**Tabla 3.** Resumen de las muestras y los tipos de análisis realizados para esta investigación (las abreviaturas de los minerales fueron tomados de Whitney & Evans (2010)).

Facies	Muestras	Litología	Tipo de muestreo	Tipo de análisis				
				Petrografía	Geoquímica multi-elemental	Química mineral	Geocronología U-Pb en circón	Isotopos de Lu-Hf en circón
Máfica	EZC-01	Qzt-diorita de Amp		X	X			
	EZC-04	Gabro-diorita de Amp		X	X			
	EZC-06	Qzt-diorita de Amp		X	X			
	EZC-10	Qzt-diorita de Amp	Núcleo de perforación	X	X			
	JRA-15	Qzt-diorita de Amp		X		X		
	JRA-36	Gabro-diorita de Amp		X		X		
	JRA-46	Gabro-diorita de Amp			X		X	X
	JRA-49	Gabro-diorita de Amp		X		X		
Félsica	EZC02	Tonalita			X			
	EZC-03	Leucotonalita de Bt		X	X			
	EZC-05	Leucotonalita de Bt		X	X			
	EZC07	Tonalita			X			
	EZC-08	Tonalita de Bt y Amp	Núcleo de perforación	X	X			
	EZC-09	Tonalita de Amp y Bt		X	X			
	EZC-13	Tonalita de Amp		X	X			
	EZC-14	Leucotonalita de Bt		X	X			
	JRA-02	Leucotonalita de Bt		X		X		
	JRA-43	Tonalita de Amp y Bt		X	X	X	X	X
JRA-47	Tonalita de Amp		X		X			
Dique	EZC-12	Microtonalita de Bt	Chip de roca	X	X			
	EZC-15	Leucotonalita de Bt		X	X			
<b>Total</b>	21			18	16	6	2	2

#### 4.2. Geoquímica de roca total

Se seleccionaron dieciséis muestras representativas de roca fresca del cuerpo plutónico, sin deformar y sin evidencias de metamorfismo. Para efectuar los análisis de óxidos mayores y elementos traza se utilizó entre 1 a 2 kg de cada muestra, se trituró inicialmente en una trituradora de acero y se pulverizó usando un mortero de ágata para reducir el tamaño de grano (< malla 200). Para realizar los análisis se empleó el método de digestión de cuatro ácidos (HF, HNO<sub>3</sub>, HClO<sub>4</sub> y HCl) con instrumentación ICP, luego el residuo se lixivió con ácido clorhídrico diluido y se diluyó a volumen para obtener la solución a analizar. Los óxidos mayores se analizaron mediante fluorescencia de rayos X (XRF) y espectrometría de

emisión atómica de plasma acoplado inductivamente (ICP-AES), y la cuantificación de los óxidos se estableció a partir de una muestra fundida con metaborato de litio y tetraborato de litio. Los elementos traza se analizaron mediante espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Los análisis se realizaron en ALS Global Laboratories en Colombia. Las muestras estándar de referencia utilizados en los análisis fueron OREAS 45c, OREAS 24b, OREAS 146, NCSDC71301 y GRE-3.

Se utilizaron los siguientes límites de detección: SiO<sub>2</sub> (0.01-100%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.01-100 %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.01-100%), CaO (0.01-100%), MgO (0.01-100%), Na<sub>2</sub>O (0.01-100%), K<sub>2</sub>O (0.01-100%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.002-100%), TiO<sub>2</sub> (0.01-100%), MnO (0.01-100%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.01-100%), SrO (0.01-100%), BaO (0.01-100%), Ba (0.5-10000 ppm), Ce (0.1-10000 ppm), Cr (10-10000 ppm), Cs (0.01-10000 ppm), Dy (0.05-1000 ppm), Er (0.03-1000 ppm), Eu (0.02-1000 ppm), Ga (0.1-1000 ppm), Gd (0.05-1000 ppm), Hf (0.1-10000 ppm), Ho (0.01-1000 ppm), La (0.1-10000 ppm), Lu (0.01-1000 ppm), Nb (0.01-2500 ppm), Nd (0.1-10000 ppm), Pr (0.02-1000 ppm), Rb (0.2-10000 ppm), Sm (0.03-1000 ppm), Sn (1-10000 ppm), Sr (0.1-10000 ppm), Ta (0.1-2500 ppm), Tb (0.01-1000 ppm), Th (0.05-1000 ppm), Tm (0.01-1000 ppm), U (0.05-1000 ppm), V (5-10000 ppm), W (1-10000 ppm), Y (0.1-10000 ppm), Yb (0.03-1000 ppm) and Zr (2-10000 ppm). Los datos obtenidos fueron procesados en el *software* de acceso libre GCD kit (Janoušek *et al.*, 2006) y PetroGram (Gündüz & Asan, 2021)

#### 4.3. Química mineral

Para el análisis de microsonda fueron seleccionadas seis muestras (tres de la facies félsica y tres de la facies máfica), en las cuales se analizó la composición de cristales de anfíbol y plagioclasa que se encontraban en contacto. Los análisis de EPMA (Microsonda electrónica) se realizaron en la NAP GeoAnalítica-USP (Universidad de São Paulo, Brasil) utilizando un microanalizador de emisión de campo JEOL JXA-FE-8530 equipado con un instrumento de emisión de campo, cinco espectrómetros de dispersión de longitud de onda (WDS) y un detector EDS integrado. El equipo operó bajo las siguientes condiciones: voltaje de aceleración de 15 kV, haz de corriente de 20 nA y diámetro de haz de 10 μm. Los tiempos de lectura de picos y fondos variaron de 5 a 20 s. Los elementos analizados y las líneas espectrales fueron Si K $\alpha$ , Al K $\alpha$ , Fe K $\alpha$ , Mn K $\alpha$ , Cl K $\alpha$ , Ca K $\alpha$ , K K $\alpha$ , Ti K $\alpha$ , Cr K $\alpha$ , Zn K $\alpha$ ,

F K $\alpha$ , Na K $\alpha$  y Mg K $\alpha$  para los cristales anfíboles, y Si K $\alpha$ , Al K $\alpha$ , Fe K $\alpha$ , Mn K $\alpha$ , Ca K $\alpha$ , K K $\alpha$ , Sr L $\alpha$ , Ti K $\alpha$ , Ba L $\alpha$ , Na K $\alpha$  y Mg K $\alpha$  para cristales de plagioclasa.

Se usaron minerales silicatados y óxidos sintéticos como estándares de referencia, suministrados por el Instituto Smithsonian y de colecciones internas de laboratorio. Para la corrección de los datos por efectos de matriz y la conversión a concentraciones en masa se utilizaron los *softwares* PROZA (Bastin & Heijligers, 1990) y PRZ/Armstrong proporcionado por JEOL. Los cálculos de las fórmulas estructurales y de los rangos termobarométricos estimados de cristalización del plutón se efectuaron con el software WinAMPtb (Yavuz & Döner 2017).

#### 4.4. Geocronología U - Pb en circón

Se utilizaron técnicas tradicionales para separar los concentrados de circón de dos muestras del Plutón de El Carmen, incluyendo procesos de trituración, fragmentación, pulverización y tamizado en malla 330  $\mu\text{m}$ . Se utilizó una mesa Wilfley® para hacer un concentrado inicial por densidad y para la separación magnética se utilizó un equipo isodinámico de Frantz®. Se empleó yoduro de metileno (3,30 g/cm<sup>3</sup>) para concentrar los cristales de circón por densidad, separando la fracción no magnética. Los circones se seleccionaron a mano bajo el microscopio y se dispusieron en un disco de epoxi, posteriormente se pulieron para exponer las caras del cristal para los análisis de ablación con láser. Para la petrografía de circón, se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia (CL) y se efectuaron las descripciones basadas en la sistemática de Corfu *et al.* (2003) que permitieron seleccionar los cristales de circón. Los análisis de LA-ICP-MS U-Pb en circón se llevaron a cabo utilizando un láser New Wave Nd:YAG UV de 213 nm acoplado a un colector único ThermoFinnigan Element 2, de doble enfoque, en sector magnético ICP-MS en el Laboratorio de Geocronología e Isotopos Radiogénicos (RIGL) de la Universidad Estatal de Washington (WSU). Los protocolos y las descripciones de los procedimientos operativos utilizados, además de los parámetros y la corrección del fraccionamiento son presentados por Chang *et al.*, (2006). Se usó vidrio de elementos traza NIST 610 para monitorear las concentraciones de U y Th y las edades de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  se calibraron utilizando el estándar de circón de Plešovice ( $337.1 \pm$

0.4 Ma; Sláma *et al.*, 2008). Las edades de los datos de U-Pb se calcularon utilizando el *software* Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012) y el error analítico y sistemático se calculó en  $2\sigma$ .

#### 4.5. Análisis isotópicos in situ de Lu-Hf en circón

Se efectuaron dos análisis isotópicos de Lu-Hf en una muestra de la facies de tonalita (JRA-43) y en una muestra de la facies de gabro (JRA-46) (las mismas dos muestras en las cuales se realizaron los análisis geocronológicos). Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Geocronología e Isotopos Radiogénicos (RIGL) de la Universidad Estatal de Washington (WSU), utilizando un ThermoFinnigan Neptune™ MC-ICP-MS acoplado a un láser New Wave™ 213 nm UP Nd-YAG. El diámetro del *spot* del láser utilizado fue de 40  $\mu\text{m}$ , con una fluencia de láser de  $\sim 7 \text{ J/cm}^2$ . Para más información sobre los procedimientos analíticos y tratamiento de los datos se puede consultar Vervoort *et al.*, (2004) y DuFrane *et al.*, (2007). Los parámetros CHUR (reservorio uniforme condrítico) reportados por Bouvier *et al.*, (2008) fueron usados para calcular los valores actuales de  $\epsilon\text{Hf}$ . Adicionalmente, la curva de evolución de Hf del manto empobrecido se calculó a partir de los valores actuales del manto empobrecido de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf DM}(0) = 0,283240$  y  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf DM}(0) = 0,03979$  (Vervoort *et al.*, 2015). Los datos de isótopos en circón de Lu-Hf y los valores de  $\epsilon\text{Hf}$ , se reportan con una incertidumbre de  $2\sigma$ .

## 5. Resultados

### 5.1. Geología

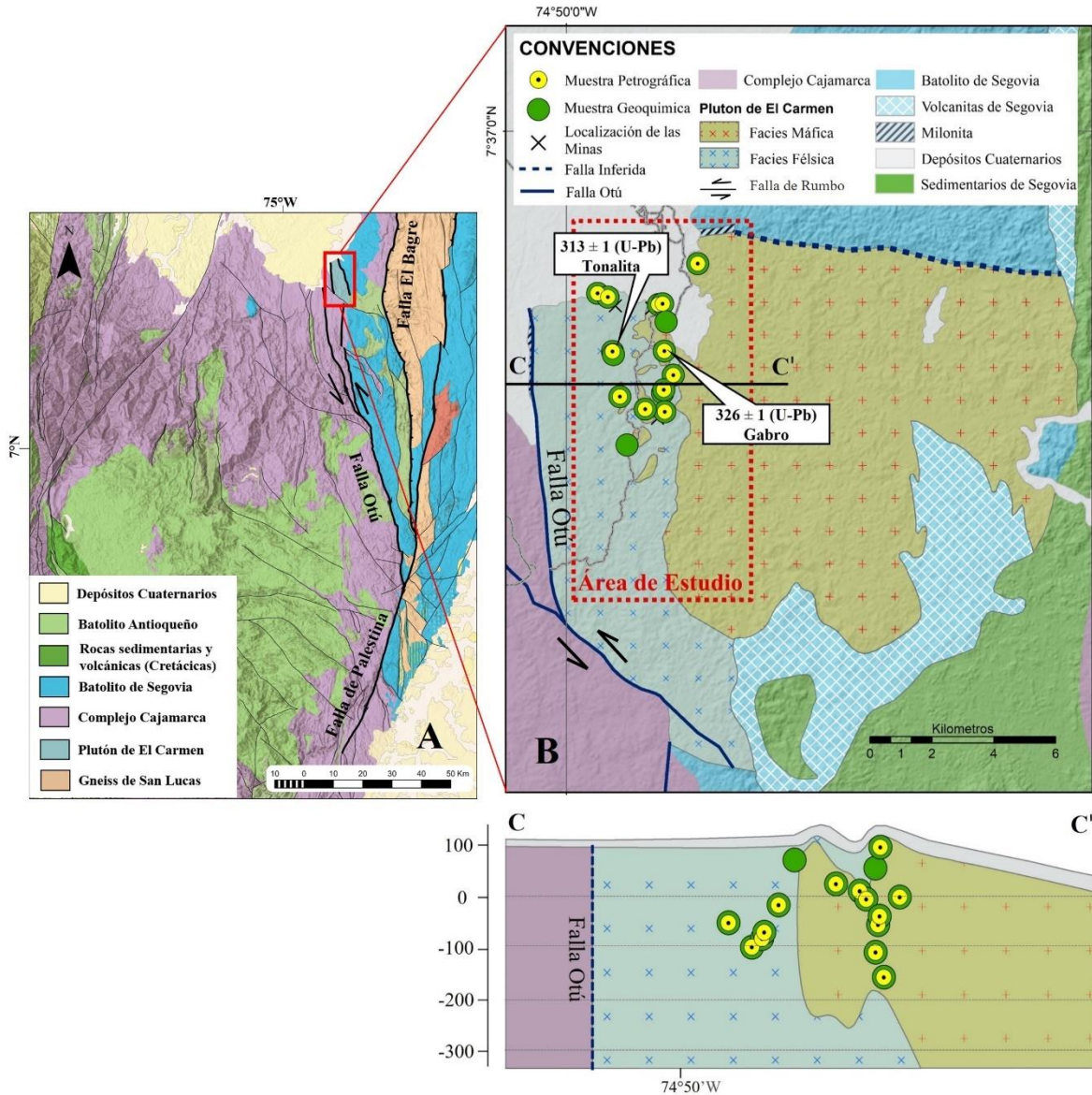
Para el reconocimiento de la zona de trabajo se tomó como base la cartografía local existente del Plutón de El Carmen (Ávila-Vallejo, 2015). Con los trabajos de campo complementarios para el presente estudio fue posible identificar en saprolito la continuación del cuerpo plutónico en el extremo suroccidental en un área de 2,5 km<sup>2</sup> aproximadamente (Figura 12). Teniendo en cuenta que la extensión del cuerpo aún no ha sido definida con claridad, y en los recorridos de campo fue posible reconocer un área adicional de este cuerpo, se propone seguir nombrando a este cuerpo ígneo como el “Plutón de El Carmen”.

A partir de los trabajos de campo se pudo corroborar, como se representa en el mapa geológico de Colombia (Gómez-Tapias *et al.*, 2015), que el Plutón de El Carmen está limitado al occidente por la traza de la Falla Otú que lo pone en contacto con esquistos verdes, esquistos moscovíticos y gneises cuarzo-feldespáticos y alumínicos agrupados regionalmente como el Complejo Cajamarca (Maya & González, 1995). El límite oriental según el mapa geológico de Colombia para el plutón es una falla asociada al Sistema de Fallas Otú (Otú centro u Otú Este) que presenta una disposición NW y un componente cinemático sinestro-lateral (Londoño *et al.*, 2009) que lo pone en contacto con el Batolito de Segovia (Figura 12A). En los recorridos de campo efectuados en esta investigación, además de los trabajos previos realizados por Ávila-Vallejo (2015), no fue corroborada la existencia de este ramal de la falla Otú en la posición que se presenta en el mapa geológico de Colombia. coincidiendo el sitio donde sugieren la presencia de la falla y el contacto con el Batolito de Segovia, corresponde con el cambio entre las facies máficas y félsicas del Plutón de El Carmen. Se observó además que la extensión del Plutón de El Carmen continua en sentido este (2 km aproximadamente hasta donde fue posible efectuar los recorridos de campo) (Figura 12B) respecto al contacto previamente establecido. La única evidencia de una estructura fallada que podría ser el límite del Plutón de El Carmen con el Batolito de Segovia, es una estructura que se localiza en el sector norte (Figura 12B), en donde es evidente la presencia de una faja de milonitas asociadas a un sistema E-W, rasgo estructural que está soportado por la

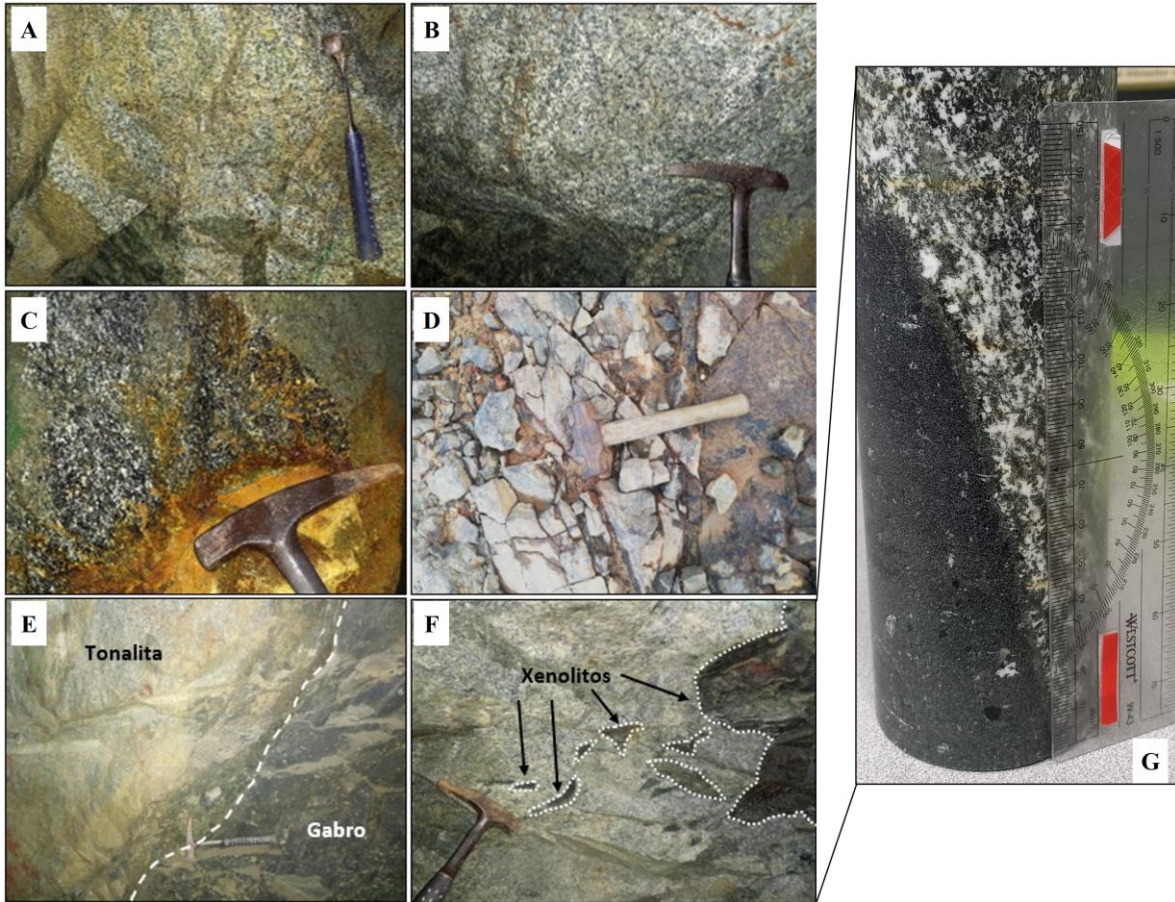
presencia de un lineamiento notorio con esta misma tendencia y que se observa en las imágenes satelitales y modelos de elevación digital del terreno de alta resolución (1 m). La imposibilidad de realizar recorridos de campo en dirección este (problemas de orden público y falta de vías de acceso) no permitió definir claramente la posición de la falla que pondría en contacto el Plutón de El Carmen con el Batolito de Segovia (Figura 12A), dejando abierta la posibilidad de que el cuerpo se extienda aún más en esta dirección. Por otro lado, lo que se observa en el sentido este son coberturas de rocas volcánicas y sedimentarias cretácicas que podrían enmascarar el contacto entre ambos cuerpos plutónicos (Figura 12B).

El Plutón de El Carmen fue caracterizado en las minas operadas por la empresa Operadora Minera S.A.S. (mina La Ye, mina Los Mangos, mina Icacales y mina Cordero), en las quebradas del sector y en los escasos afloramientos en superficie. Se identificaron dos facies características dentro del plutón: i) una **facies félsica** localizada principalmente al occidente de la zona de estudio, la cual está compuesta macroscópicamente por una roca holocrystalina fanerítica con índice de color leucocrático, constituida por plagioclasa (hasta 5 mm), cuarzo (hasta 4 mm) y anfíbol (hasta 10 mm), estos últimos parcialmente alterados a clorita. La clasificación modal permite agrupar estas rocas como tonalita y en menor proporción granodiorita (Figuras 13A, B); y ii) una **facies máfica** localizada principalmente al oriente de la zona de estudio, la cual está compuesta macroscópicamente por una roca holocrystalina fanerítica con índice de color entre mesocrático y melanocrático, constituida por anfíbol (hasta 3 mm), plagioclasa (hasta 3 mm) y en ocasiones cuarzo (hasta 2 mm), además de clorita como producto de la alteración del anfíbol. La clasificación modal permite agrupar estas rocas como diorita, cuarzodiorita y gabro (Figuras 13C, D).

En la intersección entre las facies félsicas y máficas, la demarcación puede oscilar entre contornos notablemente irregulares a netos bien definidos. No se observaron contactos fallados, ni en los afloramientos de superficie, ni en los afloramientos de los túneles exploratorios, así como tampoco en los núcleos de perforación. La presencia de xenolitos angulares de las rocas de la **facies máfica** (gabros y dioritas) con borde de reacción milimétricos que están compuesto por anfíbol, biotita y plagioclasa y que se encuentran embebidos en rocas de la **facies félsica** permite establecer que estas últimas son tardías e intruyen a las rocas de la facies máfica (Figuras 13E, F y G).



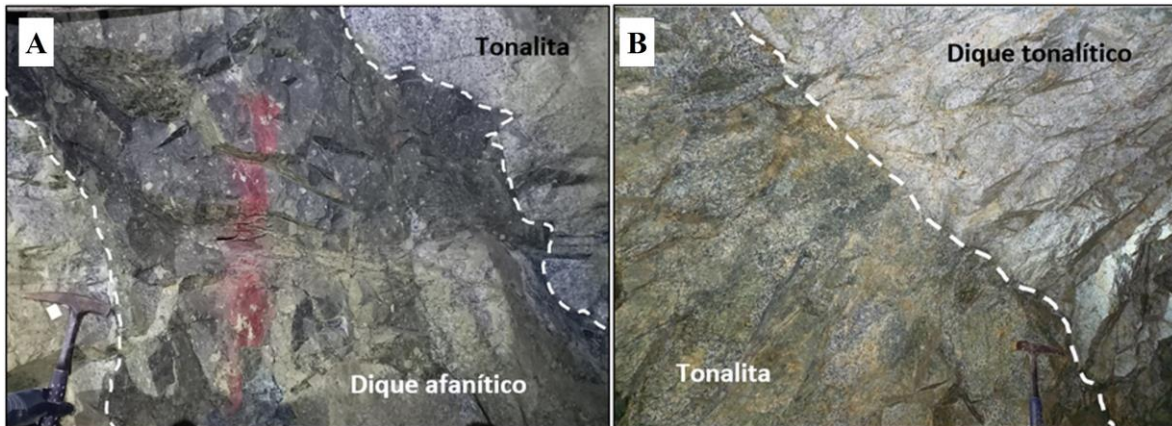
**Figura 12.** Contexto geológico regional y local de Plutón de El Carmen. A. Geología regional del noreste del departamento de Antioquia. En el recuadro rojo se enmarca la ubicación del Plutón de El Carmen. Tomado y modificado de Gómez-Tapias *et al.* (2015). B. Mapa geológico local y corte geológico (exagerado en la escala vertical) con la ubicación de los muestreos petrográficos y geoquímicos realizados para este estudio. Para el corte geológico se tomaron los interceptos de las diferentes facies en las perforaciones y posteriormente se modelaron en Leapfrog Geo. Las edades U-Pb en círculo indicadas en la figura son resultados obtenidos en esta investigación. Se tomó como base para la cartografía el mapeo realizado por Ávila-Vallejo (2015).



**Figura 13.** Facies félsica (A y B) y máfica (C y D) reconocidas en campo. A. Cuerpo tonalítico presente en la mina La Ye. B. Cuerpo tonalítico - granodiorítico observado en la mina Los Mangos. C. Cuerpo gabroico reconocido en la mina Los Mangos. D. Cuerpo diorítico aflorando en la quebrada San Pedro. E. Contacto intrusivo entre tonalita y gabro en la mina Los Mangos. F. Xenolitos angulares de gabro embebidos en tonalita observada en la mina Los Mangos. G. Xenolito de gabro embebido en tonalita interceptado en un sondaje exploratorio donde se observa borde de reacción de 3 mm aproximadamente compuesto por anfíbol, biotita y plagioclasa.

En los sectores cercanos a las vetas en el interior de las minas se presentan diques afaníticos y porfiríticos silicificados de color verde con tendencia N-S. Esta disposición estructural está relacionada estrechamente con las vetas del sector, que exhiben una disposición N-NW/S-SE con buzamientos al occidente (Figura 14A). También se evidencia la presencia de diques graníticos como intrusiones métricas a centimétricas sin una dirección preferencial; estos diques están compuestos por cuarzo y plagioclasa principalmente y son frecuentemente observados intruyendo la facies félsica del Plutón de El Carmen (Figura 14B).



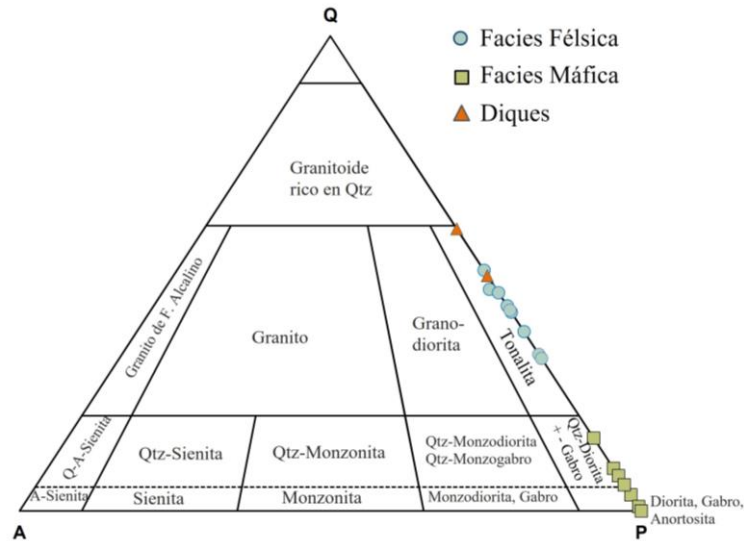


**Figura 14.** Afloramientos de diques. A. Dique afanítico intruyendo tonalita en la mina Los Mangos. B. Dique granítico intruyendo tonalita en la mina la Ye.

## 5.2. Petrografía del plutón de El Carmen.

Los análisis petrográficos permitieron identificar ocho grupos modales (Figura 15); cuatro de la facies félsica (leucotonalita de biotita, muestras EZC-03, EZC-05, EZC-14 y JRA-02; tonalita de anfíbol y biotita, muestras EZC-09 y JRA-43; tonalita de biotita y anfíbol, muestra EZC-08; tonalita de anfíbol, muestras EZC-13 y JRA-43), dos de la facies máfica (cuarzodiorita, muestra EZC-01, EZC-06, EZC-10 y JRA-15; gabro-diorita de anfíbol, muestras EZC-04, JRA-36 y JRA-49), y dos de diques (leucotonalita de biotita, muestra EZC-15; microtonalita de biotita, muestra EZC-12). La información petrográfica de las muestras analizadas se encuentra en la tabla 4.

El avanzado estado de alteración de las plagioclasas en todas a las muestras no permitió que se utilizara la metodología de Michel-Levy para su respectiva clasificación, esto debido a que los cristales deben encontrarse sin alteraciones (Figura 16).



**Figura 15.** Clasificación modal de las muestras del plutón de El Carmen (Streckeisen 1974, 1979).

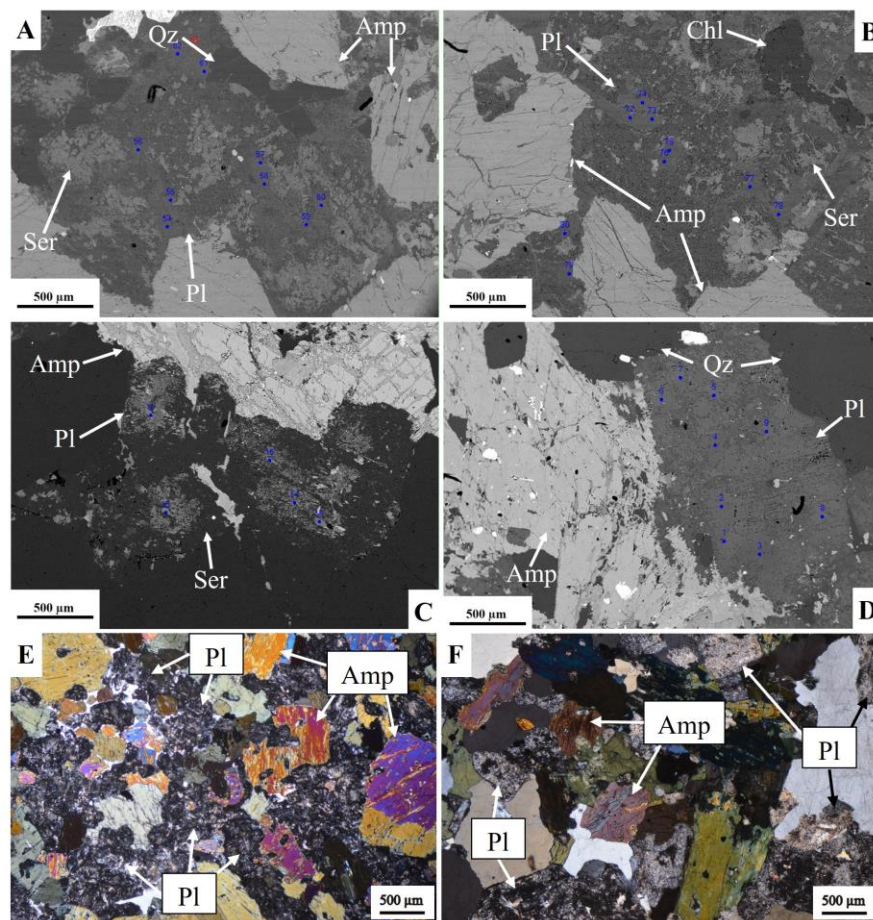
### 5.2.1. Petrografía de la facies félsica

Las rocas de la facies félsica presentan contenidos de cuarzo que varían entre 13,5 – 44,4 vol.%, plagioclasa entre 3,5 – 43,5 vol.%, anfíbol entre 0 – 50,3 vol.% y biotita entre 0 – 7,7 vol. (Figura 15).

#### 5.2.1.1. Leucotonalita de biotita

Estas rocas presentan una textura holocristalina, fanerítica, inequigranular de grano medio a grueso (1,0 – 3,0 mm) (Figura 16). Como minerales principales en orden de abundancia se encuentran: plagioclasa (18,7 – 43,3 vol.%), cuarzo (29,5 – 44,4 vol.%), biotita (2,8 – 5,8 vol.%) (Figura 17A y B), con microclina (1,0 vol.% en la muestra EZC-05), moscovita (1,5 vol.% en la muestra EZC-05) (Figura 17D), circón, apatito y minerales opacos como minerales accesorios en proporciones menores al 1 vol.%. Sericita (5,2 – 16,4 vol.%), clorita (0,0 – 4,0 vol.%), y epidota (0,6 – 4,2 vol.%) están presentes como minerales de alteración. Los cristales de plagioclasa presentan formas subhedrales a euhedrales y generalmente se encuentran alterados (Figura 17C y 17D). En los sitios donde se pudo determinar el tipo de macla en los cristales de plagioclasa fue posible determinar maclas tipo albita, albita periclina y polisintética, además de zonaciones. Debido al fuerte estado de alteración hidrotermal, fue

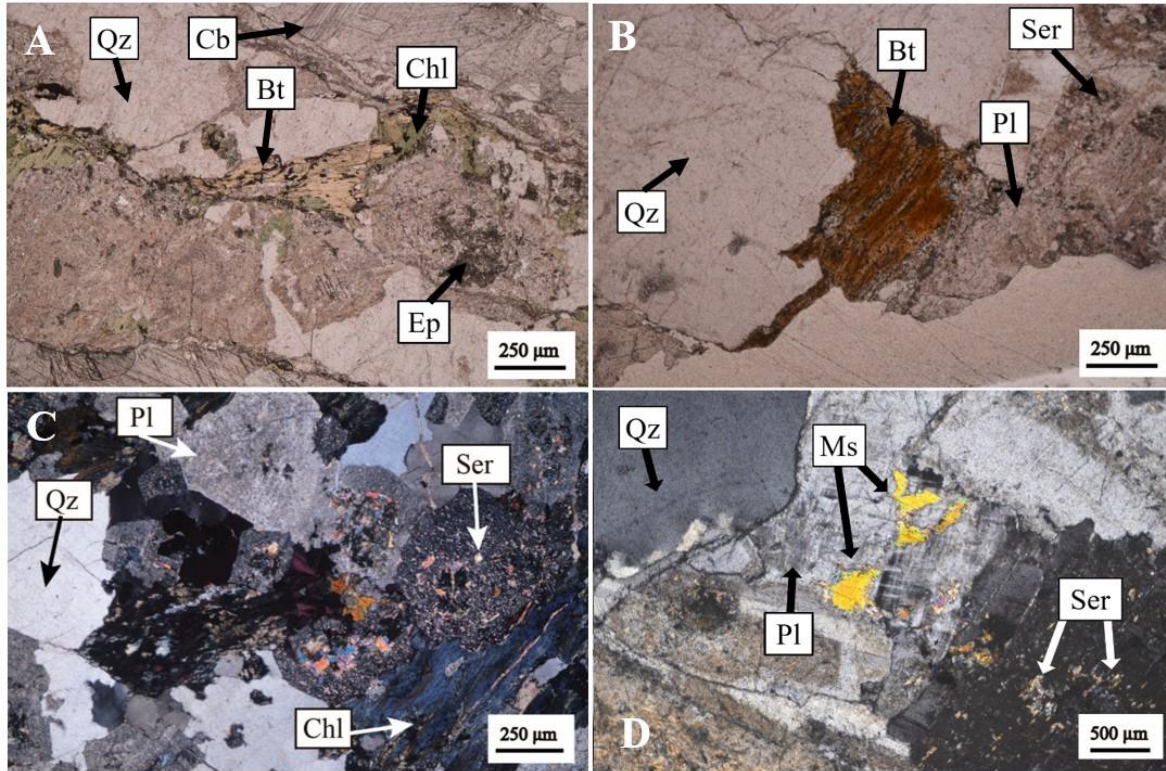
difícil determinar qué tipo de zonación dominaba, aunque en algunos cristales se evidenciaron zonaciones concéntricas. La mayoría de los cristales de plagioclasa se encuentran con alteraciones a saussurita, sericita, epidota y en ocasiones a clinozoisita (Figura 17A y C). La biotita se presenta deformada con formas subhedrales principalmente y se encuentra alterada a clorita y epidota (Figura 17B y C). Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante y se encuentran recristalizados cerca a los bordes con las plagioclasas (Figura 17D). Las texturas más significativas encontradas fueron pseudomorfismo de plagioclasa por epidota, de biotita por clorita, poiquilítica de circón en anfíbol, cuarzo en plagioclasa y consertales entre cuarzo y plagioclasa y plagioclasa y anfíbol.



**Figura 16.** Imágenes BSE y microfotografías en nicóles cruzados de cristales de plagioclasa alterados. A-D Imágenes de BSE: plagioclasa porosa debido a su alto grado de alteración, y E-F microfotografías en nicóles cruzados: se evidencia el alto estado de alteración de los cristales de plagioclasa. A. Muestra JRA-15 (cuarzodiorita de anfíbol). B. Muestra JRA-36 (gabro de anfíbol). C. Muestra JRA-43 (tonalita de anfíbol-biotita). D. Muestra JRA-49 (diorita de anfíbol) con cuarzo de introducción. E. Muestra EZC-04 (gabro de anfíbol). F. Muestra EZC-09 (tonalita anfíbol-biotita).

**Tabla 4.** Petrografía de las muestras analizadas del Plutón de El Carmen

Muestra	I.C. (%)	Facies	Clasificación de la roca	Minerales formadores de roca										Minerales secundarios											
				Minerales félsicos			Minerales Máficos			Minerales accesorios				Minerales de alteración				Introducción							
				Qz	Pl	Kfs	Amp	Bt	Cpx	Ap	Zrn	Opq	Msv	Ser	Sauss	Cb	Chl	Tnt	Ep	Zo/ Czo	Aln	Cb	Ep	Qz	Total
EZC-01	55	Máfica	Qtz-diorita de anfíbol	3,1	22,1	0,0	46,4	0,0	0,0	0,2	0,0	1,3	0,0	4,0	5,3	0,0	0,0	0,0	2,5	2,0	0,0	10,3	0,0	3,0	100
EZC-04	60		Gabro-diorita de anfíbol	1,4	6,4	0,0	45,0	0,0	0,0	0,2	0,0	1,0	0,0	0,0	35,0	0,0	5,0	0,0	2,0	2,0	0,0	2,0	0,0	0,0	100
EZC-06	53		Qtz-diorita de anfíbol	3,2	18,4	0,0	36,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	5,6	16,0	0,0	4,4	0,0	10,0	2,0	0,0	2,4	0,0	0,0	100
EZC-10	45		Qtz-diorita de anfíbol	2,2	15,1	0,0	46,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	8,0	15,0	0,0	0,0	0,0	6,4	0,0	0,0	5,6	0,0	0,0	100
JRA-15	56		Qtz-diorita de anfíbol	4,2	4,6	0,0	45,7	0,5	0,0	0,2	0,0	0,8	6,2	31,6	0,0	1,7	0,0	2,0	1,0	0,8	0,2	0,5	0,2	55,8	100
JRA-36	53		Gabro-diorita de anfíbol	0,3	8,6	0,0	52,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	16,5	16,7	0,0	0,5	1,0	0,8	2,8	0,0	0,2	0,0	0,2	53,4	100
JRA-49	53		Gabro-diorita de anfíbol	0,0	34,3	0,0	49,7	3,4	0,0	0,0	0,0	2,9	4,0	2,9	0,0	0,6	0,0	1,1	0,6	0,0	0,6	0,0	0,0	53,1	100
EZC-03	12	Félsica	Leucotonalita de biotita	29,5	38,0	0,0	0,0	5,8	0,0	0,0	0,5	1,0	0,0	11,0	0,0	0,0	4,0	0,0	4,2	1,0	0,0	5,0	0,0	0,0	100
EZC-05	10		Leucotonalita de biotita	40,0	39,2	1,0	0,0	5,8	0,0	0,0	0,5	0,5	1,5	5,2	1,0	0,0	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	100
EZC-08	20		Tonalita de biotita y anfíbol	37,2	33,3	0,0	4,1	7,3	0,0	0,0	0,5	1,3	0,0	10,3	0,5	0,0	2,7	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
EZC-09	20		Tonalita de anfíbol y biotita	33,1	28,5	0,0	7,1	3,3	0,0	0,0	0,1	0,4	0,0	15,0	0,0	0,0	9,2	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
EZC-13	50		Tonalita de anfíbol	13,5	16,2	0,0	50,3	0,0	0,0	0,0	0,5	0,8	0,0	2,2	10,2	0,0	1,0	0,0	1,3	0,0		3,9	0,0	0,0	100
EZC-14	20		Leucotonalita de biotita	31,2	43,3	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0	0,4	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	1,7	0,0	0,0	6,0	0,0	10,0	100
JRA-02	12		Leucotonalita de biotita	44,4	18,7	0,0	0,0	3,6	0,0	0,2	0,0	0,2	5,1	16,4	0,3	8,6	0,2	1,5	0,6	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	100
JRA-43	19		Tonalita de anfíbol y biotita	25,6	3,5	0,0	11,8	2,6	0,0	0,2	0,0	1,6	4,2	43,6	0,2	4,4	0,0	1,1	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	100
JRA-47	37		Tonalita de anfíbol	23,2	30,4	0,0	32,8	0,3	0,0	0,2	0,0	0,3	1,6	4,1	0,0	2,5	0,0	2,6	1,8	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	100
EZC-12	50		Dique (Matriz)	Microtonalita de biotita	60,0	20,0	0,0	0,0	15,0	0,0	0,0	0,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
EZC-12		Dique (fenocristales)	Microtonalita de biotita	58,7	21,0	0,0	0,0	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
EZC-15		Dique Granítico	Leucotonalita de biotita	34,8	35,5	0,0	0,0	3,8	0,0	0,0	0,2	0,9	1,1	6,9	3,1	0,0	6,8	0,0	4,6	1,0	0,0	1,3	0,0	0,0	100

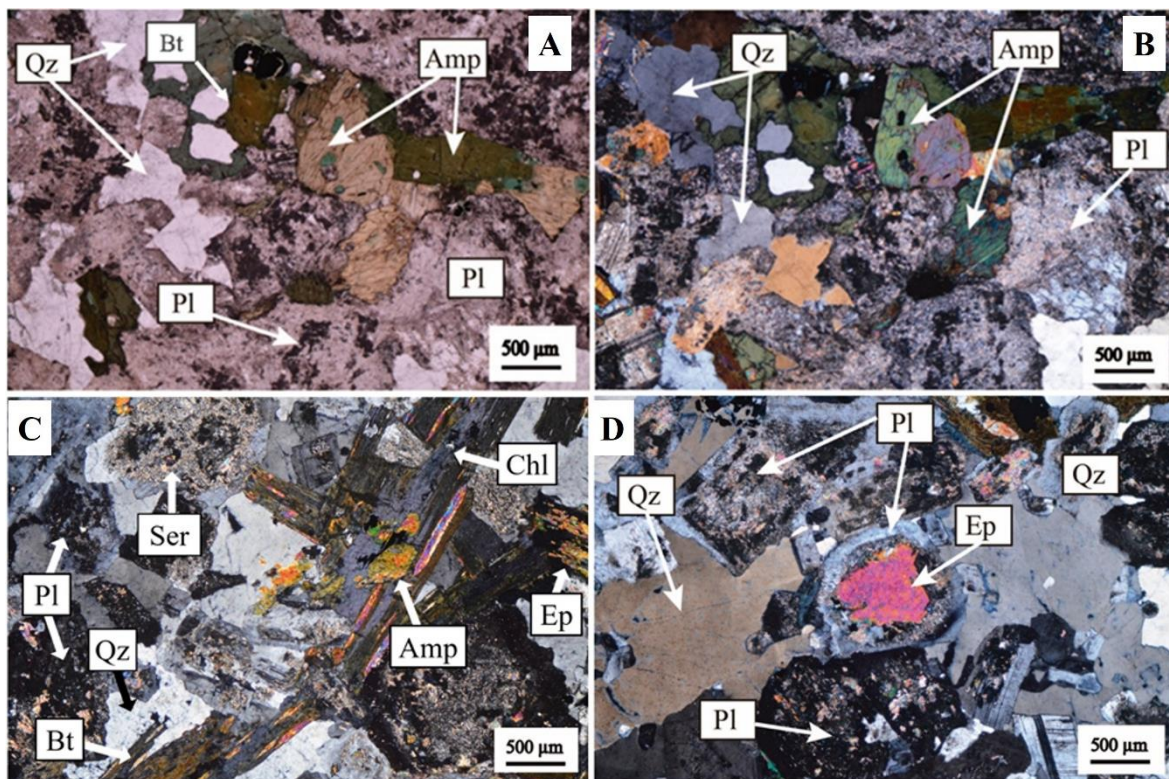


**Figura 17.** Fotomicrografías de la leucotonalita de biotita en nicols paralelos y cruzados. A. Biotita cloritizada y plagioclasa alterada a epidota (muestra Ezc-14). B. Biotita deformada alterada a clorita (muestra Ezc-05). C. Plagioclasas alteradas a sericita (muestra Ezc-03). D. Presencia de moscovita, plagioclasa alterada a sericita y cuarzo recristalizado en los bordes (muestra Ezc-05).

#### 5.2.1.2. Tonalita de anfíbol-biotita

Este litotipo presenta fluctuaciones en los contenidos de anfíbol y biotita principalmente, variando entre tonalita de anfíbol y biotita a tonalita de biotita y anfíbol. Estas rocas presentan textura holocristalina, fanerítica, inequigranular de grano medio a grueso (0,5 – 4,0 mm) (Figura 18). Como minerales principales en orden de abundancia se encuentran: cuarzo (25,6 – 37,2 vol.%), plagioclasa (3,5 – 43,5 vol.%), anfíbol (4,1 – 11,8 vol.%), biotita (2,6 - 7,3 vol.%), y con circón, apatito y minerales opacos como minerales accesorios en proporciones menores al 1,0 vol.%. Sericita (0,0 – 43,6 vol.%), clorita (0,0 - 9,2 vol.%) y epidota (0,6 - 3,3 vol.%) están presentes como minerales de alteración. Los cristales de plagioclasa y anfíbol presentan formas subhedrales a euhedrales y generalmente se encuentran alterados (Figura 18A y B). La plagioclasa exhibe maclas tipo albita, albita periclina y polisintética, además

de zonaciones, aunque por el estado fuerte de alteración fue difícil determinar qué tipo de zonación dominaba este mineral. La mayoría de los cristales de plagioclasa se encuentran con alteraciones a sericita, saussurita y epidota, mientras que el anfíbol se encuentra alterado a clorita y epidota (Figura 18C y D). La biotita se presenta con formas subhedrales principalmente y se encuentra alterada a clorita y epidota. Las texturas más significativas encontradas fueron poiquilítica de circón en anfíbol, de cuarzo en anfíbol y de cuarzo en plagioclasa (Figura 18B y C), además de consertales entre cuarzo y plagioclasa, y entre plagioclasa y anfíbol.

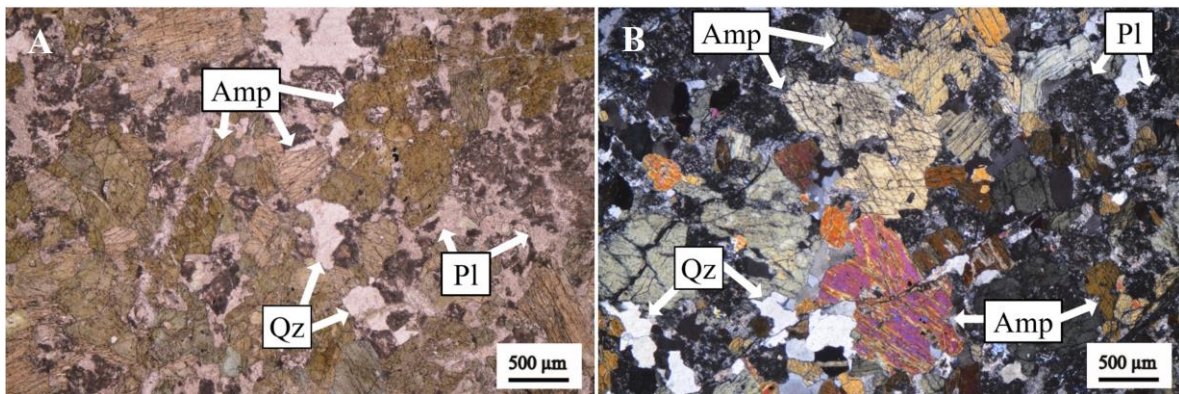


**Figura 18.** Fotomicrografías de tonalita de anfíbol y biotita en nicoles paralelos y cruzados (A y B) y de tonalita de biotita y anfíbol en nicoles cruzados (C y D). A. Anfíboles cloritizados y plagioclasa alterada a sericita. B. Textura poiquilítica de cuarzo en anfíbol. C. Plagioclasa alterada a sericita, biotita cloritizada y anfíbol. D. Plagioclasa alterada a epidota.

### 5.2.1.3. Tonalita de anfíbol

Esta roca presenta una textura holocristalina, fanerítica, inequigranular de grano fino a medio (0,1 – 1,5 mm) (Figura 19). Los minerales principales presentes en orden de abundancia son:

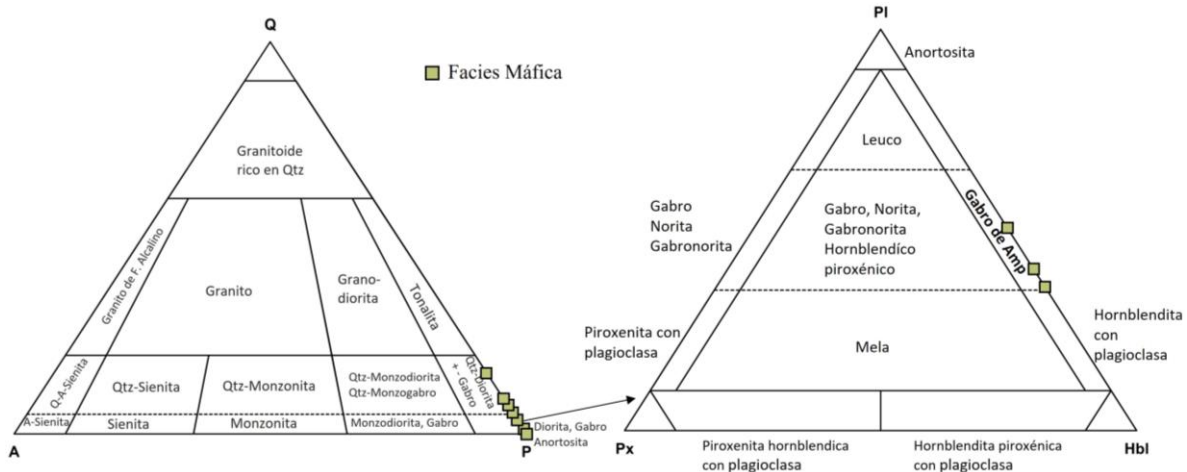
anfíbol (32,8 - 50,2 vol.%), plagioclasa (16,6 – 30,4 vol.%), cuarzo (13,7 – 23,2 vol.%), y con circón y minerales opacos como minerales accesorios menores al 1 vol.%. Saussurita (10,2 vol.%), Sericita (2,2 – 4,1 vol.%), clorita (1,0 vol.%) y epidota (1,3 – 1,8 vol.%) se presentan como minerales de alteración. La plagioclasa presenta formas subhedrales y se encuentra fuertemente alterada, en algunos cristales con estado de alteración moderado se observó maclas tipo albita además de zonaciones, aunque por el estado fuerte de alteración fue difícil determinar qué tipo de zonación dominaba este mineral. Estos cristales se encuentran alterados principalmente a saussurita, sericita y epidota (Figura 19A). Los cristales de anfíbol presentan formas subhedrales y se encuentran formando cúmulos minerales y los colores de interferencia varían en los diferentes cristales de la siguiente manera: cristales con colores de interferencia de principio de segundo orden (azules y violetas) y cristales con colores de interferencia asociados a mitad de primer orden (amarillos), este mineral además se encuentra alterado a clorita y epidota (Figura 19B). El cuarzo presenta formas anhedrales, con recristalización hacia los bordes y se encuentra rellenando intersticios. Las texturas más significativas encontradas fueron pseudomorfismo de plagioclasa por epidota, poiquilítica de cuarzo en anfíbol y circón en anfíbol.



**Figura 19.** Fotomicrografías de tonalita de anfíbol en nicoles paralelos y cruzados. A. Plagioclasa fuertemente alterada a saussurita y sericita, anfíboles cloritizados. B. Plagioclasa alterada, anfíboles que difieren en sus colores de interferencia.

### 5.2.2. Petrografía de la facies máfica

Las rocas de la facies máfica presentan contenidos de anfíbol que varían entre 36,0 – 53,3 vol.%, plagioclasa entre 4,6 – 34,3 vol.% y cuarzo entre 0 – 4,2 vol.% (Figura 20).



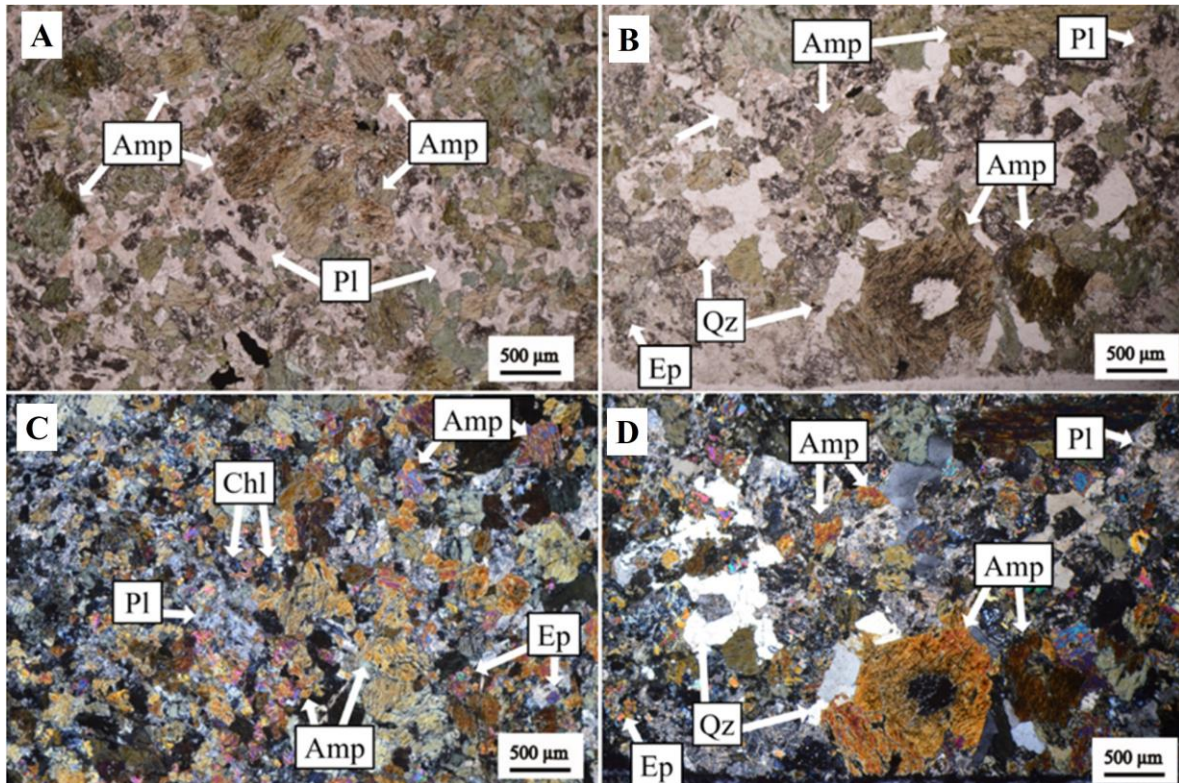
**Figura 20.** Clasificación modal de las muestras de la facies máfica (Streckeisen 1974, 1979).

### 5.2.2.1. Cuarzodiorita

Estas rocas exhiben una textura holocristalina, fanerítica, inequigranular de grano fino a medio (0,1 – 1,5 mm) (Figura 21). Los minerales principales presentes en orden de abundancia son: anfíbol (36,0 – 46,4 vol.%), plagioclasa (4,6 – 22,1 vol.%), cuarzo (hasta 4,2 vol.%), y con apatito y minerales opacos como minerales accesorios menores al 1,0 vol.%. Sericita (4,0 – 31,6 vol.%), saussurita (5,3 – 16,0 vol.%), clorita (0,0 – 4,4 vol.%), clinzoisita (0,8 – 2,0 vol.%) y epidota (1,0 – 10,0 vol.%) se presentan como minerales de alteración. La plagioclasa presenta formas subhedrales con maclas tipo albita, albita-periclina y polisintética, además de zonaciones, aunque por el estado fuerte de alteración fue difícil determinar qué tipo de zonación dominaba este mineral, presentando fuertes alteraciones a clinzoisita, saussurita, sericita y epidota (Figura 21A y B). Los cristales de anfíbol presentan formas euhedrales a subhedrales y se encuentran formando agregados minerales, además, sus colores de interferencia varían en los diferentes cristales de la siguiente manera: cristales con colores de interferencia de principio de segundo orden (azules y violetas) y cristales con colores de interferencia asociados a mitad de primer orden (amarillos). Este mineral, además, se encuentra alterado a clorita y epidota (Figura 21C y D). El cuarzo aparece de manera esporádica y presenta formas anhedrales, relleno intersticial. Las texturas más significativas encontradas fueron pseudomorfismo de plagioclasa por epidota, consertales de



plagioclasa, poiquilítica de anfíbol en plagioclasa y de apatito en anfíbol, además de reabsorciones de anfíbol por plagioclasa.

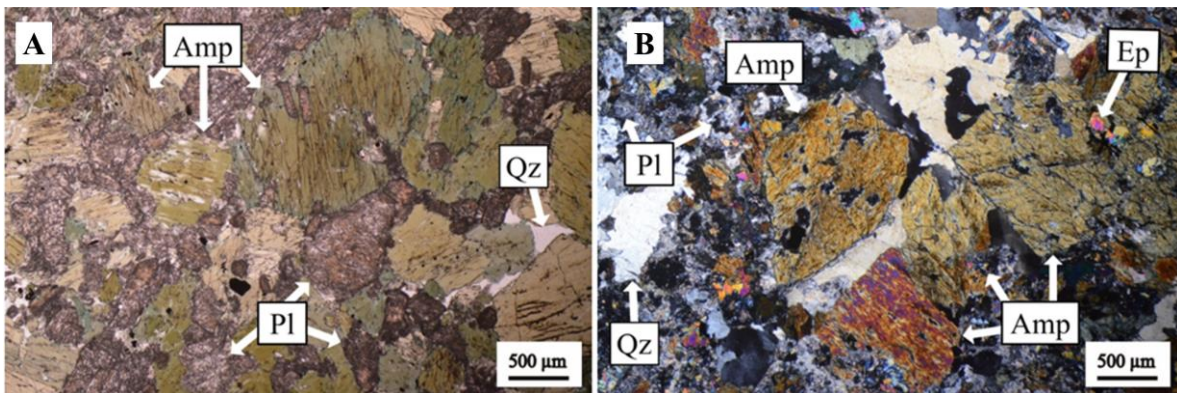


**Figura 21.** Fotomicrografías de cuarzdiorita en nicols paralelos y cruzados. A. Anfíboles cloritizados y plagioclasa alterada a epidota y sericita (muestra EZC-01). B. Anfíboles cloritizados y plagioclasa alterada a epidota con presencia de cuarzo (muestra EZC-06). C. Plagioclasas alteradas a sericita y saussurita (muestra EZC-01). D Plagioclasa alterada a sericita, anfíboles euhedrales con reabsorción de plagioclasa y cuarzo anhedral (muestra EZC-06).

#### 5.2.2.2. Gabro-diorita de anfíbol

Presenta textura holocristalina, fanerítica, inequigranular de grano fino a medio (0,1 – 1,5 mm) (Figura 22). Los minerales principales presentes en orden de abundancia son: anfíbol (45,0 – 52,3 vol.%), plagioclasa (6,4 – 34,3 vol.%), cuarzo (hasta 1,4 vol.%), y circón y minerales opacos como minerales accesorios en concentraciones menores al 1,0 vol.%. Saussurita (0,0 – 35,0 vol.%), clorita (0,0 – 5,0 vol.%), sericita (hasta 16,7 vol.%), epidota (0,6 – 2,8 vol.%) y clinzoisita (hasta 2,0 vol.%) se presentan como minerales de alteración. La plagioclasa presenta formas subhedrales y se encuentra fuertemente alterada, y en algunos cristales con estado de alteración moderado se observaron zonaciones, aunque por el estado

fuerte de alteración fue difícil determinar qué tipo de zonación dominaba este mineral. La plagioclasa se encuentra alterada principalmente a saussurita, sericita y epidota (Figura 22A). Los cristales de anfíbol presentan formas subhedrales a euhedrales y se encuentran formando cúmulos minerales, con colores de interferencia que varían en los diferentes cristales de la siguiente manera: cristales con colores de interferencia de principio de segundo orden (azules y violetas) y cristales con colores de interferencia asociados a mitad de primer orden (amarillos). El anfíbol se encuentra alterado a clorita y epidota (Figura 22B). El cuarzo presenta formas anhedrales y se encuentra rellenando intersticios. Las texturas más significativas encontradas fueron pseudomorfismo de plagioclasa por epidota, poiquilítica de cuarzo en anfíbol y de circón en anfíbol.



**Figura 22.** Fotomicrografías de gabro-diorita de anfíbol en nicoles paralelos y cruzados. A. Plagioclasas alteradas y anfíboles cloritizados (muestra EZC-04). B. Agregados de anfíboles alterados a epidota (muestra EZC-04).

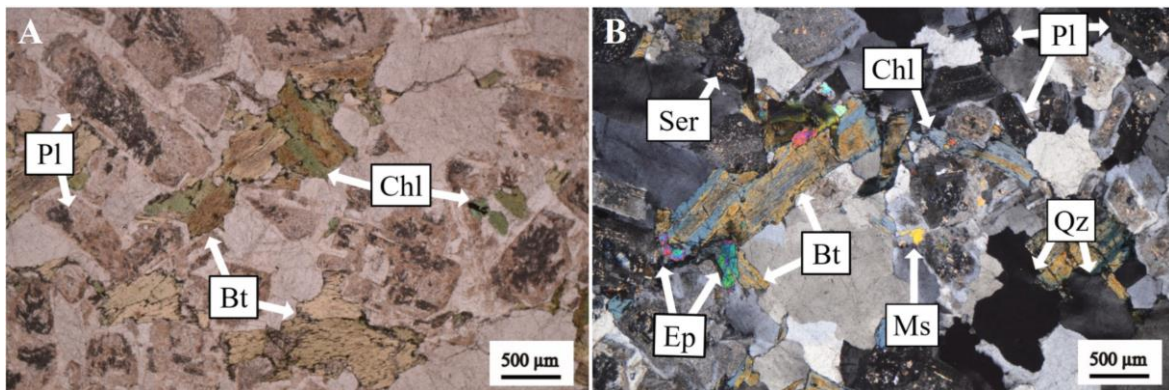
### 5.2.3. Petrografía de los diques

Los diques graníticos presentan contenidos de cuarzo que varían entre 34,8 – 58,7 vol.%, plagioclasa entre 28,0 – 35.5 vol.% y biotita entre 3,8 – 8,0 vol. (Figura 15).

#### 5.2.3.1. Leucotonalita de biotita

Esta muestra presenta una textura holocristalina, fanerítica, equigranular de grano medio a grueso (1,0 – 3,0 mm) (Figura 23). Como minerales principales en orden de abundancia se encuentran: plagioclasa (35,5 vol.%), cuarzo (34,8 vol.%), biotita (3,5 vol.%), moscovita (1,1

vol.%), con circón y minerales opacos como minerales accesorios en proporciones menores al 1,0 vol.%. Sericita (6,9 vol.%), clorita (6,8 vol.%), saussurita (3,1 vol.%), y epidota (4,6 vol.%), zoisita-clinozoisita (1,0 vol.%) están presentes como minerales de alteración. Los cristales de plagioclasa presentan formas euhedrales a subhedrales (Figura 23A), con maclas tipo albita y polisintética, además de zonaciones, aunque por el estado fuerte de alteración fue difícil determinar qué tipo de zonación dominaba, en algunos cristales se evidenciaron zonaciones concéntricas. Los cristales de plagioclasa se encuentran con alteraciones a saussurita, sericita, epidota y en localmente a clinozoisita. Los cristales de cuarzo presentan formas subhedrales a anhedrales con extinción ondulante, y se encuentran recrystalizados cerca a los bordes con las plagioclasas (Figura 23B). La biotita se presenta deformada, con formas subhedrales principalmente y se encuentra alterada a clorita y epidota (Figura 23A y B). Los cristales de moscovita son de grano fino (< 0,5mm) y se encuentran en contacto con cristales de plagioclasa. Las texturas más significativas encontradas fueron pseudomorfismo de plagioclasa por epidota, de biotita por clorita, poiquilítica de cuarzo en plagioclasa y consertales entre cuarzo y plagioclasa.



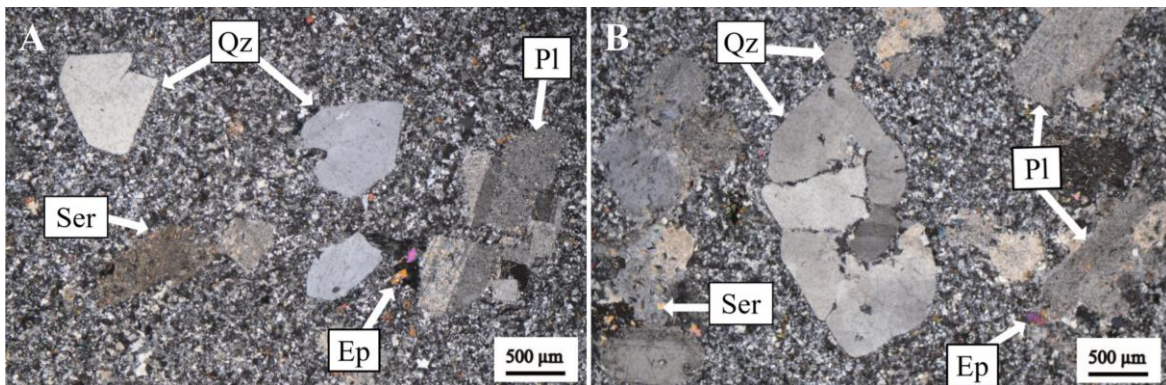
**Figura 23.** Fotomicrografías de leucotonalita de biotita en nicols paralelos y cruzados. A. Plagioclasa alterada a saussurita y sericita, biotita cloritizada. B. Plagioclasa alterada, biotita cloritizada y alterada a epidota, con presencia de moscovita.

#### 5.2.3.2. Microtonalita de biotita

Presenta una textura holocristalina, porfirítica, con una matriz cristalina (cristales entre 10 – 30 µm) que representa el 75% de la muestra y el restante 25% está conformado por fenocristales porfiríticos con longitudes entre 0,5 – 1 mm (Figura 24). Como minerales

principales en la matriz cristalina se encuentran: cuarzo (60,0 vol.%), plagioclasa (20,0 vol.%), biotita (15,0 vol.%) y minerales no identificados (cristales muy finos) y opacos como accesorios en proporciones menores al 5,0 vol.%.

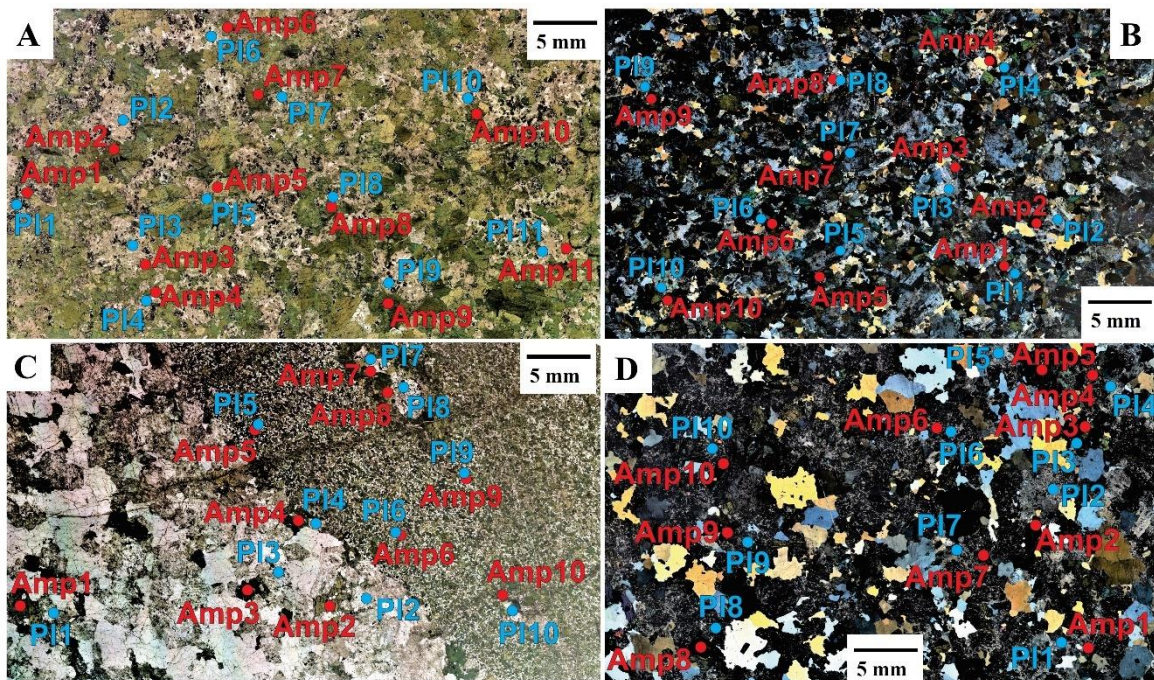
Como minerales principales en orden de abundancia en la porción porfirítica se encuentran: cuarzo (58,7 vol.%), plagioclasa (21,0 vol.%), biotita (8,0 vol.%), moscovita (2,7 vol.%), con circón y minerales opacos como minerales accesorios en proporciones menores al 1,0 vol.%. Sericita (7,0 vol.%) y epidota (2,7 vol.%) están presentes como minerales de alteración. Los cristales de cuarzo presentan formas euhedrales, extinción ondulante y textura en bahía de disolución o textura gráfica (Figura 24). Adicionalmente se observa recristalización de los bordes en los cristales de cuarzo que están en contacto con la matriz. Los cristales de plagioclasa presentan formas euhedrales a subhedrales y exhiben maclas polisintéticas, además se encuentran con alteraciones a sericita y epidota principalmente (Figura 24B). La biotita se presenta con formas subhedrales principalmente (< 0,4 mm) y se encuentra alterada a clorita y epidota (Figura 24A y B). Los cristales de moscovita son de grano fino (< 0,1 mm) y se encuentran en contacto con cristales de biotita. Las texturas más significativas encontradas fueron disolución de cristales de cuarzo, pseudomorfismo de plagioclasa por epidota y poiquilítica de cuarzo en plagioclasa.



**Figura 24.** Fotomicrografías de microtonalita de biotita en nicoles paralelos y cruzados. A. Plagioclasa alterada a saussurita y sericita, biotita cloritizada. B. Plagioclasa alterada, biotita cloritizada y alterada a epidota. Presencia de moscovita.

### 5.3. Química mineral

Para el análisis de microsonda fueron seleccionadas seis muestras del Plutón de El Carmen, tres de la facies de tonalita (JRA-02: tonalita de biotita, JRA-43: tonalita de anfíbol y biotita, JRA-47: tonalita de anfíbol), una de la facies de cuarzodiorita (JRA-15) y dos muestras de la facies de gabro-diorita de anfíbol (JRA-36 y JRA-49). Los análisis de microsonda en los cristales de plagioclasa se efectuaron en las seis muestras, en tanto, que los análisis en los cristales de anfíbol se llevaron a cabo en cinco muestras (la muestra JRA-02 no contenía anfíboles). Con el objetivo de realizar estimaciones termobarométricas, se efectuaron lecturas en el ensamble mineral anfíbol-plagioclasa (Figura 25) que se encontraban en contacto en las muestras analizadas (en promedio diez pares minerales analizados por muestra). Los resultados de las lecturas y los cálculos de los c.p.u.f. (cationes por unidad de fórmula) se presentan en la Tabla Suplementaria 1.



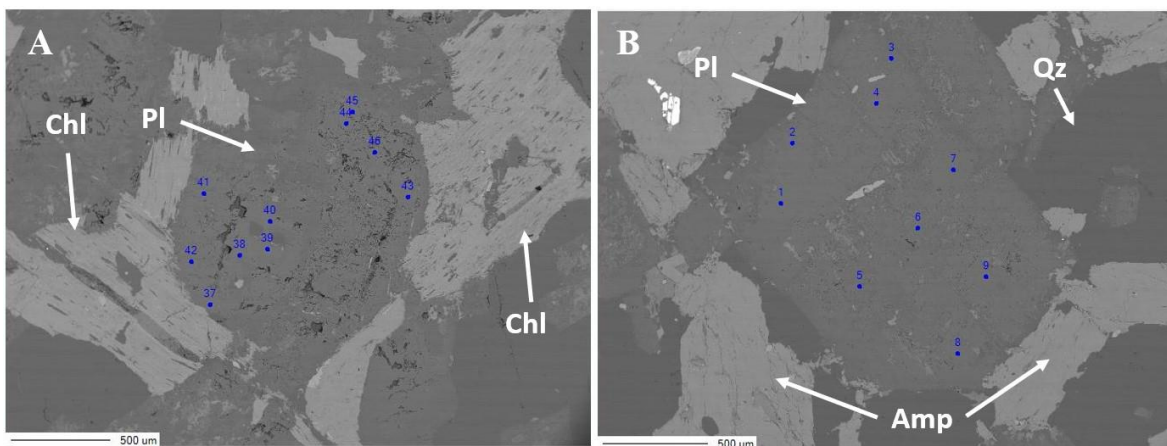
**Figura 25.** Ubicación de los pares Anfíbol-plagioclasa en las muestras del plutón de El Carmen. A. Muestra JRA-36 en nicols paralelos. B. Muestra JRA-47 en nicols cruzados. C. Muestra JRA-49 en nicols paralelos. D. Muestra JRA-43 en nicols cruzados.

### 5.3.1. Plagioclasa

Se realizaron 385 análisis en los cristales de plagioclasa, en transectas que se direccionaron de borde a borde o de centro a borde, dependiendo del estado de alteración de los cristales (Figura 26). Con los datos obtenidos (porcentaje del componente de anortita (An), albita (Ab) y ortoclasa (Or)) se realizó la clasificación de las plagioclasas según la propuesta de Marshall (1996), en donde se pudo determinar que estas se clasifican desde albita (An<sub>3</sub> para la composición más sódica) hasta labradorita (An<sub>57</sub> para la composición más cálcica), siendo más común la presencia de labradorita-andesina (Tabla 5, Figura 26).

Para la facies de cuarzodiorita y gabro-diorita de anfíbol (muestras JRA-15, JRA-36 y JRA-49) la composición de las plagioclasas varía entre An<sub>57</sub> – An<sub>29</sub> (labradorita-andesina), mientras que para las facies de tonalita (muestras JRA-02, JRA-43 y JRA-47) la composición de las plagioclasas varía entre An<sub>57</sub> – An<sub>3</sub> (desde albita a labradorita). Se analizaron las composiciones Ab-An entre los núcleos y los bordes de los cristales de plagioclasa, observándose que las composiciones no varían considerablemente, disminuyen ligeramente su componente cálcico (muestras JRA-02, JRA-47 y JRA-49), aunque no se observó en todas las muestras (Tabla 5).

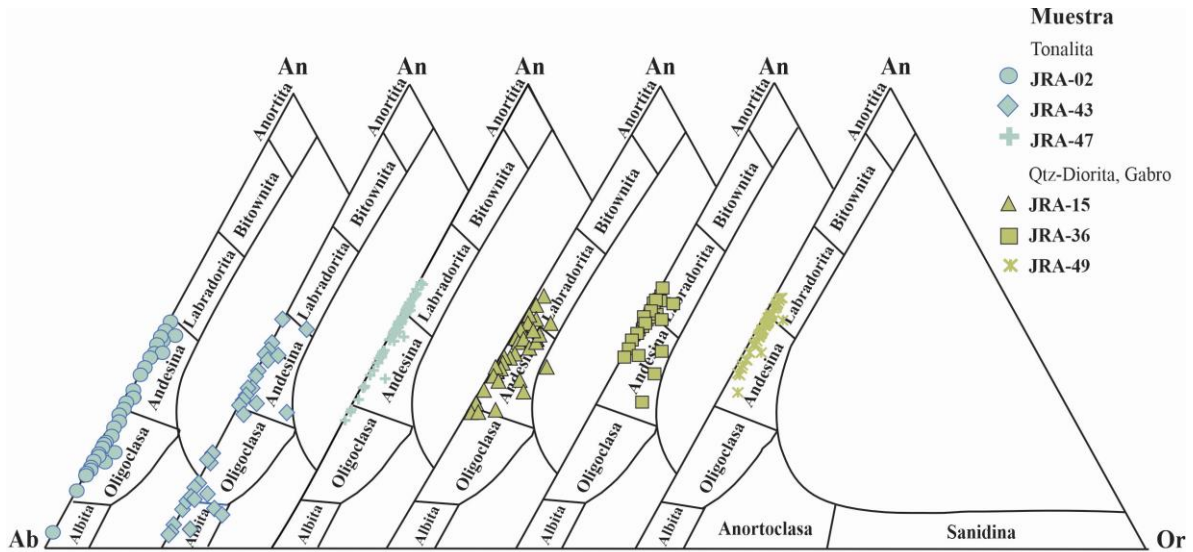
En una muestra de la facies de tonalita (JRA-43) se evidencia la presencia de dos grupos de plagioclasas (Figura 27): un grupo compuesto por plagioclasa tipo andesina y un grupo compuesto por plagioclasa tipo albita-oligoclasa, en donde se observa un vacío de datos entre ambos grupos. Este hallazgo se soporta en los análisis composicionales de las plagioclasas, puesto que, por el avanzado estado de alteración de los cristales, no fue posible realizar una diferenciación entre ambos grupos en los análisis petrográficos (determinación de características texturales o morfológicas).



**Figura 26.** Imágenes de electrones retrodispersos mostrando la localización de algunos puntos de análisis efectuados en plagioclasas. A. Muestra JRA-02. B. Muestra JRA-47.

**Tabla 5.** Porcentaje de anortita y tipo de plagioclasa en las muestras del Plutón de El Carmen

Muestra	Facies	Numero de análisis	% Anortita en la muestra	Tipo de plagioclasa	% Anortita en los núcleos de los cristales	% Anortita en los Bordes de los cristales
JRA-02	Tonalita de biotita	73	An <sub>49</sub> - An <sub>3</sub>	Andesina-Oligoclasa-albita	An <sub>48</sub> - An <sub>16</sub>	An <sub>48</sub> - An <sub>3</sub>
JRA-15	Cuarzodiorita de anfíbol	50	An <sub>55</sub> - An <sub>29</sub>	Labradorita-andesina	An <sub>53</sub> - An <sub>29</sub>	An <sub>55</sub> - An <sub>29</sub>
JRA-36	Gabro-diorita de anfíbol	81	An <sub>56</sub> - An <sub>32</sub>	Labradorita-andesina	An <sub>56</sub> - An <sub>32</sub>	An <sub>55</sub> - An <sub>38</sub>
JRA-43	Tonalita de anfíbol y biotita	35	An <sub>49</sub> - An <sub>3</sub>	Andesina-oligoclasa-albita	An <sub>49</sub> - An <sub>3</sub>	An <sub>44</sub> - An <sub>19</sub>
JRA-47	Tonalita de anfíbol	97	An <sub>57</sub> - An <sub>28</sub>	Labradorita-andesina	An <sub>56</sub> - An <sub>35</sub>	An <sub>57</sub> - An <sub>28</sub>
JRA-49	Gabro-diorita de anfíbol	49	An <sub>55</sub> - An <sub>34</sub>	Labradorita-andesina	An <sub>54</sub> - An <sub>38</sub>	An <sub>55</sub> - An <sub>34</sub>
<b>Total</b>		<b>385</b>				



**Figura 27.** Clasificación de plagioclasas (Marshall, 1996).

### 5.3.2. Anfíbol

Se realizaron 251 análisis (Tabla 6) en los cristales de anfíbol, estos se efectuaron en transectas que se direccionaron de borde a borde o de centro a borde dependiendo del estado de alteración de los cristales (Figura 28). Se calcularon los valores c.p.f.u. (cationes por unidad de formula) según la metodología de Locock (2014) y posteriormente se realizó la clasificación del subgrupo y tipo de anfíbol de las muestras del Plutón de El Carmen, según las propuestas de Leake *et al.* (1997) y Hawthorne *et al.* (2012) (Figura 29).

**Tabla 6.** Conteo de análisis por muestra efectuado en los cristales de anfíbol en las muestras del Plutón de El Carmen.

Muestra	Facies	Numero de análisis
JRA-15	Cuarzodiorita de anfíbol	44
JRA-36	Gabro-diorita de anfíbol	39
JRA-43	Tonalita de anfíbol y biotita	64
JRA-47	Tonalita de anfíbol	48
JRA-49	Gabro-diorita de anfíbol	58
<b>Total</b>		<b>253</b>



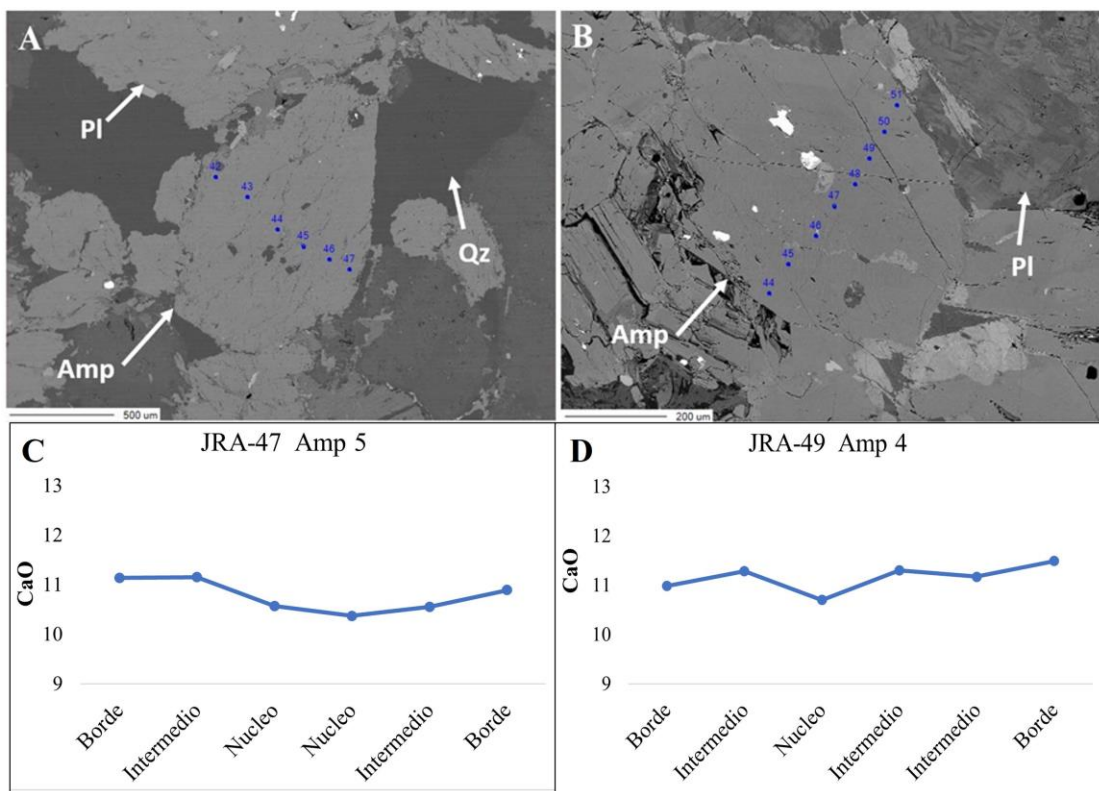
Según la propuesta de clasificación del subgrupo de anfíbol de Leake *et al.* (1997) y Hawthorne *et al.* (2012), todas las muestras del Plutón de El Carmen pertenecen al grupo o componente dominante cálcico (Figura 29A). Las relaciones de componente dominante  $C_{AB} / {}^B(Ca + Na)$  varían entre 0,98 y 1,0, resultados acordes con los valores definidos para los anfíboles cálcicos ( $C_{AB} / {}^B(Ca + Na) \geq 0,75$ ) (Hawthorne *et al.*, 2012).

Según las relaciones  ${}^A(Na + K + 2Ca)$  y  ${}^C(Al + Fe^{3+} + 2Ti)$  (Hawthorne *et al.*, 2012) del tipo o especie de anfíbol, los anfíboles de las muestras del Plutón de El Carmen corresponden a magnesio-hornblenda y pargasita principalmente (Figura 29B), además de especies que corresponden a tremolita y edenita (< 1,6% de los datos obtenidos), aunque estas últimas especies se determinaron a partir de los análisis composiciones sin ser evidente su presencia en los análisis petrográficos.

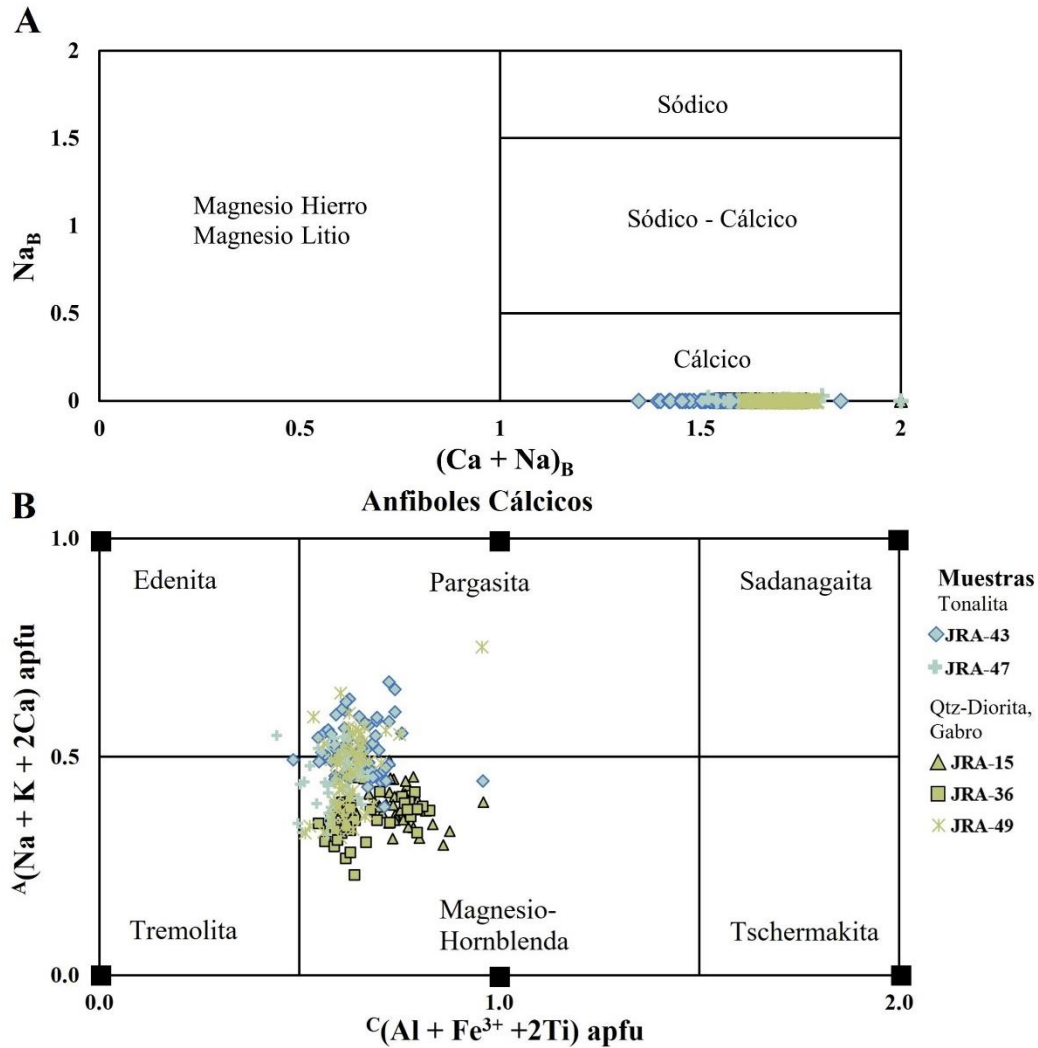
Las muestras JRA-15 y JRA-36 asociadas con las facies de cuarzdiorita y gabro-diorita de anfíbol (facies menos diferenciadas) contienen anfíboles solo del tipo magnesio-hornblenda, caracterizados por relaciones  ${}^A(Na + K + 2Ca)$  entre 0,23 – 0,49 y relaciones  ${}^C(Al + Fe^{3+} + 2Ti)$  entre 0,55 – 0,96, con valores de  $(Ca)_A$  en c.p.f.u. entre 0,002 y 0,095. Los valores de  $(Ti)_c$  varían entre 0,065 – 0,401.

La muestra JRA-47 asociada con la facies de tonalita de anfíbol y la muestras JRA-49 que pertenece a la facies diorita-gabro de anfíbol, contienen anfíboles del tipo magnesio-hornblenda principalmente y en menor proporción pargasita. Estas especies están caracterizadas por relaciones  ${}^A(Na + K + 2Ca)$  entre 0,32 – 0,75 y relaciones  ${}^C(Al + Fe^{3+} + 2Ti)$  entre 0,44 – 0,96, con valores de  $(Ca)_A$  en c.p.f.u. entre 0,00 y 0,13. Los valores de  $(Ti)_c$  varían entre 0,03 – 0,15. En los núcleos de los cristales, el contenido de CaO es ligeramente menor que en los bordes (contenidos de CaO en los núcleos de los cristales entre 9,4 – 11,4 % peso) correspondiendo con magnesio-hornblenda. En contraste, hacia los bordes de los cristales el contenido de CaO es ligeramente mayor (contenidos de CaO en los bordes de los cristales entre 9,9 – 19,5 % peso) definiendo la especie pargasita (Figura 28 C y D), evidenciando una zonación composicional en los anfíboles.

Por otro lado, la muestra JRA-43 asociada con la facies de tonalita de anfíbol y biotita (facies con componente más félsico) contiene anfíboles del tipo pargasita principalmente y en menor proporción magnesio-hornblenda, caracterizados por relaciones  $A(Na + K + 2Ca)$  entre 0,39 – 0,67 y relaciones  $C(Al + Fe^{3+} + 2Ti)$  entre 0,49 – 0,96, con valores de  $(Ca)_A$  en c.p.f.u. entre 0,02 y 0,15. Los valores de  $(Ti)_c$  varían entre 0,05 – 0,18. Según el contenido de CaO se pudo determinar una zonación composición en algunos anfíboles de esta muestra, en donde se evidenció que en los núcleos de estos cristales el contenido de CaO es ligeramente menor que en los bordes (contenidos de CaO en los núcleos de los cristales entre 9,7 – 10,7 % peso) definiendo la especie magnesio-hornblenda (zonación similar a la de las muestras JRA-47 y JRA-49). En contraste, hacia las zonas intermedias y bordes de los cristales el contenido de CaO es ligeramente mayor (contenidos de CaO en los bordes de los cristales entre 9,5 – 12,1 % peso), correspondiendo con pargasita que es la especie más abundante en esta muestra.



**Figura 28.** Imágenes de electrones retrodispersos mostrando la localización de algunos puntos de análisis efectuados en anfíboles. A. Muestra JRA-47. B. Muestra JRA-49. C. Análisis composicional de CaO en anfíbol (borde – núcleo – borde) en la muestra JRA-47. D. Análisis composicional de CaO en anfíbol (borde – núcleo – borde) en la muestra JRA-49.



**Figura 29.** Clasificación de subgrupo y tipo de anfíbol. A). Clasificación del subgrupo de anfíbol basado en los valores de Ca y Na en el componente B (Leake *et al.*, 1997). B. Clasificación de tipo de anfíbol según las relaciones  $A(Na + K + 2Ca)$  y  $C(Al + Fe^{3+} + 2Ti)$  (Hawthorne *et al.*, 2012).

Las zonaciones presentes, que muestran variaciones composicionales de magnesio-hornblenda en los núcleos a pargasita en los bordes de los cristales de anfíbol, indican procesos de enfriamiento del magma (Holland & Blundy, 1994; Hawthorne *et al.*, 2007; Winter, 2014).

### 5.3.3. Termobarometría

Las asociaciones minerales en equilibrio de las rocas que componen el Plutón de El Carmen es adecuado y acorde con las asociaciones minerales que se han utilizado para elaborar las calibraciones termobarométricas en rocas graníticas (*e.g.* cuarzo-plagioclasa+/-feldespato K, biotita, titanita: Johnson & Rutherford, 1989; Blundy & Holland, 1990; Schmidt, 1992; Holland & Blundy, 1994; Anderson, 1996; Ague, 1997; Mutch *et al.*, 2016). Se utilizó el *software* WinAmptb (Yavuz & Döner, 2017), que permite realizar estimaciones simultaneas de presión y temperatura según las diferentes calibraciones propuestas por varios autores que han realizado análisis termobarométricos y termodinámicos en anfíboles cálcicos en ambientes ígneos (*e.g.* Johnson & Rutherford, 1989; Blundy & Holland, 1990; Schmidt, 1992; Holland & Blundy, 1994; Anderson, 1996; Ague, 1997; Putirka, 2008; Ridolfi, 2010; Mutch *et al.*, 2016). Para los análisis termobarométricos se excluyó la muestra JRA-02 al no contener anfíboles.

#### 5.3.3.1. Presión

Para estimar las condiciones de presión es recomendado utilizar solo los datos de los bordes de los cristales de anfíbol que están en equilibrio con los cristales de plagioclasa (*e.g.* Johnson & Rutherford, 1989; Blundy & Holland, 1990; Schmidt, 1992; Holland & Blundy, 1994; Anderson, 1996; Ague, 1997; Mutch *et al.*, 2016).

Fue utilizada la propuesta de Ague (1997), que emplea la calibración efectuada por Johnson & Rutherford (1989) basada en el contenido de Al en anfíbol. Ague mejoró las calibraciones usando un método computacional basado en la termodinámica de la reacción química tremolita + flogopita + 2anortita + 2albita = 2 pargasita + 6cuarzo + feldespato K, que no requiere para la estimación la presencia de esfena y óxidos de Fe-Ti ni la composición del fundido, por lo que se acerca más a los datos obtenidos y a la asociación mineral del Plutón de El Carmen. Es de anotar que este barómetro puede sobreestimar la presión cuando la temperatura del ensamble mineral anfíbol-plagioclasa se encuentra por encima de la temperatura de calibración (740-780°C) (Ague, 1997).

Por otro lado, la propuesta de Mutch (2016), utiliza el contenido de Al total en los anfíboles según la expresión:

$$P(\text{kbar}) = 0,5 + 0,331 * Al_{tot} + 0,995 * Al_{tot}^2$$

Este barómetro es aplicable a rocas plutónicas con una asociación mineral constituida por anfíbol, plagioclasa ( $An_{15-80}$ ), biotita, cuarzo, feldespato K, ilmenita o titanita, magnetita y apatito. Presenta una confiabilidad significativa de los datos cuando no hay variaciones notorias en las asociaciones minerales y cuando las temperaturas del ensamble anfíbol-plagioclasa están cercanas a  $725 \pm 75^\circ\text{C}$  (Mutch *et al.*, 2016). Adicionalmente, este barómetro se puede utilizar en rocas de composiciones félsicas a intermedias, por lo anterior, es adecuado para utilizarse en las rocas del Plutón de El Carmen (se debe tener presente la incertidumbre en las estimaciones que se obtengan en las rocas de las facies máficas, aún cuando los ensambles minerales sean muy cercanos a los utilizados en la calibraciones que se utilizaron para definir este barómetro, ya que en el estudio de Mutch *et al.* (2016) no se emplearon rocas con composiciones máficas).

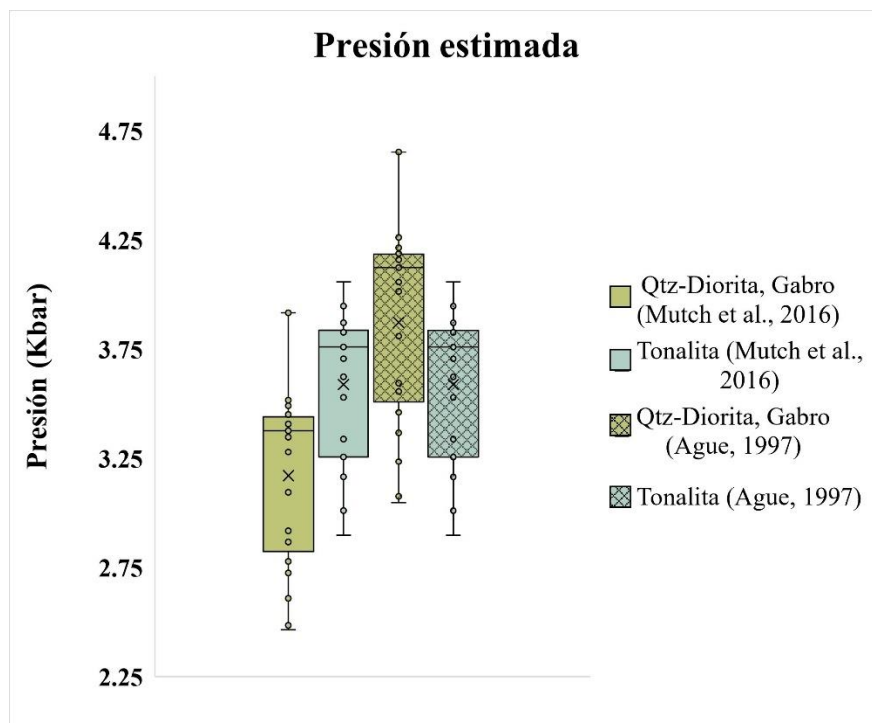
En total se utilizaron 54 datos del ensamble anfíbol-plagioclasa en las cinco muestras del Plutón de El Carmen (Tabla 7).

**Tabla 7.** Conteo de ensambles anfíbol-plagioclasa por muestra utilizados para las estimaciones de presión y temperatura de cristalización del plutón de el Carmen.

Muestra	Facies	Numero de ensambles Amp-Pl analizados
<b>JRA-15</b>	Cuarzodiorita de anfíbol	14
<b>JRA-36</b>	Gabro-diorita de anfíbol	10
<b>JRA-43</b>	Tonalita de anfíbol y biotita	3
<b>JRA-47</b>	Tonalita de anfíbol	18
<b>JRA-49</b>	Gabro-diorita de anfíbol	9
<b>Total</b>		<b>54</b>

Los resultados obtenidos para las estimaciones de presión de las rocas del Plutón de El Carmen (Tabla 8), registraron un rango entre 2,9 – 3,9 kbar según el barómetro de Mutch *et al* (2016) y entre 3,8 – 4,7 kbar según el barómetro de Ague (1997). Se evidencia que las

rocas asociadas con la facies de tonalita (muestras JRA-43 y JRA-47) reportaron un rango entre 2,4 – 3,3 kbar según el barómetro de Mutch *et al* (2016) y entre 2,9 – 4,1 kbar según el barómetro de Ague (1997). Por otro lado, las rocas de las facies de gabro-diorita y cuarzodiorita (muestras JRA-15, JRA-36 y JRA-49) registraron presiones estimadas entre 2,5 – 3,9 kbar según el barómetro de Mutch *et al* (2016), y entre 3,1 – 4,7 kbar según el barómetro de Ague (1997), valores que son ligeramente más altos que los obtenidos en las facies de tonalita (aunque para las facies máficas las estimaciones podría presentar una incertidumbre intrínseca al exhibir un ensamble mineral ligeramente diferente al de las rocas utilizadas en la calibración del barómetro, como la ausencia de feldespato K) (Figura 30).



**Figura 30.** Rango de presión estimada en el ensamble mineral anfíbol-plagioclasa para las facies de tonalita y cuarzodiorita-gabro del Plutón de El Carmen (Ague, 1997; Mutch *et al.*, 2016).

**Tabla 8.** Estimaciones termobarométricas en el ensamble mineral anfíbol-plagioclasa de las facies de tonalita y cuarzodiorita-gabro del Plutón de El Carmen.

Muestra (Facies)	Datos		Presión (kbar)		Temperatura °C					Profundidad	
	Punto Amp	Punto Pl	P (kbar) Ague (1997)	P (kbar) Mutch <i>et al</i> (2016)	T (°C) B&H (1990) usando presión arbitraria entre 1 - 5 kbar	T (°C) B&H (1990) usando calibración de Ague (1997)	T (°C) H&B (1994) ed-rect - usando presión arbitraria entre 1 - 5 kbar	T (°C) H&B (1994) ed-rect - usando calibración de Ague (1997) a 3 Kbar	T (°C) H&B (1994) ed-rect - usando la tercera iteración de Anderson (1996) a 3 Kbar	Profundidad (km. Presión según Ague, 1997)	Profundidad (km. Presión según Mutch <i>et al.</i> 2016)
<b>JRA-15</b> (cuarzodiorita de anfíbol)	Amp1-1	Pla1-1	4,01	3,28	842	825	826	831	818	14,85	12,13
	Amp2-5	Pla2-1	3,60	2,92	820	810	807	810	798	13,32	10,81
	Amp2-5*	Pla2-4	3,6	2,92	812	802	800	803	792	13,32	10,81
	Amp3-6	Pla3-1	4,16	3,41	885	865	869	873	857	15,39	12,61
	Amp3-6*	Pla3-5	4,16	3,41	855	835	845	850	837	15,39	12,61
	Amp5-1,	Pla5-2	4,19	3,45	831	812	800	806	794	15,5	12,76
	Amp5-6	Pla5-2*	3,6	2,93	804	795	800	802	793	13,33	10,83
	Amp6-2	Pla6-2	4,17	3,42	857	837	840	845	832	15,43	12,65
	Amp7-6	Pla7-1	4,12	3,39	838	820	805	811	799	15,26	12,55
	Amp7-6*	Pla7-2	4,12	3,39	837	819	804	810	799	15,26	12,55
	Amp7-6*	Pla7-3	4,12	3,39	836	818	804	809	798	15,26	12,55
	Amp8-5,	Pla8-1	4,18	3,43	851	832	834	839	827	15,48	12,69
	Amp8-5*	Pla8-2	4,18	3,43	850	831	833	838	826	15,48	12,69
	Amp10-1	Pla10-6	3,23	2,61	785	780	821	822	814	11,97	9,65
	<b>Prom</b>		<b>3,96</b>	<b>3,24</b>	<b>836</b>	<b>820</b>	<b>821</b>	<b>825</b>	<b>813</b>	<b>14,66</b>	<b>11,99</b>
<b>JRA-36</b> (gabro-diorita de anfíbol)	Amp1-4,	Pla1-12	3,37	2,72	809	802	811	813	801	12,46	10,08
	Amp1-4*	Pla1-13	3,37	2,72	790	784	795	797	787	12,46	10,08
	Amp4-1	Pla4-9	3,46	2,78	807	799	840	841	831	12,8	10,27
	Amp5-2	Pla5-7	4,27	3,52	822	802	779	786	777	15,79	13,02
	Amp6-1	Pla6-8	3,56	2,87	788	779	797	800	791	13,16	10,61
	Amp6-2	Pla6-8*	3,24	2,63	754	750	757	758	752	12,00	9,73
Amp7-5	Pla7-7	3,81	3,09	807	794	808	811	802	14,10	11,44	

Muestra (Facies)	Datos		Presión (kbar)		Temperatura °C					Profundidad	
	Punto Amp	Punto Pl	P (kbar) Ague (1997)	P (kbar) Mutch <i>et al</i> (2016)	T (°C) B&H (1990) usando presión arbitraria entre 1 - 5 kbar	T (°C) B&H (1990) usando calibración de Ague (1997)	T (°C) H&B (1994) ed-rect - usando presión arbitraria entre 1 - 5 kbar	T (°C) H&B (1994) ed-rect - usando calibración de Ague (1997) a 3 Kbar	T (°C) H&B (1994) ed-rect - usando la tercera iteración de Anderson (1996) a 3 Kbar	Profundidad (km. Presión según Ague, 1997)	Profundidad (km. Presión según Mutch <i>et al.</i> 2016)
	Amp8-6	Pla8-6	3,05	2,46	753	752	773	774	767	11,27	9,12
	Amp10-5	Pla10-1	3,07	2,48	757	755	784	785	778	11,38	9,19
	Amp10-5*	Pla10-2	3,07	2,48	757	755	784	785	778	11,38	9,19
	<b>Prom</b>		<b>3,43</b>	<b>2,78</b>	<b>784</b>	<b>777</b>	<b>793</b>	<b>795</b>	<b>786</b>	<b>12,68</b>	<b>10,27</b>
<b>JRA-43 (tonalita de anfíbol y biotita)</b>	Amp2-8	Pla2-1	3,87	3,13	860	846	867	870	854	14,32	11,57
	Amp6-6	Pla6-6	3,95	3,20	838	823	823	827	815	14,6	11,83
	Amp10-1	Pla10-8	3,71	2,98	828	816	837	839	830	13,71	11,04
	<b>Prom</b>		<b>3,84</b>	<b>3,1</b>	<b>842</b>	<b>828</b>	<b>842</b>	<b>845</b>	<b>833</b>	<b>14,21</b>	<b>11,48</b>
	Amp1-3	Pla1-1	4,06	3,33	849	831	835	840	826	15,01	12,31
	Amp1-6	Pla1-2	3,53	2,86	824	815	851	853	840	13,06	10,57
	Amp1-10	Pla1-3	3,26	2,64	822	817	835	836	825	12,05	9,78
	Amp1-10*	Pla1-4	3,26	2,64	850	845	857	858	844	12,05	9,78
	Amp2-8	Pla2-1	3,19	2,58	846	842	874	875	860	11,79	9,53
	Amp2-10	Pla2-1*	3,84	3,12	883	868	873	876	858	14,19	11,55
<b>JRA-47 (tonalita de anfíbol)</b>	Amp2-10*	Pla2-2	3,84	3,12	857	843	854	857	842	14,19	11,55
	Amp2-10*	Pla2-3	3,84	3,12	837	823	837	841	828	14,19	11,55
	Amp3-1	Pla3-8	3,34	2,71	803	798	811	812	803	12,35	10,01
	Amp3-4	Pla3-8*	3,01	2,46	756	755	759	759	753	11,14	9,10
	Amp4-1	Pla4-1	2,90	2,35	778	779	832	831	822	10,72	8,69
	Amp5-1	Pla5-6	3,76	3,06	817	805	809	812	803	13,91	11,34
	Amp5-1*	Pla5-1	3,76	3,06	821	809	812	815	806	13,91	11,34
	Amp6-1	Pla6-5	3,88	3,16	827	812	826	830	819	14,35	11,7
	Amp7-6	Pla7-1	3,62	2,94	813	802	812	814	805	13,41	10,87



Muestra (Facies)	Datos		Presión (kbar)		Temperatura °C					Profundidad	
	Punto Amp	Punto Pl	P (kbar) Ague (1997)	P (kbar) Mutch <i>et al</i> (2016)	T (°C) B&H (1990) usando presión arbitraria entre 1 - 5 kbar	T (°C) B&H (1990) usando calibración de Ague (1997)	T (°C) H&B (1994) ed-rect - usando presión arbitraria entre 1 - 5 kbar	T (°C) H&B (1994) ed-rect - usando calibración de Ague (1997) a 3 Kbar	T (°C) H&B (1994) ed-rect - usando la tercera iteración de Anderson (1996) a 3 Kbar	Profundidad (km. Presión según Ague, 1997)	Profundidad (km. Presión según Mutch <i>et al.</i> 2016)
	Amp8-4	Pla8-6	3,16	2,57	777	774	795	795	788	11,71	9,51
	Amp9-3	Pla9-1	3,83	3,13	817	804	792	796	788	14,16	11,58
	Amp9-1	Pla9-1*	3,77	3,08	812	800	820	823	812	13,94	11,39
	<b>Prom</b>		<b>3,55</b>	<b>2,89</b>	<b>821</b>	<b>812</b>	<b>827</b>	<b>829</b>	<b>818</b>	<b>13,12</b>	<b>10,68</b>
	Amp1-8	Pla1-6	4,13	3,38	852	833	837	841	830	15,28	12,49
	Amp2-8	Pla2-1	4,22	3,49	873	852	823	828	817	15,62	12,91
	Amp3-8	Pla3-1	4,26	3,52	910	888	853	858	844	15,77	13,01
<b>JRA-49</b> <b>(gabro-diorita</b> <b>de anfíbol)</b>	Amp3-8	Pla3-8	4,26	3,52	867	846	823	828	818	15,77	13,01
	Amp4-8	Pla4-6	4,06	3,35	834	817	783	788	780	15,01	12,38
	Amp5-1	Pla5-5	4,21	3,49	836	817	779	785	777	15,59	12,91
	Amp6-1	Pla6-5	3,59	2,92	803	793	795	798	789	13,30	10,79
	Amp9-7	Pla9-1	4,65	3,92	865	837	805	813	802	17,22	14,49
	Amp9-7	Pla9-3	4,65	3,92	863	835	804	812	801	17,22	14,49
	<b>Prom</b>		<b>4,23</b>	<b>3,5</b>	<b>856</b>	<b>835</b>	<b>811</b>	<b>817</b>	<b>806</b>	<b>15,64</b>	<b>12,94</b>

\*Dato de calibración duplicado para equiparar el ensamble anfíbol-plagioclasa (Amp-Pl) en cristales vecinos

\*\*T (°C) B&H (1990): Blundy & Holland (1990), T (°C) B&H (1990): Holland & Blundy (1994), T (°C) H&B (1994) ed-rect: Holland & Blundy (1994) utilizando la reacción Edenita + Albita = Richterita + Anortita (T2)

Factor de conversión para la profundidad de emplazamiento 1 GPa  $\approx$  37 km según Bloch *et al.*, 2017

### 5.3.3.2. Temperatura

Fueron usados los datos de los bordes de los cristales de anfíbol que se encuentran en contacto con los cristales de plagioclasa (*e.g.* Johnson & Rutherford, 1989; Blundy & Holland, 1990; Schmidt, 1992; Holland & Blundy, 1994; Anderson, 1996; Ague, 1997; Mutch., *et al* 2016).

Para hallar los valores de temperatura de cristalización de El Plutón de El Carmen se usaron las propuestas de Blundy & Holland (1990) y Holland & Blundy (1994), además de las propuestas de Anderson (1996) y Ague (1997), que utilizan como base de sus estimaciones ambas calibraciones. La propuesta de Blundy & Holland (1990) calcula un termómetro que es dependiente de la presión y que se basa en el contenido de Al<sup>(IV)</sup> (c.p.u.f.) de los anfíboles cálcicos que se encuentran en contacto con la plagioclasa. Este termómetro utiliza las siguientes reacciones en equilibrio: I) Edenita + 4 cuarzo = Tremolita + Albita y II) Pargasita + 4 Cuarzo = Hornblenda + Albita, según la expresión propuesta por Yavuz & Döner (2017):

$$[T]_{\text{BH}_{90}} \text{ (K)} = \frac{0.677 * P(\text{kbar}) - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314 * \ln\left(\frac{\text{Si} - 4}{8 - \text{Si}}\right) * X_{\text{Ab}}^{\text{Plag}}}$$

Este termómetro es aplicable para rocas que contienen plagioclasas (<An<sub>92</sub>) y anfíboles (7,8 < Si c.p.u.f.) que están en equilibrio en un rango de temperatura entre 500 – 1100°C (+/-40 °C). Estos valores están acordes con los resultados de los análisis de las rocas del Plutón de El Carmen.

Holland & Blundy (1994) mejoraron la estimación realizada previamente (Blundy & Holland, 1990) con dos nuevas calibraciones: I) Edenita+ 4 Cuarzo = Tremolita + Albita (*T1*) y II) Edenita + Albita = Richterita + Anortita (*T2*), según las expresiones propuestas por Yavuz & Döner (2017):

$$[T1]_{\text{BH}_{94}} \text{ (K)} = \frac{-76.95 + 0.79 * P(\text{kbar}) + Y_{\text{Ab}} + 39.4 * X_{\text{Na}}^{\text{A}} + 22.4 * X_{\text{K}}^{\text{A}} + (41.5 - 2.89 * P(\text{kbar})) * X_{\text{Al}}^{\text{M2}}}{-0.065 - R * \ln\left(\frac{27 * X_{\text{Si}}^{\text{A}} * X_{\text{Si}}^{\text{T1}} * X_{\text{Ab}}^{\text{Plag}}}{256 * X_{\text{Na}}^{\text{A}} * X_{\text{Al}}^{\text{T1}}}\right)}$$

y

$$[T2]_{\text{BH}_{94}} (\text{K}) = \frac{78.44 + Y_{\text{Ab-An}} - 33.6 * X_{\text{Na}}^{\text{M4}} - (66.8 - 2.92 * P(\text{kbar})) * X_{\text{Al}}^{\text{M2}} + 78.5 * X_{\text{Al}}^{\text{T1}} + 9.4 * X_{\text{Na}}^{\text{A}}}{0.0721 - R * \ln \left( \frac{27 * X_{\text{Na}}^{\text{M4}} * X_{\text{Si}}^{\text{T1}} * X_{\text{An}}^{\text{Plag}}}{64 * X_{\text{Ca}}^{\text{M4}} * X_{\text{Al}}^{\text{T1}} * X_{\text{Ab}}^{\text{Plag}}} \right)}$$

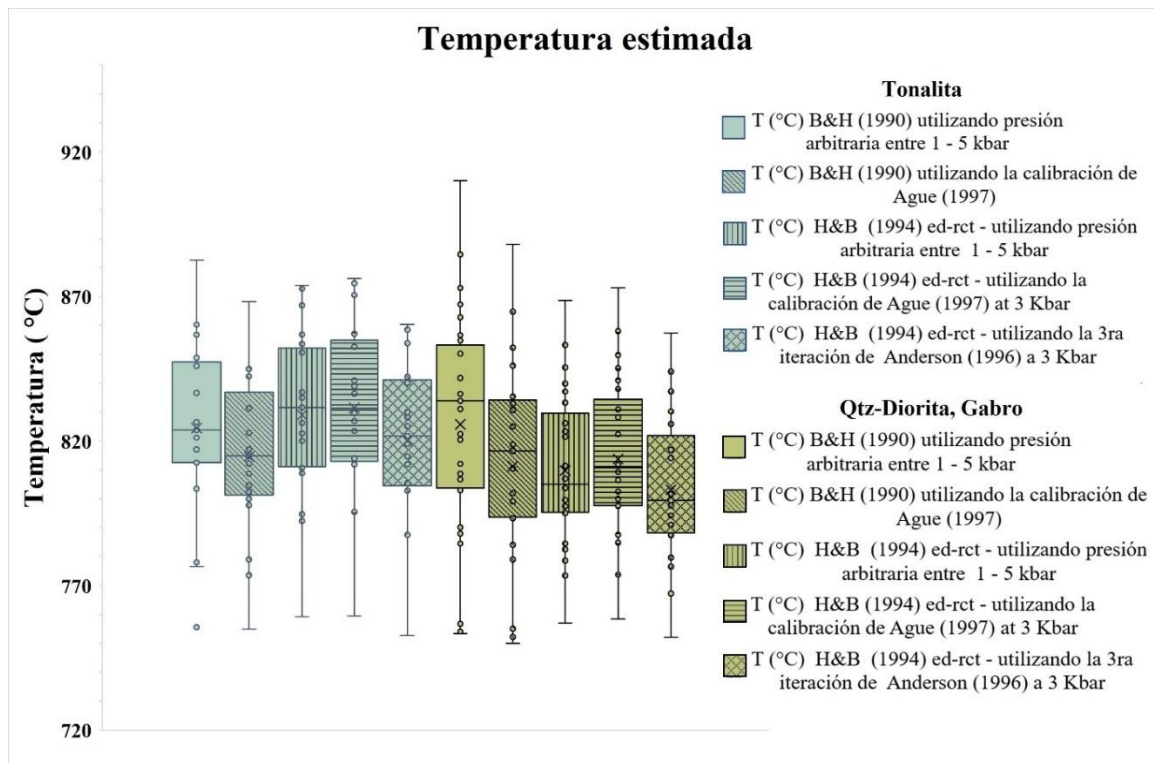
Estas nuevas calibraciones permiten utilizar este termómetro en una extensa variedad de rocas plutónicas con condiciones de P-T entre 1 – 15 kbar y 400 – 1100 °C (+/- 40 °C). Anderson (1996) compara ambas reacciones y sugiere la utilización de la reacción número II (T2) al considerarla más confiable y con menos márgenes de sobreestimación del parámetro de temperatura.

Para el caso del Plutón de El Carmen se usó la reacción II a 3 kbar (valor promedio obtenido en los datos barométricos), pues esta reacción mostró valores más consistentes; además, según Anderson (1996) es la calibración más ajustada.

Según los resultados obtenidos para las estimaciones de temperatura de las rocas del Plutón de El Carmen (Tabla 8, Figura 31), este cristalizó en un rango de temperatura entre 753 – 910 °C según el termómetro de Blundy & Holland (1990) que asume una presión arbitraria entre 1 – 5 kbar y entre 750 – 888°C según la propuesta modificada de Ague (1997) con un valor asumido de presión de 3 kbar (valor promedio en las estimaciones de presión). Para el termómetro de Holland & Blundy (1994) a una presión arbitraria entre 1 – 5 kbar (reacción 2 ed-rct) se obtuvieron valores entre 757 - 854°C. Por otro lado, según la propuesta de Anderson (1996) y Ague (1997) se obtuvieron rangos entre 752 – 860 °C y 758 – 876 °C respectivamente.

Se evidencia que las rocas asociadas con la facies de tonalita (muestras JRA-43 y JRA-47) reportaron un rango de temperatura entre 756 – 883 °C según el termómetro de Blundy & Holland (1990) y entre 755 – 868 °C según la propuesta modificada de Ague (1997). Para el termómetro de Holland & Blundy (1994) a una presión arbitraria entre 1 – 5 kbar (reacción 2 ed-rct) se obtuvieron valores entre 759 – 874 °C. Adicionalmente, según la propuesta de Anderson (1996) y Ague (1997) se obtuvieron rangos entre 753 – 860 °C y 759 – 876 °C respectivamente.

Por otro lado, las rocas de las facies de gabro-diorita y cuarzodiorita (JRA-15, JRA-36 y JRA-49) reportaron un rango de temperatura entre 826 – 910°C según el termómetro de Blundy & Holland (1990) y entre 750 – 888°C según la propuesta modificada de Ague (1997). Para el termómetro de Holland & Blundy (1994) a una presión arbitraria entre 1 – 5 kbar (reacción 2 ed-rct) se obtuvieron valores entre 757 – 869 °C. Adicionalmente, según la propuesta de Anderson (1996) y Ague (1997) se obtuvieron rangos entre 752 – 857 °C y 758 – 873 °C respectivamente.

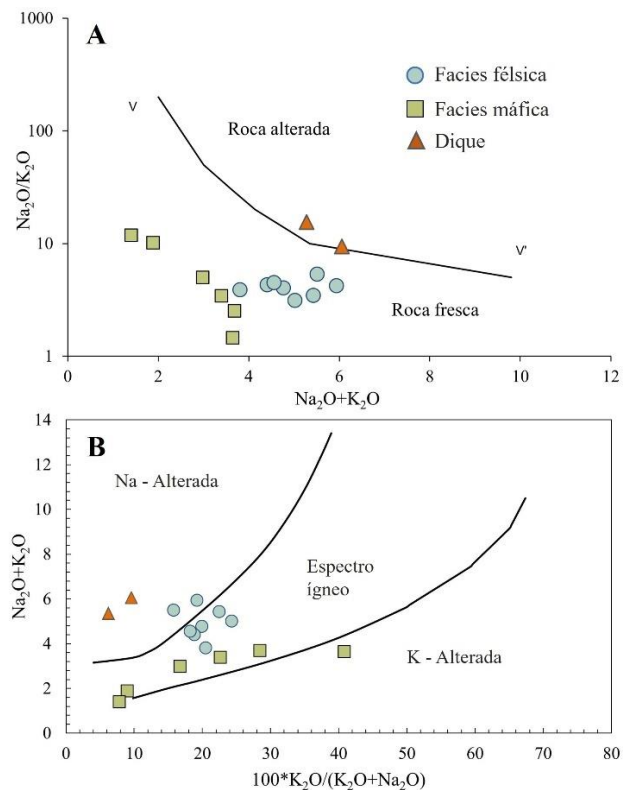


**Figura 31.** Rango de temperatura estimada en el ensamble mineral anfíbol-plagioclasa (Amp-Pl) para las facies de tonalita y cuarzodiorita-gabro del Plutón de El Carmen: T (°C) B&H (1990): Blundy & Holland (1990), T (°C) B&H (1990): Holland & Blundy (1994), T (°C) H&B (1994) ed-rct: Holland & Blundy (1994) usando la reacción edenita + albita = richterita + anortita (T2).

## 5.4. Geoquímica

Fueron analizadas 16 muestras de roca para obtención de óxidos mayores y elementos traza (Figura 11): ocho muestras de la facies félsica (tonalita), seis muestras de la facies máfica (cuarzodiorita y gabro) y dos muestras de diques (un dique granítico y un dique microtonalítico porfirítico silicificado) (para la localización de las muestras ver Figura 12). En la tabla 9 se reportan los resultados de los análisis geoquímicos multi-elementales de óxidos mayores y elementos traza.

Las relaciones entre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Miyashiro, 1974) y  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $100*\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  (Hughes, 1972) evidencian que las muestras de ambas facies son adecuadas (i.e. poco alteradas) para documentar los procesos petrogenéticos del plutón (Figura 32). Por otro lado, las muestras de los diques se encuentran cerca del límite roca fresca-alterada.



**Figura 32.** Grado de alteración de las muestras. A. Diagrama  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  de Miyashiro (1974) para diferenciar estados de alteración de las rocas. B. Diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $100*\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  de Hughes (1972).

**Tabla 9.** Resultados de análisis de óxidos mayores y elementos traza en las muestras del Plutón de El Carmen y de las muestras estándar para QA/QC.

Muestra	EZC01	EZC02	EZC03	EZC04	EZC05	EZC06	EZC07	EZC08	EZC09	EZC10	EZC12	EZC13	EZC14	EZC15	JRA-43	JRA-46	OREAS-45c	NCSDC71301	OREAS 146	OREAS 24b	GRE-3	
Coord	Lon. -74,802 Lat. 7,5457	Lon. -74,805 Lat. 7,5405	Lon. -74,818 Lat. 7,5395	Lon. -74,795 Lat. 7,5782	Lon. -74,810 Lat. 7,5358	Lon. -74,804 Lat. 7,5351	Lon. -74,815 Lat. 7,5254	Lon. -74,824 Lat. 7,5695	Lon. - Lat. 74,8199 7,55267	Lon. -74,804 Lat. 7,5527	Lon. -74,806 Lat. 7,5663	Lon. -74,805 Lat. 7,5665	Lon. -74,805 Lat. 7,5415	Lon. -74,821 Lat. 7,5684	Lon. -74,819 Lat. 7,55176	Lon. -74,804 Lat. 7,5612						
Tipo de roca	Qtz- diorita, gabro	Tonal	Tonal	Qtz- diorita, gabro	Tonal	Qtz- diorita, gabro	Tonal	Tonal	Tonal	Qtz- diorita, gabro	Dique	Qtz- diorita, gabro	Tonal	Dique	Tonal	Qtz- diorita, gabro	St	St	St	St	St	
SiO <sub>2</sub>	48,6	77	64,1	45,6	75,4	49,1	67,6	68,5	63,1	48,9	76,6	53,1	72,1	75,4	62,5	45,5	42,3		20,2	65,2		
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,14	0,33	0,76	0,15	0,76	0,28	0,33	0,51	0,58	0,14	0,49	0,31	0,09	0,57	0,75	2,04		1,35	0,81		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,65	12,65	16	16,95	13,4	15,9	15,4	15,8	16,45	15,95	12,3	15,55	13,25	14,2	15,8	16,95	13,15		2,89	14,8		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,65	1,91	4,64	11,45	1,88	10,75	4,59	4,86	6,37	9,07	2,4	8,18	3,48	2,03	7,45	10,75	26		28,2	6,22		
MnO	0,19	0,05	0,12	0,2	0,06	0,19	0,13	0,15	0,13	0,17	0,03	0,15	0,1	0,05	0,15	0,18	0,14		2,32	0,06		
MgO	7,3	0,38	1,64	7,2	0,43	6,93	1,28	1,31	2,12	8,08	0,35	6,35	1,18	0,37	2,38	7,53	0,41		6,65	2,69		
CaO	8,95	1,8	3,82	12,3	1,9	9,63	4,25	4,85	5,82	10,25	2,24	9,07	2,85	2,27	6,02	12,8	0,7		16,85	1,49		
Na <sub>2</sub> O	2,64	4,64	4,21	1,72	4,8	2,63	3,82	3,58	3,73	2,16	4,96	2,49	3,8	5,48	3,03	1,3	0,14		0,31	1,21		
K <sub>2</sub> O	1,05	0,87	1,22	0,17	1,14	0,77	0,95	0,83	0,83	1,49	0,32	0,5	1,22	0,58	0,78	0,11	0,39		1,23	3,26		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,02	0,06	0,07	0,02	0,07	0,08	0,08	0,06	0,03	0,03	0,05	0,07	0,04	0,08	0,07	0,11		0,11	0,14		
LOI	3,33	1,1	3,68	2,17	1,08	3,46	2,36	1,63	1,77	2,51	1,2	2,97	2,6	1,14	2,05	2,84						
Total	98,18	100,56	99,82	98,59	100,26	100,19	100,74	101,92	100,89	99,19	100,57	98,9	100,96	101,65	100,81	98,78	97,25		91,71			
Ba	223	346	185	46,3	427	217	204	231	216	356	224	107,5	213	259	222	23,1	273	270	>10000	723	6710	
Rb	33,8	24,1	38,3	4,2	23,5	24,6	27,4	21,9	23,6	55	17,3	15,2	44,1	14,7	21,1	2	22,6	174,5	27,9	174	0,8	
Sr	300	157,5	321	232	160,5	290	292	275	267	182,5	146	272	178,5	216	207	240	36,7	1620	3360	129,5	2190	
Zr	41	89	49	27	83	36	69	72	100	31	129	47	110	49	79	28	302	1920	238	236	946	
Nb	1,1	2,5	1,1	0,8	2,6	0,8	1,2	1,3	1,4	0,7	2,8	0,7	2	1,9	1,5	0,9	27,7	94,2	406	15,3	>2500	
Cr	120	10	10	90	<10	100	<10	10	10	40	20	80	10	10	20	20	1080	<10	200	150	50	
La	4,6	20,8	6,3	2,9	23,2	3,4	7,7	6,3	7,3	3	10,2	2,9	12	12,3	7,2	2,6	24,8	180	2410	45,5	2240	
Ce	11,4	42,8	13,3	7,7	48,3	8,9	17,2	14,9	16,8	7,7	23,4	7,4	25,6	29	17,5	8	47,4	303	4590	87,6	4430	
Pr	1,58	4,88	1,73	1,22	5,62	1,39	2,41	2,14	2,39	1,19	2,84	0,95	2,72	3,58	2,37	1,37	5,84	25,2	498	10,7	513	
Nd	7,6	18,3	7,7	6,1	20,2	7	11,1	9,4	10,4	5,9	12,5	5,4	11,7	16,9	10,6	8	21,9	80,5	2190	39,9	1875	
Sm	2,12	3,77	1,71	2,03	3,97	1,88	2,82	2,66	2,92	1,75	3,49	1,44	2,15	4,56	3,11	2,77	4,86	11,45	445	7,74	287	
Eu	0,78	0,84	0,66	0,79	0,84	0,82	0,74	0,78	0,89	0,66	0,67	0,57	0,76	0,67	0,84	1,01	1,19	2,81	118,5	1,41	74,7	
Gd	2,48	3,51	2,23	2,79	3,88	2,68	3,52	3,71	3,78	2,48	3,75	1,66	1,81	4,61	3,73	4,02	3,85	7,62	326	6,61	182	
Tb	0,37	0,56	0,32	0,46	0,56	0,43	0,58	0,6	0,65	0,38	0,6	0,3	0,34	0,81	0,63	0,7	0,66	1,1	46,1	1,06	20,3	
Dy	2,34	3,13	2,13	3,01	3,46	2,92	3,78	4,1	3,89	2,47	4,28	1,65	1,99	5,09	4,2	4,1	3,81	6,17	216	6,19	92,3	

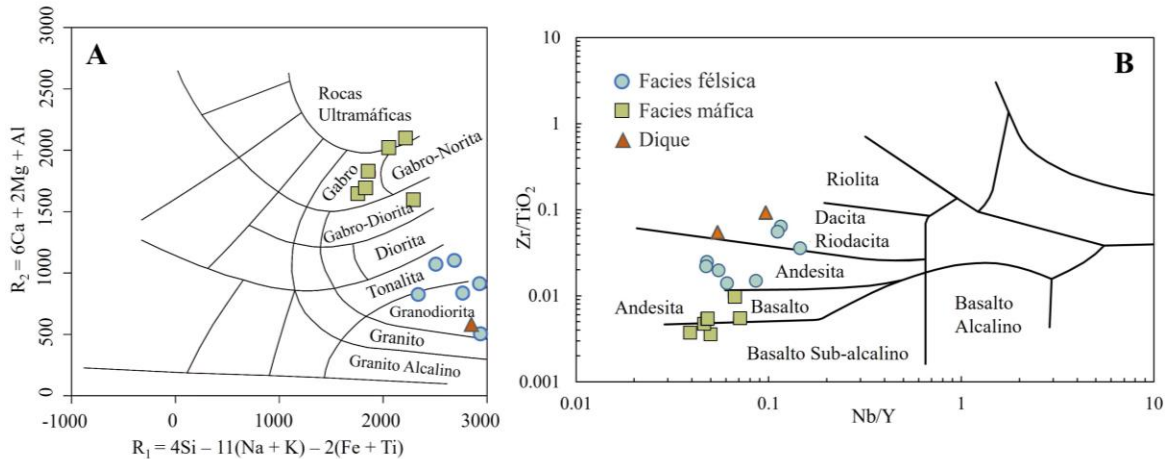
Muestra	EZC01	EZC02	EZC03	EZC04	EZC05	EZC06	EZC07	EZC08	EZC09	EZC10	EZC12	EZC13	EZC14	EZC15	JRA-43	JRA-46	OREAS-45c	NCSDC71301	OREAS 146	OREAS 24b	GRE-3	
Coord	Lon. -74,802 Lat. 7,5457	Lon. -74,805 Lat. 7,5405	Lon. -74,818 Lat. 7,5395	Lon. -74,795 Lat. 7,5782	Lon. -74,810 Lat. 7,5358	Lon. -74,804 Lat. 7,5351	Lon. -74,815 Lat. 7,5254	Lon. -74,824 Lat. 7,5695	Lon. -74,8199 Lat. 7,55267	Lon. -74,804 Lat. 7,5527	Lon. -74,806 Lat. 7,5663	Lon. -74,805 Lat. 7,5665	Lon. -74,805 Lat. 7,5415	Lon. -74,821 Lat. 7,5684	Lon. -74,819 Lat. 7,55176	Lon. -74,804 Lat. 7,5612						
Tipo de roca	Qtz- diorita, gabro	Tonal	Tonal	Qtz- diorita, gabro	Tonal	Qtz- diorita, gabro	Tonal	Tonal	Tonal	Qtz- diorita, gabro	Dique	Qtz- diorita, gabro	Tonal	Dique	Tonal	Qtz- diorita, gabro	St	St	St	St	St	
Ho	0,55	0,76	0,47	0,65	0,83	0,64	0,86	0,94	0,9	0,58	0,89	0,37	0,42	0,99	0,88	0,88	0,75	1,07	33,6	1,24	13,85	
Er	1,55	2,31	1,33	1,84	2,38	1,91	2,51	3,1	2,7	1,64	2,74	1,32	1,28	3,29	2,76	2,51	2,18	3,02	81,2	3,61	28,1	
Tm	0,26	0,35	0,29	0,31	0,48	0,34	0,52	0,48	0,52	0,29	0,52	0,23	0,29	0,5	0,4	0,39	0,35	0,53	8,97	0,56	3,25	
Yb	1,5	2,3	1,42	1,86	2,42	1,82	2,99	3	3,11	1,7	3,12	1,07	1,73	3,78	3,22	2,49	2,08	3,35	49,4	3,33	15,35	
Lu	0,19	0,36	0,24	0,24	0,4	0,26	0,45	0,52	0,44	0,22	0,54	0,18	0,29	0,59	0,47	0,32	0,31	0,53	6,38	0,54	1,7	
Y	15,5	21,6	12,8	16	23,3	17,3	25	27,4	25,4	14,6	29	10,5	13,7	35,1	24,7	23	17,1	35,5	963	34,4	332	
Cs	1,96	0,79	2,49	0,29	0,93	1	0,96	0,54	0,58	2,52	0,6	0,71	1,51	0,4	0,65	0,06	2,27	2,36	0,51	10,75	0,1	
Ta	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,3	0,4	0,4	0,2	0,2	1,4	2,5	4,2	1,3	166,5	
Hf	1,2	2,9	1,6	1	2,8	1,3	2,3	2,7	3	1,1	3,8	1,2	3,1	2	2,3	1	8,4	49,4	3,9	6,6	19,9	
Ga	15	14,7	15,8	17,1	13,4	16,6	15,4	15,9	17	14,8	14,2	15,6	14,6	13,8	16	16,6	27,1	51,3	26,6	21,5	44,3	
Sn	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	1	1	1	<1	<1	4	10	43	4	44	
Th	2,1	6,16	0,9	0,22	6,2	0,85	1,44	1,43	0,73	0,36	2,63	0,57	3,22	2,82	1,2	0,17	10,25	98,3	889	16,8	117,5	
U	0,65	0,95	0,21	0,09	0,9	0,24	0,41	0,54	0,26	0,21	1,15	0,32	1,17	0,91	0,48	0,11	2,46	21,1	2,6	3,23	110	
V	243	26	71	317	20	317	40	40	142	263	17	220	64	22	152	278	266	276	168	127	1200	
W	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	1	1	1	1	3	2	2	3	27	4	1	
(La/Lu) <sub>N</sub>	2,5	5,97	2,71	1,25	5,99	1,35	1,77	1,25	1,71	1,41	1,95	1,66	4,28	2,15	1,58	0,84						
Eu/Eu*	1,04	0,7	1,04	1,02	0,65	1,12	0,72	0,76	0,82	0,97	0,57	1,13	1,15	0,44	0,76	0,93						
(La/Yb) <sub>N</sub>	2,05	6,05	2,97	1,04	6,41	1,25	1,72	1,4	1,57	1,18	2,19	1,81	4,64	2,18	1,5	0,7						

Límites de detección usados: SiO<sub>2</sub> (0.01-100%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.01-100 %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.01-100%), CaO (0.01-100%), MgO (0.01-100%), Na<sub>2</sub>O (0.01-100%), K<sub>2</sub>O (0.01-100%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.002-100%), TiO<sub>2</sub> (0.01-100%), MnO (0.01-100%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.01-100%), SrO (0.01-100%), BaO (0.01-100%), Ba (0.5-10000 ppm), Ce (0.1-10000 ppm), Cr (10-10000 ppm), Cs (0.01-10000 ppm), Dy (0.05-1000 ppm), Er (0.03-1000 ppm), Eu (0.02-1000 ppm), Ga (0.1-1000 ppm), Gd (0.05-1000 ppm), Hf (0.1-10000 ppm), Ho (0.01-1000 ppm), La (0.1-10000 ppm), Lu (0.01-1000 ppm), Nb (0.01-2500 ppm), Nd (0.1-10000 ppm), Pr (0.02-1000 ppm), Rb (0.2-10000 ppm), Sm (0.03-1000 ppm), Sn (1-10000 ppm), Sr (0.1-10000 ppm), Ta (0.1-2500 ppm), Tb (0.01-1000 ppm), Th (0.05-1000 ppm), Tm (0.01-1000 ppm), U (0.05-1000 ppm), V (5-10000 ppm), W (1-10000 ppm), Y (0.1-10000 ppm), Yb (0.03-1000 ppm) and Zr (2-10000 ppm). \*St : Estándar, \*Tonal: Tonalita

#### 5.4.1. Clasificación geoquímica

Debido a procesos de alteración hidrotermal tardíos (silicificación) que afectaron al plutón, en ocasiones imperceptibles en muestra de mano, fueron usadas sistemáticas de clasificación que no dependieran únicamente de dos componentes, entre ellos  $\text{SiO}_2$ . Teniendo en cuenta lo anterior, se analizó la relación Ca, Mg, Al vs Si, Na, K, Fe y Ti (De la Roche *et al.*, 1980), donde se observa que las muestras de la facies máfica se proyectan dentro de los campos de gabros y gabrodioritas, mientras que las muestras de la facies félsica se clasifican como tonalitas y granodioritas (Figura 33A). Los diques graníticos presentan composiciones que lo relacionan con las granodioritas (Figura 33A). Adicionalmente, se utilizaron las relaciones entre elementos inmóviles tales como Zr, Nb y Y, evitando así imprecisiones debido a los enriquecimientos en elementos móviles que afectaría la nomenclatura de las rocas relacionadas con las alteraciones hidrotermales previamente mencionadas. Por este motivo fue usada la sistemática propuesta por Winchester & Floyd (1977), como método para confirmar los diagramas de De la Roche *et al.*, 1980 que, aunque los nombres usados por estos autores son de rocas volcánicas, su sistemática es aplicable a los equivalentes plutónicos de acuerdo con las muestras analizadas en dicha propuesta (*cf.* Winchester & Floyd, 1977; Floyd & Winchester, 1978). Es importante tener presente que los nombres de las rocas gabroicas, al presentar variaciones composicionales amplias debido a sus procesos de diferenciación magmática podrían clasificarse dentro de campos que no se incluyen en los diagramas de rocas volcánicas, por lo tanto, para efectos de esta comparación, se agruparon como gabros. En el diagrama propuesto por Winchester & Floyd (1977) se observa que las rocas relacionadas con la facies máfica presentan un componente intermedio a máfico, proyectándose dentro de los campos de andesita y basalto (i.e. diorita y gabro) y para la facies félsica las muestras se agrupan entre andesita y riódacita-dacita (i.e. tonalita y granodiorita) (Figura 33B). Los diques se sitúan en el campo riódacita-dacita (i.e. granodiorita) (Figura 33B).



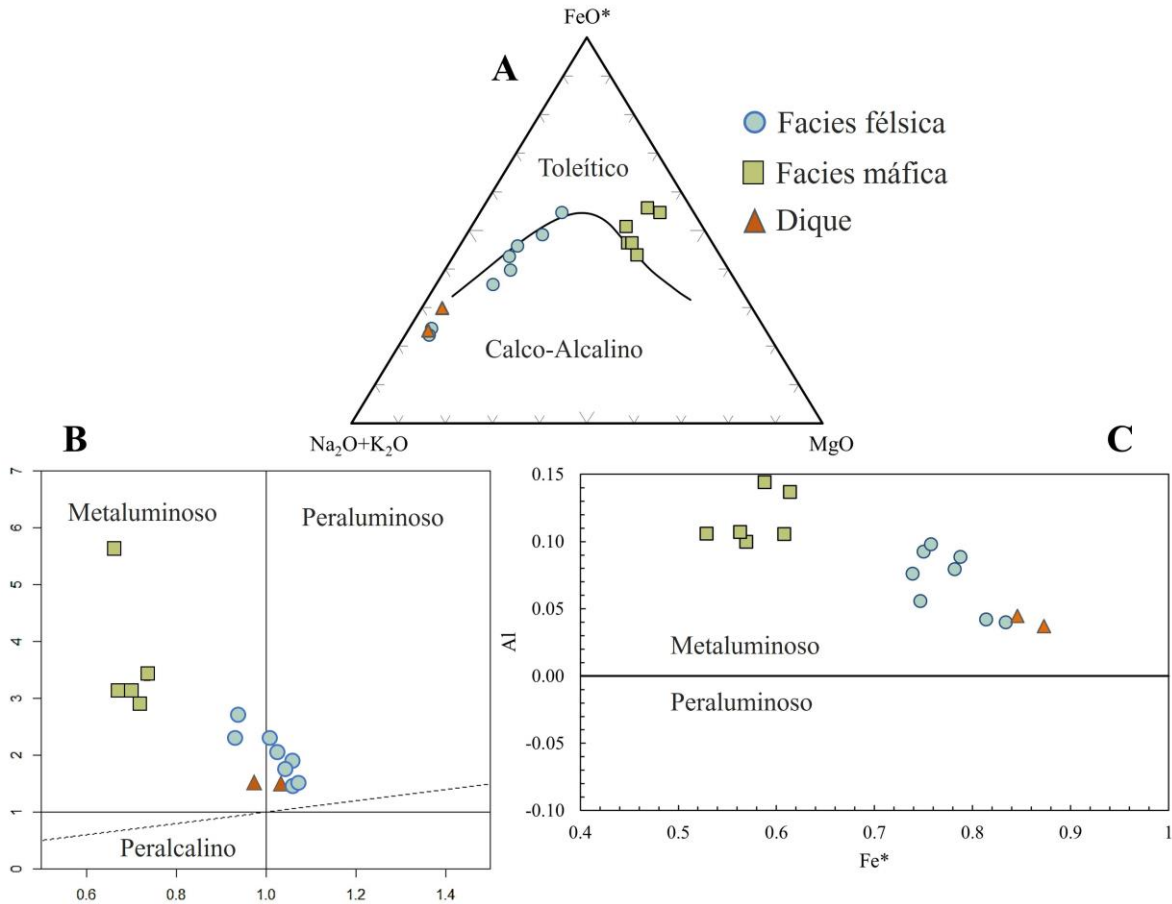


**Figura 33.** Clasificación química de las rocas del Plutón de El Carmen. A. Diagrama de clasificación de rocas plutónicas (De la Roche *et al.*, 1980). B. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas basada en elementos inmóviles (Winchester & Floyd, 1977).

#### 5.4.2. Afinidad e índice de saturación de alúmina del magma

Para determinar la afinidad de los magmas que formaron las rocas del Plutón de El Carmen se utilizó el diagrama AFM propuesto por Irvine & Baragar (1971) (Figura 34A), en el cual se evidencia que las muestras de la facies máfica presenta un carácter toleítico, ubicándose cerca al límite entre las series toleítica-calco-alcalina, con una tendencia de enriquecimiento en Fe. Las rocas relacionadas con las facies félsicas y los diques se ubican en el campo de la serie calco-alcalina, con una clara tendencia de enriquecimiento en álcalis.

Respecto al índice de saturación de alúmina se utilizaron las relaciones entre  $(Al_2O_3/[CaO + NaO + K_2O])$  vs el índice de saturación de álcalis  $(Al_2O_3/[NaO + K_2O])$  (Figura 34B), donde se observa que las muestras de la facies máfica presentan un carácter metaluminoso, mientras que las rocas asociadas a la facies félsica, incluyendo los diques graníticos, presentan un carácter peraluminoso a metaluminoso (se ubican cerca de la zona límite de ambos campos). Por otra parte, la relación Al vs Fe\* (Figura 34C), la cual evalúa el índice de saturación de alúmina, muestra que todas las rocas presentan un carácter metaluminoso.



**Figura 34.** Afinidad e índice de saturación de alúmina. A. Diagrama AFM, Irvine & Baragar (1971). B. Índice de saturación de alúmina ( $Al_2O_3 / [CaO + NaO + K_2O]$ ) vs Índice de saturación de álcalis ( $Al_2O_3 / [NaO + K_2O]$ ) propuesto por Shand (1943). C. Índice de saturación de alúmina Al vs  $Fe^*$ , Frost & Frost (2008).

#### 5.4.3. Diagramas Harker

Las relaciones de los óxidos mayores con respecto a  $SiO_2$  (Figura 35) permiten evidenciar correlaciones negativas o de empobrecimiento relativo respecto a  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$  vs  $SiO_2$  y correlaciones positivas o de enriquecimiento respecto a  $Na_2O$ ,  $K_2O$  y  $P_2O_5$  vs  $SiO_2$ . Las rocas calco-alcálicas (facies de tonalita) están caracterizadas por valores moderados a altos de  $SiO_2$  (62,5 – 77,0 % peso), bajos contenidos de  $MgO$  (0,4 – 2,4 % peso) y  $TiO_2$  (0,1 – 0,6 % peso). Las rocas de carácter toleítico (cuarzodiorita, gabro-diorita) presentan valores bajos a intermedios de  $SiO_2$  (45,5 – 53,1 % peso), valores intermedios de  $MgO$  (6,4 – 8,1 % peso) y bajos en  $TiO_2$  (0,1 – 0,8 % peso). Los diques graníticos presentan

valores altos de  $\text{SiO}_2$  (75,4 – 76,6 % peso), bajos en  $\text{MgO}$  (0,4 % peso) y  $\text{TiO}_2$  (0,1 – 0,2 % peso). Los resultados químicos son reportados en la tabla 9.

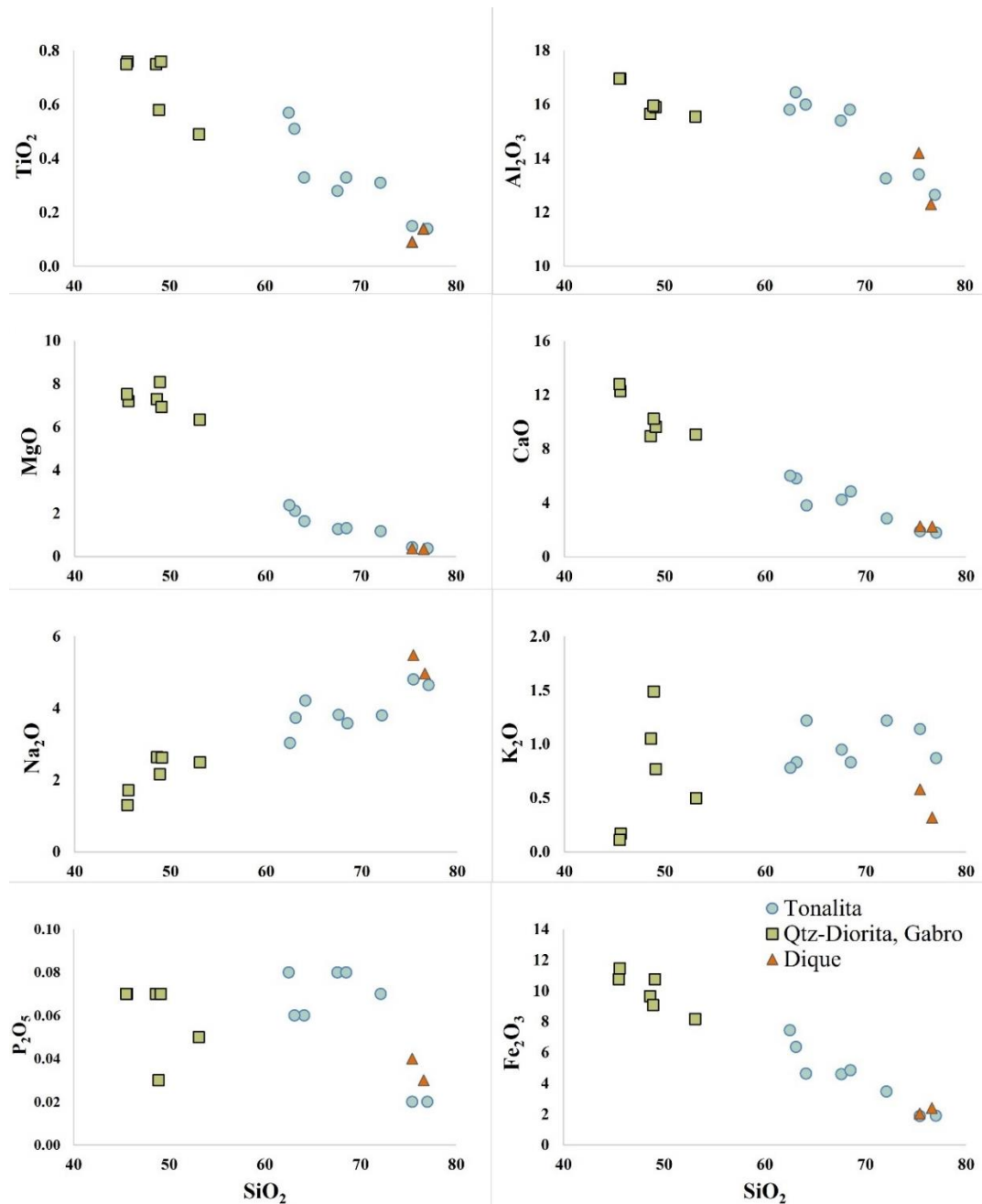


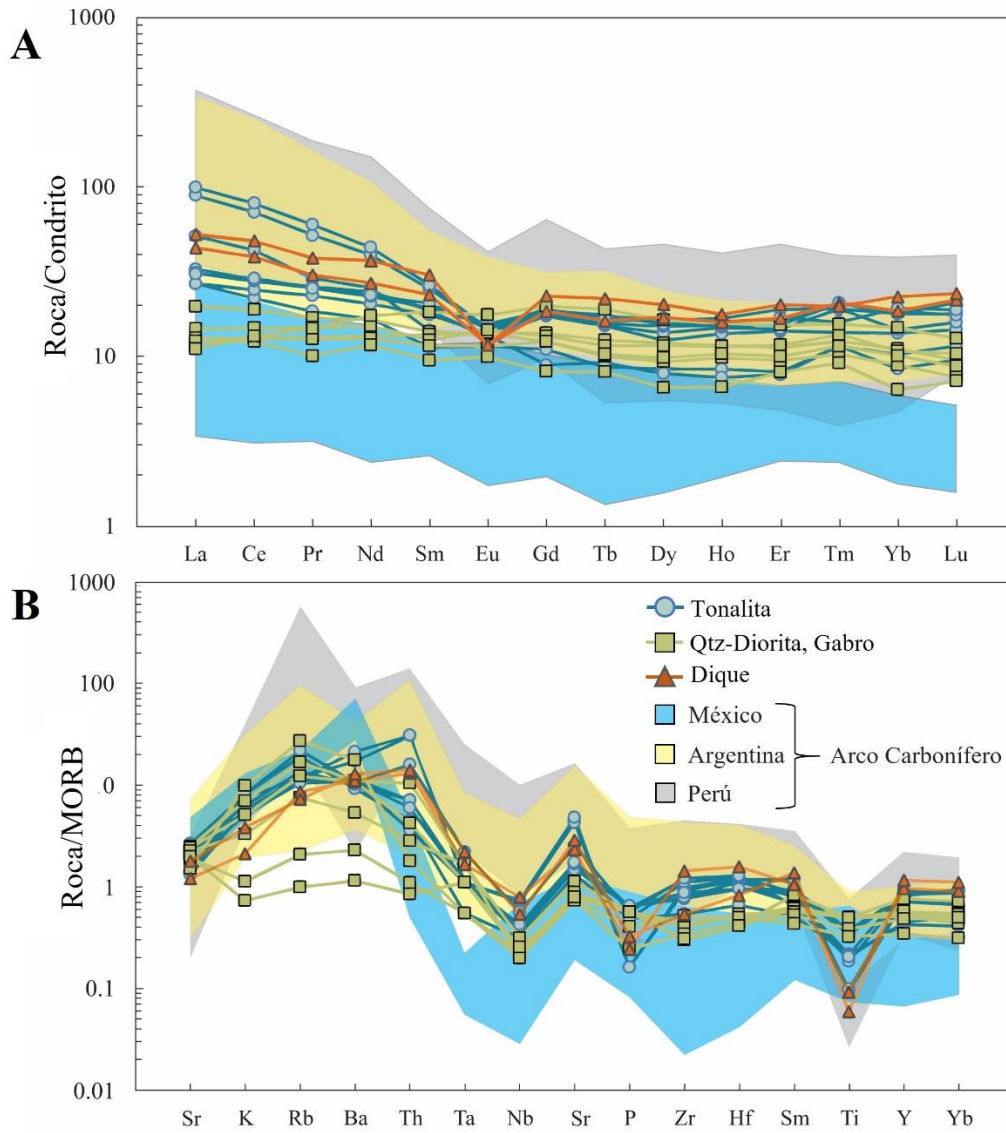
Figura 35. Diagramas Harker de  $\text{SiO}_2$  vs óxidos mayores.

#### 5.4.4. Diagramas multi-elementales

En el diagrama de tierras raras (REE) normalizado con respecto a condrito (Sun & McDonough, 1989) se observa que las muestras de la facies de tonalita se encuentran enriquecidas entre uno y dos órdenes de magnitud respecto a los valores normalizados de condrito presentando bajos a moderados enriquecimientos en LREE ((La/Yb)<sub>N</sub> 1,4 – 6,4), con un aumento leve y progresivo en Eu (Eu\* 0,6 – 1,2) (Figura 36A). El diagrama multi-elemental normalizado con respecto a MORB (Pearce, 1983) exhibe enriquecimiento en elementos LILE, disminución en la concentración de elementos HFSE respecto a los LILE y empobrecimiento relativo en Nb y Ti (anomalías negativas) (Figura 36B).

Por otra parte, las REE de la facies de cuarzodiorita-gabro (afinidad toleítica) presentan patrones planos de enriquecimiento de hasta 10 veces los valores de referencia de condrito ((La/Yb)<sub>N</sub> 0,7 – 2,5), mientras que el Eu (Eu\*) no presenta ninguna anomalía (Figura 36A). Sin embargo, el gráfico de normalización a MORB muestra un leve pero progresivo incremento en elementos LILE (Figura 36B). El agotamiento en las concentraciones de Ti y Nb respecto a los valores de referencia y las relaciones Ba/La entre 57,9 – 508,6, sugieren procesos de fraccionamiento.

Los diques de afinidad calco-alcalina presentan leves enriquecimientos de LREE comparado con los elementos HREE ((La/Yb)<sub>N</sub> de 2,2) y un agotamiento de Eu (Eu\* 0,4 – 0,6) (Figura 36A). El diagrama de normalización a MORB evidencia un enriquecimiento de LILE, una tendencia decreciente en los elementos HFSE respecto a los LILE y empobrecimiento relativo de Nb, P y Ti (anomalías negativas) (Figura 36B).

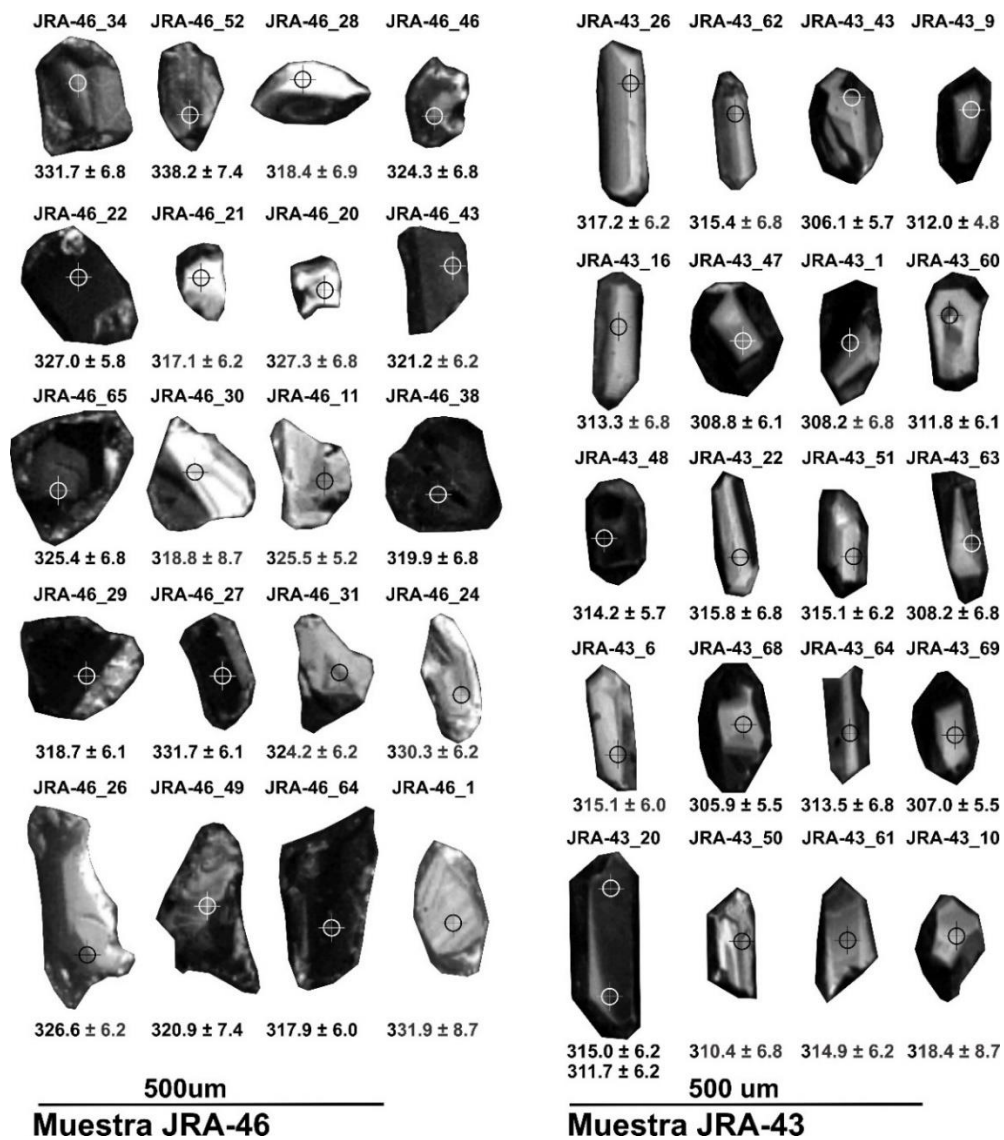


**Figura 36.** Diagramas multi-elementales de las muestras del Plutón de El Carmen. A. Normalización de REE a condrito (Sun & McDonough, 1989). B. Normalización a MORB (Pearce, 1983). Arco Carbonífero de México según Kirsch *et al.* (2012). Arco Carbonífero de Argentina según Dahlquist *et al.* (2018a), Dahlquist *et al.* (2021) y Yoya *et al.* (2023). Arco Carbonífero de Perú según Misković *et al.* (2009) y Reitsma (2012).

### 5.5. Geocronología U-Pb en circón

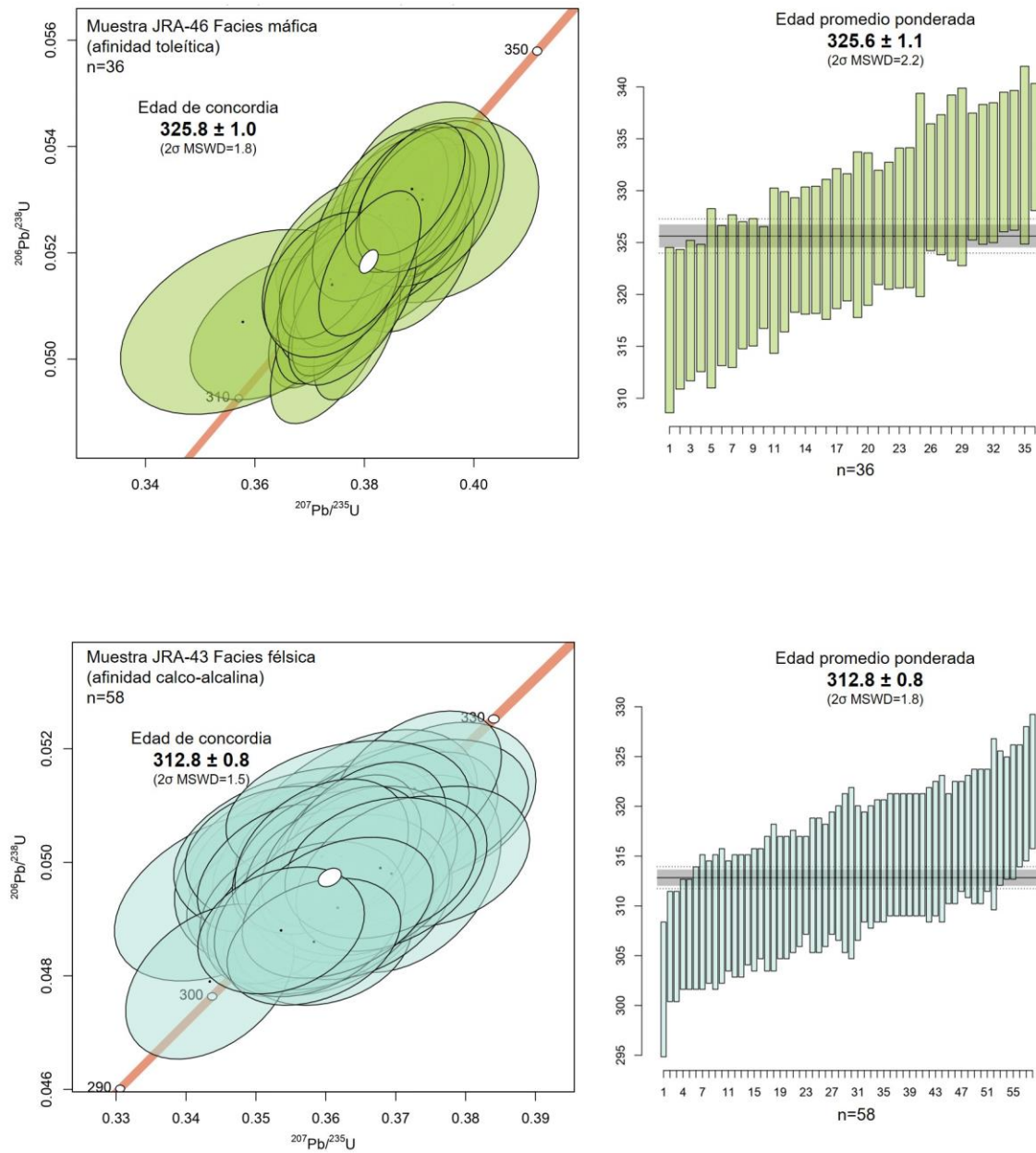
Se realizaron análisis geocronológicos en las muestras JRA-46 (gabro de anfíbol) y JRA-43 (tonalita de anfíbol y biotita) para determinar las edades de cristalización de cada una de las

facies que componen el plutón. La mayoría de los cristales datados de circón presentan morfología prismática, con formas subhedrales a anhedrales y con coloraciones entre marrón claro a incoloro. Los cristales tienen dimensiones entre 100–200  $\mu\text{m}$  de largo del eje *c*-cristalográfico, con relaciones longitud/ancho de 1:1–2:1. Las imágenes de catodoluminiscencia revelan cristales de circón largos y cortos en donde se observa un patrón de crecimiento sin zonación oscilatoria en la mayoría de los cristales y sin núcleos de xenocristales heredados, aunque algunos cristales presentan zonación concéntrica y planar y otros una tenue zonación oscilatoria (Figura 37) (Corfu *et al.*, 2003).



**Figura 37.** Imágenes de catodoluminiscencia de cristales de circón seleccionados de las rocas del Plutón de El Carmen, analizadas mediante LA-ICP-MS.

Los resultados de las dataciones de U-Pb en circones de las muestras JRA-43 y JRA-46 se muestran en la tabla 10 y se ilustran en los respectivos diagramas de concordia, además se excluyeron los análisis que mostraron errores recalculados superiores a 6, al igual que los resultados de edad discordantes, donde fueron usados los valores con porcentaje de discordia menor al 6% (Figura 38). Los análisis puntuales efectuados en los circones de ambas muestras son concordantes, evidenciando que el sistema isotópico de U-Pb permaneció cerrado después de la cristalización. Los análisis realizados en la muestra la muestra JRA-46 presentan una media ponderada de  $326 \pm 1$  Ma que corresponde con la edad  $Pb^{206}/U^{238}$  ( $2\sigma$ , MSWD (*mean square of weighted deviates*) = 1,8) y las ablaciones realizadas en la JRA-43 presentan una media ponderada de  $313 \pm 1$  Ma que corresponde con la edad  $Pb^{206}/U^{238}$  ( $2\sigma$ , MSWD = 1,5). Los datos y los cálculos de edades se presentan en la tabla 10.



**Figura 38.** Diagramas concordia con resultados de U-Pb LA-ICP-MS de las facies máfica (muestra JRA-46) y félsica (muestra JRA-43) de las rocas del Plutón de El Carmen.



**Tabla 10.** Resultados de los análisis geocronológicos de U-Pb en circones de las muestras del Plutón de El Carmen.

Cristal analizado	U ppm	U Th	<sup>207</sup> Pb / <sup>235</sup> U	2 sigma % error	<sup>238</sup> U / <sup>206</sup> Pb	2 sigma % error	<sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb	2 sigma % error	RHO	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U edad (Ma)	2 sigma abs err (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb edad (Ma)	2 sigma abs err (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U edad (Ma)	2 sigma abs err (Ma)	Mejor edad (Ma) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 sigma abs err (Ma)	Discordia (%)
<b>Facies máfica (toleítica)- muestra JRA-046</b>																		
JRA-46_1	48	6,04	0,39	1,50%	189,036	50,03%	0,0540	0,22%	0,28	331,9	8,7	325,0	86,0	336,9	11,0	<b>331,9</b>	<b>8,7</b>	-1.51
JRA-46_2	102	2,30	0,42	1,40%	195,695	45,96%	0,0598	0,20%	0,36	318,4	7,4	547,0	74,0	354,4	9,9	<b>318,4</b>	<b>7,4</b>	-11.28
JRA-46_3	330	3,56	0,46	1,50%	173,010	56,87%	0,0587	0,21%	0,43	360,0	11,7	536,0	82,0	387,7	11,0	<b>360,0</b>	<b>11,7</b>	-7.70
JRA-46_4	164	5,26	0,40	1,10%	183,486	43,77%	0,0532	0,15%	0,34	342,1	8,1	311,0	63,0	341,6	8,0	<b>342,1</b>	<b>8,1</b>	0.16
JRA-46_6	446	2,51	0,40	0,96%	181,488	39,53%	0,0526	0,12%	0,55	346,1	7,4	295,0	50,0	341,7	7,0	<b>346,1</b>	<b>7,4</b>	1.26
JRA-46_7	222	8,43	0,39	1,30%	190,476	58,05%	0,0537	0,16%	0,60	329,6	9,9	331,0	64,0	333,3	9,7	<b>329,6</b>	<b>9,9</b>	-1.12
JRA-46_8	499	3,47	0,42	0,82%	175,747	37,06%	0,0534	0,10%	0,62	356,9	7,4	328,0	41,0	355,5	5,8	<b>356,9</b>	<b>7,4</b>	0.39
JRA-46_9	314	4,93	0,39	0,92%	191,939	44,21%	0,0542	0,14%	0,42	326,9	7,4	350,0	55,0	333,5	6,7	<b>326,9</b>	<b>7,4</b>	-2.03
JRA-46_11	165	3,20	0,38	0,90%	193,050	37,27%	0,0531	0,15%	0,28	325,5	6,2	301,0	60,0	326,5	6,6	<b>325,5</b>	<b>6,2</b>	-0.31
JRA-46_13	904	3,19	0,39	0,78%	189,753	39,61%	0,0540	0,08%	0,69	330,7	6,8	367,0	36,0	336,0	5,6	<b>330,7</b>	<b>6,8</b>	-1.62
JRA-46_16	353	4,41	0,38	0,87%	191,939	40,52%	0,0530	0,10%	0,56	327,4	6,8	307,0	44,0	327,6	6,3	<b>327,4</b>	<b>6,8</b>	-0.08
JRA-46_17	86	3,19	0,37	1,20%	197,629	42,96%	0,0538	0,17%	0,28	317,8	6,8	328,0	69,0	323,3	8,6	<b>317,8</b>	<b>6,8</b>	-1.74
JRA-46_19	487	3,03	0,38	0,80%	195,313	38,15%	0,0538	0,11%	0,52	321,5	6,2	343,0	45,0	326,6	6,0	<b>321,5</b>	<b>6,2</b>	-1.59
JRA-46_20	81	2,23	0,38	1,40%	191,939	40,52%	0,0531	0,18%	0,26	327,3	6,8	298,0	76,0	328,1	10,0	<b>327,3</b>	<b>6,8</b>	-0.24
JRA-46_21	129	2,40	0,36	0,97%	198,413	39,37%	0,0525	0,14%	0,39	317,1	6,2	276,0	57,0	316,0	7,2	<b>317,1</b>	<b>6,2</b>	0.35
JRA-46_22	813	2,16	0,39	0,65%	191,939	34,63%	0,0538	0,09%	0,47	327,0	5,8	352,0	39,0	331,7	4,7	<b>327,0</b>	<b>5,8</b>	-1.41
JRA-46_23	2370	2,27	0,38	0,60%	195,236	31,64%	0,0535	0,08%	0,57	321,7	5,1	339,0	34,0	325,5	4,6	<b>321,7</b>	<b>5,1</b>	-1.16
JRA-46_24	127	4,19	0,39	1,00%	190,114	36,14%	0,0534	0,14%	0,35	330,3	6,2	328,0	60,0	332,3	7,8	<b>330,3</b>	<b>6,2</b>	-0.61
JRA-46_26	264	3,00	0,38	0,89%	192,308	36,98%	0,0534	0,11%	0,51	326,6	6,2	322,0	47,0	329,1	6,5	<b>326,6</b>	<b>6,2</b>	-0.75
JRA-46_27	1570	2,08	0,39	0,64%	189,179	35,43%	0,0539	0,09%	0,50	331,7	6,1	355,0	37,0	336,3	4,7	<b>331,7</b>	<b>6,1</b>	-1.37
JRA-46_28	91	2,95	0,36	1,30%	197,629	42,96%	0,0522	0,17%	0,42	318,4	6,9	263,0	69,0	315,6	9,7	<b>318,4</b>	<b>6,9</b>	0.89
JRA-46_29	651	6,72	0,37	0,69%	197,239	38,13%	0,0531	0,10%	0,52	318,7	6,1	316,0	41,0	320,6	5,1	<b>318,7</b>	<b>6,1</b>	-0.62
JRA-46_30	41	2,82	0,36	1,80%	197,629	54,68%	0,0512	0,24%	0,36	318,8	8,7	210,0	100,0	310,7	13,0	<b>318,8</b>	<b>8,7</b>	2.54
JRA-46_31	295	4,39	0,38	0,77%	193,798	37,56%	0,0532	0,11%	0,40	324,2	6,2	323,0	46,0	325,9	5,7	<b>324,2</b>	<b>6,2</b>	-0.52
JRA-46_32	78	2,79	0,37	1,30%	202,429	49,17%	0,0538	0,18%	0,42	310,4	7,5	318,0	72,0	316,7	9,6	<b>310,4</b>	<b>7,5</b>	-2.03
JRA-46_33	430	2,57	0,37	0,89%	199,203	47,62%	0,0530	0,12%	0,55	315,6	7,4	307,0	50,0	317,3	6,6	<b>315,6</b>	<b>7,4</b>	-0.52
JRA-46_34	162	4,73	0,39	0,01	189,394	39,46%	0,0530	0,14%	0,39	331,7	6,8	303,0	59,0	331,4	7,5	<b>331,7</b>	<b>6,8</b>	0.09
JRA-46_35	1233	1,51	0,37	0,66%	196,387	33,17%	0,0530	0,08%	0,67	320,1	5,3	319,0	34,0	321,1	4,9	<b>320,1</b>	<b>5,3</b>	-0.30
JRA-46_36	560	2,80	0,37	0,89%	198,020	50,98%	0,0538	0,12%	0,60	317,2	8,1	340,0	50,0	322,8	6,4	<b>317,2</b>	<b>8,1</b>	-1.76

Cristal analizado	U ppm	U Th	<sup>207</sup> Pb / <sup>235</sup> U	2 sigma % error	<sup>238</sup> U / <sup>206</sup> Pb	2 sigma % error	<sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb	2 sigma % error	RHO	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U edad (Ma)	2 sigma abs err (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb edad (Ma)	2 sigma abs err (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U edad (Ma)	2 sigma abs err (Ma)	Mejor edad (Ma) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 sigma abs err (Ma)	Discordia (%)
JRA-46_37	668	2,87	0,38	0,64%	197,239	42,79%	0,0543	0,10%	0,52	318,2	6,8	375,0	42,0	326,3	5,0	<b>318,2</b>	<b>6,8</b>	-2,53
JRA-46_38	733	8,10	0,37	0,74%	196,464	42,46%	0,0532	0,11%	0,52	319,9	6,8	314,0	46,0	322,1	5,5	<b>319,9</b>	<b>6,8</b>	-0,68
JRA-46_39	638	4,06	0,38	0,75%	190,114	39,76%	0,0528	0,10%	0,60	330,6	6,8	301,0	43,0	329,4	5,5	<b>330,6</b>	<b>6,8</b>	0,37
JRA-46_40	152	5,08	0,38	1,10%	193,050	48,45%	0,0525	0,15%	0,43	325,7	8,1	288,0	65,0	323,6	8,5	<b>325,7</b>	<b>8,1</b>	0,67
JRA-46_41	1770	1,54	0,39	0,75%	189,394	39,46%	0,0534	0,09%	0,52	331,6	6,8	330,0	40,0	333,2	5,5	<b>331,6</b>	<b>6,8</b>	-0,48
JRA-46_42	199	4,84	0,38	1,00%	193,798	37,56%	0,0530	0,14%	0,43	324,3	6,2	298,0	57,0	324,9	7,5	<b>324,3</b>	<b>6,2</b>	-0,19
JRA-46_43	423	4,31	0,37	0,78%	195,695	38,30%	0,0531	0,12%	0,40	321,2	6,2	324,0	51,0	322,7	5,8	<b>321,2</b>	<b>6,2</b>	-0,47
JRA-46_44	1099	5,22	0,38	0,85%	194,932	49,40%	0,0534	0,10%	0,72	322,3	8,1	327,0	41,0	325,2	6,2	<b>322,3</b>	<b>8,1</b>	-0,92
JRA-46_46	689	3,19	0,38	0,73%	193,798	41,31%	0,0529	0,11%	0,45	324,3	6,8	306,0	47,0	324,4	5,6	<b>324,3</b>	<b>6,8</b>	-0,03
JRA-46_47	116	3,73	0,39	1,20%	188,324	49,65%	0,0534	0,18%	0,33	333,4	8,7	304,0	72,0	335,0	9,0	<b>333,4</b>	<b>8,7</b>	-0,49
JRA-46_49	468	2,68	0,38	0,94%	195,695	45,96%	0,0537	0,12%	0,56	320,9	7,4	343,0	50,0	325,6	6,8	<b>320,9</b>	<b>7,4</b>	-1,45
JRA-46_50	417	4,11	0,37	0,73%	194,288	33,60%	0,0527	0,09%	0,56	323,6	5,5	301,0	39,0	322,6	5,4	<b>323,6</b>	<b>5,5</b>	0,30
JRA-46_51	138	2,48	0,38	1,00%	189,753	46,81%	0,0527	0,13%	0,47	331,2	8,1	293,0	55,0	329,4	7,3	<b>331,2</b>	<b>8,1</b>	0,55
JRA-46_52	265	2,82	0,40	1,10%	185,529	41,31%	0,0537	0,13%	0,57	338,2	7,4	329,0	52,0	340,9	7,9	<b>338,2</b>	<b>7,4</b>	-0,79
JRA-46_53	826	4,22	0,38	0,77%	190,840	40,06%	0,0526	0,09%	0,70	329,4	6,8	298,0	38,0	327,1	5,6	<b>329,4</b>	<b>6,8</b>	0,71
JRA-46_55	1260	1,78	0,38	0,75%	191,939	44,21%	0,0531	0,10%	0,64	327,4	7,4	319,0	41,0	328,0	5,5	<b>327,4</b>	<b>7,4</b>	-0,19
JRA-46_57	100	2,42	0,37	1,00%	194,553	41,64%	0,0528	0,15%	0,39	323,1	6,8	313,0	60,0	322,9	7,8	<b>323,1</b>	<b>6,8</b>	0,09
JRA-46_59	276	3,48	0,39	0,92%	188,679	39,16%	0,0531	0,12%	0,48	332,9	6,8	310,0	51,0	333,0	6,7	<b>332,9</b>	<b>6,8</b>	-0,03
JRA-46_60	1912	2,26	0,39	0,88%	187,266	45,59%	0,0530	0,09%	0,72	335,4	8,0	313,0	39,0	334,4	6,4	<b>335,4</b>	<b>8,0</b>	0,31
JRA-46_61	160	4,34	0,39	0,98%	188,679	39,16%	0,0535	0,13%	0,47	332,7	6,8	327,0	51,0	335,0	7,1	<b>332,7</b>	<b>6,8</b>	-0,68
JRA-46_62	374	3,92	0,39	0,78%	187,970	35,33%	0,0530	0,10%	0,50	334,2	6,2	316,0	44,0	333,6	5,7	<b>334,2</b>	<b>6,2</b>	0,18
JRA-46_64	472	2,94	0,37	0,83%	197,589	37,87%	0,0536	0,12%	0,47	317,9	6,0	333,0	49,0	322,4	6,1	<b>317,9</b>	<b>6,0</b>	-1,41
JRA-46_65	371	2,56	0,38	0,75%	193,050	41,00%	0,0534	0,10%	0,54	325,4	6,8	329,0	43,0	328,0	5,6	<b>325,4</b>	<b>6,8</b>	-0,80
<b>Facies félsica (calco-alcalina)- Muestra JRA-043</b>																		
JRA-43_1	120	1,77	0,3571	0,97%	204,082	45,81%	0,0529	0,14%	0,40	308,2	6,8	313,0	61,0	310,2	7,3	<b>308,2</b>	<b>6,8</b>	-0,64
JRA-43_2	156	2,95	0,3657	1,00%	198,255	36,55%	0,0526	0,14%	0,41	317,3	5,8	305,0	54,0	316,7	7,4	<b>317,3</b>	<b>5,8</b>	0,19
JRA-43_3	82	2,88	0,3631	1,00%	200,723	39,48%	0,0529	0,18%	0,20	313,3	6,1	295,0	73,0	314,7	8,0	<b>313,3</b>	<b>6,1</b>	-0,45
JRA-43_4	82	2,83	0,3764	1,10%	195,695	42,13%	0,0535	0,17%	0,31	321,0	6,8	309,0	67,0	324,6	8,3	<b>321,0</b>	<b>6,8</b>	-1,13
JRA-43_5	196	2,11	0,3676	1,10%	197,239	42,79%	0,0526	0,16%	0,42	318,9	6,8	282,0	65,0	318,1	8,4	<b>318,9</b>	<b>6,8</b>	0,25
JRA-43_6	79	3,06	0,3541	1,10%	200,000	38,80%	0,0513	0,15%	0,36	315,1	6,0	222,0	63,0	308,0	8,2	<b>315,1</b>	<b>6,0</b>	2,24
JRA-43_9	87	3,02	0,3547	1,00%	201,857	31,37%	0,0519	0,16%	0,17	312,0	4,8	257,0	67,0	308,4	7,7	<b>312,0</b>	<b>4,8</b>	1,14
JRA-43_10	99	4,02	0,3643	1,40%	197,629	54,68%	0,0522	0,19%	0,38	318,4	8,7	275,0	81,0	315,6	10,0	<b>318,4</b>	<b>8,7</b>	0,89

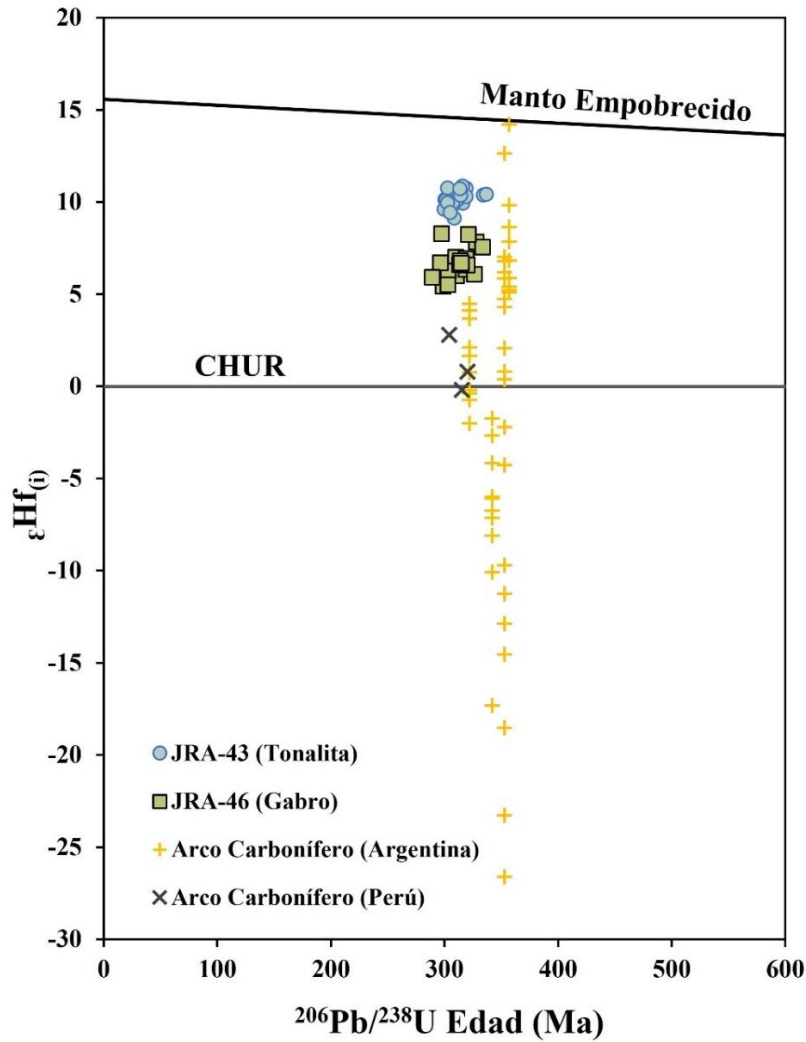
Cristal analizado	U ppm	U Th	<sup>207</sup> Pb / <sup>235</sup> U 2 sigma % error	<sup>238</sup> U / <sup>206</sup> Pb 2 sigma % error	<sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb 2 sigma % error	RHO	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U edad (Ma) 2 sigma abs err (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb edad (Ma) 2 sigma abs err (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U edad (Ma) 2 sigma abs err (Ma)	Mejor edad (Ma) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U 2 sigma abs err (Ma)	Discordia (%)
JRA-43_11	112	2.20	0,3615 1,10%	204,082 41,65%	0,0536 0,15%	0,37	308,0 6,2	322,0 61,0	313,5 7,8	<b>308,0</b> <b>6,2</b>	-1.80
JRA-43_12	134	2.01	0,3594 0,86%	199,960 37,98%	0,0521 0,13%	0,38	314,8 5,9	270,0 54,0	311,9 6,4	<b>314,8</b> <b>5,9</b>	0.92
JRA-43_13	135	2.90	0,3578 1,00%	203,666 45,63%	0,0529 0,15%	0,41	308,9 6,8	296,0 62,0	310,8 7,7	<b>308,9</b> <b>6,8</b>	-0.62
JRA-43_15	113	1.77	0,3540 0,97%	203,335 37,62%	0,0522 0,15%	0,30	309,6 5,7	274,0 61,0	307,9 7,3	<b>309,6</b> <b>5,7</b>	0.56
JRA-43_16	93	3.23	0,3617 1,20%	200,803 44,35%	0,0527 0,16%	0,42	313,3 6,8	293,0 68,0	313,7 8,8	<b>313,3</b> <b>6,8</b>	-0.12
JRA-43_17	82	3.29	0,3459 1,30%	202,840 49,37%	0,0508 0,18%	0,42	310,9 7,5	195,0 74,0	301,9 9,9	<b>310,9</b> <b>7,5</b>	2.92
JRA-43_18	107	1.87	0,3943 1,30%	186,916 62,89%	0,0535 0,19%	0,44	335,8 11,1	314,0 74,0	337,7 9,4	<b>335,8</b> <b>11,1</b>	-0.56
JRA-43_20	81	3.38	0,3550 1,20%	202,020 40,81%	0,0520 0,17%	0,38	311,7 6,2	261,0 71,0	308,7 8,9	<b>311,7</b> <b>6,2</b>	0.97
JRA-43_21	97	3.75	0,3575 1,10%	199,920 39,57%	0,0518 0,15%	0,34	315,0 6,2	251,0 64,0	310,5 8,1	<b>315,0</b> <b>6,2</b>	1.42
JRA-43_22	113	2.19	0,3640 1,10%	199,203 43,65%	0,0526 0,16%	0,30	315,8 6,8	295,0 67,0	315,4 7,8	<b>315,8</b> <b>6,8</b>	0.14
JRA-43_23	49	2.28	0,3545 1,30%	201,207 52,63%	0,0517 0,20%	0,27	313,0 8,1	237,0 83,0	308,3 9,9	<b>313,0</b> <b>8,1</b>	1.51
JRA-43_25	153	3.11	0,3722 1,00%	197,239 38,90%	0,0533 0,14%	0,46	318,6 6,2	305,0 57,0	321,5 7,6	<b>318,6</b> <b>6,2</b>	-0.90
JRA-43_26	123	1.76	0,3622 1,00%	198,413 39,37%	0,0521 0,13%	0,45	317,2 6,2	278,0 54,0	314,0 7,7	<b>317,2</b> <b>6,2</b>	1.01
JRA-43_27	115	2.92	0,3648 0,95%	198,413 43,30%	0,0525 0,14%	0,44	317,1 6,8	280,0 57,0	316,0 7,0	<b>317,1</b> <b>6,8</b>	0.35
JRA-43_28	59	3.02	0,3581 1,60%	199,601 47,81%	0,0518 0,23%	0,19	315,5 7,5	228,0 95,0	311,0 11,0	<b>315,5</b> <b>7,5</b>	1.43
JRA-43_29	199	2.94	0,3625 0,95%	202,429 40,98%	0,0533 0,13%	0,48	310,6 6,2	319,0 53,0	314,3 7,0	<b>310,6</b> <b>6,2</b>	-1.21
JRA-43_30	94	2.91	0,3714 1,10%	200,401 56,22%	0,0541 0,18%	0,36	313,3 8,7	326,0 70,0	320,9 8,3	<b>313,3</b> <b>8,7</b>	-2.40
JRA-43_31	108	1.78	0,3923 1,20%	186,220 48,55%	0,0530 0,15%	0,53	337,3 8,7	297,0 63,0	336,3 9,2	<b>337,3</b> <b>8,7</b>	0.30
JRA-43_32	95	3.04	0,3636 0,98%	198,020 39,21%	0,0522 0,14%	0,41	317,8 6,2	261,0 58,0	315,1 7,4	<b>317,8</b> <b>6,2</b>	0.87
JRA-43_33	127	1.75	0,3602 1,10%	201,613 44,71%	0,0527 0,16%	0,09	312,0 6,8	279,0 66,0	312,6 8,3	<b>312,0</b> <b>6,8</b>	-0.17
JRA-43_34	118	2.62	0,3560 0,91%	202,552 40,21%	0,0523 0,14%	0,27	310,8 6,1	268,0 60,0	309,4 6,8	<b>310,8</b> <b>6,1</b>	0.44
JRA-43_35	77	2.48	0,3579 1,20%	203,583 37,72%	0,0529 0,17%	0,26	309,0 5,7	298,0 73,0	310,9 8,9	<b>309,0</b> <b>5,7</b>	-0.61
JRA-43_36	93	2.85	0,3595 1,00%	199,521 35,83%	0,0520 0,15%	0,34	315,5 5,6	250,0 62,0	312,0 7,7	<b>315,5</b> <b>5,6</b>	1.11
JRA-43_37	52	2.66	0,3716 1,40%	196,850 42,63%	0,0531 0,19%	0,35	319,3 6,9	280,0 77,0	321,0 10,0	<b>319,3</b> <b>6,9</b>	-0.54
JRA-43_38	97	1.84	0,3614 0,96%	202,716 37,81%	0,0532 0,15%	0,29	310,2 5,7	302,0 61,0	313,4 7,2	<b>310,2</b> <b>5,7</b>	-1.06
JRA-43_39	78	2.22	0,3727 1,00%	194,932 41,80%	0,0527 0,14%	0,39	322,6 6,8	295,0 60,0	321,8 7,8	<b>322,6</b> <b>6,8</b>	0.23
JRA-43_40	56	2.98	0,3548 1,20%	200,000 40,00%	0,0514 0,19%	0,17	315,0 6,3	228,0 80,0	308,5 9,4	<b>315,0</b> <b>6,3</b>	2.07
JRA-43_41	67	2.85	0,3631 1,40%	196,850 38,75%	0,0518 0,20%	0,28	319,8 6,3	226,0 81,0	314,7 11,0	<b>319,8</b> <b>6,3</b>	1.59
JRA-43_43	110	2.76	0,3599 1,00%	205,297 38,77%	0,0537 0,16%	0,24	306,1 5,7	316,0 64,0	312,4 7,3	<b>306,1</b> <b>5,7</b>	-2.03
JRA-43_44	144	2.83	0,3572 0,95%	202,225 34,76%	0,0524 0,13%	0,47	311,2 5,3	275,0 54,0	310,3 7,3	<b>311,2</b> <b>5,3</b>	0.29
JRA-43_45	89	1.70	0,3577 0,99%	204,792 38,58%	0,0532 0,15%	0,30	307,1 5,7	298,0 62,0	310,7 7,4	<b>307,1</b> <b>5,7</b>	-1.18
JRA-43_47	94	2.93	0,3544 1,00%	203,832 40,72%	0,0524 0,16%	0,27	308,8 6,1	274,0 65,0	308,2 7,5	<b>308,8</b> <b>6,1</b>	0.20

Cristal analizado	U ppm	U Th	<sup>207</sup> Pb / <sup>235</sup> U 2 sigma % error	<sup>238</sup> U / <sup>206</sup> Pb 2 sigma % error	<sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb 2 sigma % error	RHO	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U edad (Ma) 2 sigma abs err (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb edad (Ma) 2 sigma abs err (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U edad (Ma) 2 sigma abs err (Ma)	Mejor edad (Ma) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U 2 sigma abs err (Ma)	Discordia (%)							
JRA-43_48	242	2.00	0,3518	0,82%	200,602	36,62%	0,0511	0,11%	0,43	314,2	5,7	238,0	50,0	306,2	6,2	<b>314,2</b>	<b>5,7</b>	2.54
JRA-43_49	83	1.86	0,3605	1,10%	203,915	41,17%	0,0534	0,16%	0,33	308,3	6,2	305,0	67,0	312,8	8,4	<b>308,3</b>	<b>6,2</b>	-1.46
JRA-43_50	97	1.63	0,3644	1,10%	202,429	45,08%	0,0536	0,17%	0,39	310,4	6,8	311,0	66,0	315,7	8,3	<b>310,4</b>	<b>6,8</b>	-1.70
JRA-43_51	73	2.67	0,3755	1,10%	199,203	39,68%	0,0544	0,17%	0,23	315,1	6,2	353,0	70,0	323,9	8,4	<b>315,1</b>	<b>6,2</b>	-2.82
JRA-43_52	381	1.90	0,3542	0,90%	203,542	40,60%	0,0523	0,13%	0,46	309,3	6,1	272,0	52,0	308,1	6,9	<b>309,3</b>	<b>6,1</b>	0.38
JRA-43_53	170	1.78	0,3578	0,90%	200,120	38,45%	0,0519	0,13%	0,43	314,6	6,0	257,0	55,0	310,7	6,7	<b>314,6</b>	<b>6,0</b>	1.24
JRA-43_54	326	2.43	0,3627	0,84%	198,807	39,52%	0,0523	0,12%	0,49	316,5	6,2	278,0	52,0	314,5	6,4	<b>316,5</b>	<b>6,2</b>	0.65
JRA-43_55	88	2.17	0,3621	1,10%	201,613	44,71%	0,0530	0,19%	0,14	311,9	6,9	281,0	77,0	314,0	8,3	<b>311,9</b>	<b>6,9</b>	-0.66
JRA-43_56	99	3.56	0,3664	1,00%	199,601	39,84%	0,0531	0,16%	0,27	315,0	6,2	294,0	66,0	317,2	7,7	<b>315,0</b>	<b>6,2</b>	-0.71
JRA-43_57	423	2.43	0,3875	1,10%	186,567	52,21%	0,0524	0,12%	0,66	336,9	9,3	285,0	50,0	332,7	7,7	<b>336,9</b>	<b>9,3</b>	1.24
JRA-43_58	107	2.84	0,3654	0,95%	198,413	43,30%	0,0526	0,14%	0,46	317,0	6,8	289,0	58,0	316,4	7,1	<b>317,0</b>	<b>6,8</b>	0.18
JRA-43_59	109	1.93	0,3434	0,97%	208,768	47,94%	0,0520	0,15%	0,36	301,8	6,9	273,0	64,0	300,0	7,5	<b>301,8</b>	<b>6,9</b>	0.60
JRA-43_60	83	2.86	0,3640	1,10%	201,613	39,83%	0,0533	0,18%	0,26	311,8	6,1	307,0	69,0	315,4	8,6	<b>311,8</b>	<b>6,1</b>	-1.16
JRA-43_61	117	1.78	0,36	0,92%	199,800	39,52%	0,0525	0,13%	0,40	314,9	6,2	284,0	56,0	314,1	6,9	<b>314,9</b>	<b>6,2</b>	0.27
JRA-43_62	86	3.15	0,36	1,00%	199,601	43,82%	0,0520	0,15%	0,35	315,4	6,8	257,0	64,0	311,9	8,1	<b>315,4</b>	<b>6,8</b>	1.10
JRA-43_63	76	2.96	0,36	1,10%	204,082	45,81%	0,0530	0,17%	0,28	308,2	6,8	291,0	69,0	310,7	8,1	<b>308,2</b>	<b>6,8</b>	-0.81
JRA-43_64	86	3.54	0,37	1,10%	200,401	44,18%	0,0538	0,16%	0,32	313,5	6,8	325,0	66,0	319,4	8,5	<b>313,5</b>	<b>6,8</b>	-1.91
JRA-43_65	80	2.97	0,37	1,10%	200,240	39,70%	0,0535	0,17%	0,20	313,8	6,2	309,0	70,0	318,2	8,1	<b>313,8</b>	<b>6,2</b>	-1.41
JRA-43_67	113	2.65	0,36	1,10%	202,881	39,51%	0,0533	0,16%	0,35	309,9	6,0	311,0	65,0	313,7	8,3	<b>309,9</b>	<b>6,0</b>	-1.23
JRA-43_68	83	2.86	0,36	1,00%	205,508	37,59%	0,0535	0,15%	0,32	305,9	5,5	319,0	62,0	311,1	7,8	<b>305,9</b>	<b>5,5</b>	-1.72
JRA-43_69	110	1.89	0,35	0,96%	204960	36,97%	0,0526	0,15%	0,31	307,0	5,5	274,0	62,0	307,6	7,3	<b>307,0</b>	<b>5,5</b>	-0.19

## 5.6. Isotopos de Lu-Hf en circón

La propensión del circón a incorporar elementos trazas, junto con su notable resistencia al reequilibrio por difusión a alta temperatura, los convierte en una fase mineral que preserva información química significativa dentro de su estructura, que refleja las condiciones de su entorno de formación (Belousova *et al.*, 2006). Por otro lado, el hafnio (Hf) dentro de los cristales de circón es utilizado como un marcador sensible de los procesos magmáticos que involucran la corteza y el manto durante la producción de magmas de características granitoides. Valores altos de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ( $\epsilon\text{Hf} > 0$ ) indican orígenes de manto “juvenil”, mientras que valores bajos de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ( $\epsilon\text{Hf} < 0$ ) sugieren retrabajamiento magmático de la corteza (Taylor & McLennan, 1985; Vervoort & Blichert-Toft, 1999; Belousova *et al.*, 2006).

Las muestras JRA-43 (tonalita de anfíbol y biotita con 20 ablaciones efectuadas) y JRA-46 (gabro de anfíbol con 18 ablaciones efectuadas) se analizaron para determinar los valores de los isotopos de Hf. La tonalita ( $311 \pm 1$  Ma) posee relaciones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$  entre 0,282860 – 0,282898 y valores iniciales  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  entre +9,1 y +10,9 (Figura 39, tabla 11). El gabro ( $326 \pm 1$  Ma) exhibió relaciones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$  entre 0,282749 – 0,282831 y valores iniciales  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  entre +5,4 y +8,2 (Figura 39, tabla 11). La composición isotópica de la tonalita es cercana a la composición de referencia del manto empobrecido, respecto a los valores obtenidos para la muestra de la facies máfica (entre +5,4 y +8,2), que exhibe un patrón más primitivo. Los resultados de los análisis isotópicos de Hf se encuentran en la tabla 11.



**Figura 39.** Diagrama de correlación de valores de  $\epsilon Hf_{(i)}$  vs edades  $^{206}Pb/^{238}U$  en circones in situ para las facies máfica y félsica del Plutón de El Carmen. Arco Carbonífero de Argentina y Perú acorde con Dahlquist *et al.* (2018a) y Reitsma (2012). Valores de referencia de CHUR  $^{176}Lu/^{177}Hf = 0,0336$ , CHUR actual  $^{176}Hf/^{177}Hf = 0,282785$ , Manto empobrecido  $^{176}Lu/^{177}Hf = 0,038512$  y Manto empobrecido  $^{176}Hf/^{177}Hf = 0,283225$ .

**Tabla 11.** Resultados de los análisis isotópicos de Lu-Hf in situ en circones de ambas facies del Plutón de El Carmen (valores de referencia de CHUR  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ , CHUR actual  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$  y Constante de decaimiento =  $1.867\text{E}-11$ ).

Muestra	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Edad (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	$\epsilon\text{Hf}_i$	2SE	$\epsilon\text{Hf}_i$
<b>Facies máfica (toleítica)- muestra JRA-046</b>											
JRA-046	0,282764	0,000018	0,0009918	0,00000	0,03231	0,00073	310,9	0,282758	-0,7	0,6	6,0
JRA-046	0,282797	0,000023	0,001727	0,00010	0,05870	0,00380	310,1	0,282787	0,4	0,8	7,0
JRA-046	0,282816	0,000022	0,002747	0,00005	0,09715	0,00077	328,2	0,282799	1,1	0,8	7,8
JRA-046	0,282776	0,000025	0,001017	0,00004	0,03470	0,00190	303,5	0,282770	-0,3	0,9	6,2
JRA-046	0,282789	0,000022	0,001626	0,00008	0,05310	0,00320	319,4	0,282779	0,1	0,8	6,9
JRA-046	0,282798	0,000018	0,001657	0,00002	0,05630	0,00140	333,8	0,282788	0,5	0,6	7,5
JRA-046	0,282755	0,000021	0,00092	0,00011	0,03110	0,00360	298,9	0,282750	-1,1	0,7	5,4
JRA-046	0,282790	0,000023	0,001933	0,00004	0,06500	0,00210	314,3	0,282779	0,2	0,8	6,8
JRA-046	0,282758	0,000017	0,001574	0,00002	0,05108	0,00050	303,2	0,282749	-1,0	0,6	5,5
JRA-046	0,282846	0,000019	0,002735	0,00007	0,09680	0,00420	297,8	0,282831	2,2	0,7	8,2
JRA-046	0,282796	0,000015	0,001589	0,00005	0,05400	0,00140	296,8	0,282787	0,4	0,5	6,7
JRA-046	0,282768	0,000016	0,00093	0,00006	0,02910	0,00180	319,4	0,282762	-0,6	0,6	6,3
JRA-046	0,282761	0,000022	0,00174	0,00008	0,05650	0,00200	326,6	0,282750	-0,8	0,8	6,0
JRA-046	0,282775	0,000018	0,0010434	0,00000	0,03365	0,00069	320,5	0,282769	-0,4	0,6	6,6
JRA-046	0,282783	0,000018	0,001616	0,00009	0,05440	0,00240	313,4	0,282774	-0,1	0,6	6,6
JRA-046	0,282788	0,000024	0,00226	0,00013	0,07060	0,00270	315,1	0,282775	0,1	0,8	6,7
JRA-046	0,282830	0,000020	0,00254	0,00016	0,09110	0,00580	321,5	0,282815	1,6	0,7	8,2
JRA-046	0,282775	0,000021	0,001084	0,00003	0,03571	0,00048	289,6	0,282769	-0,4	0,7	5,9
<b>Facies félsica (calco-alcalina)- Muestra JRA-043</b>											
JRA-043	0,282875	0,000013	0,00117	0,00008	0,04080	0,00320	334,1	0,282868	3,2	0,5	10,4
JRA-043	0,282877	0,000016	0,00174	0,00012	0,06330	0,00470	316,0	0,282867	3,3	0,6	9,9
JRA-043	0,282885	0,000015	0,00197	0,00016	0,06980	0,00490	307,0	0,282874	3,5	0,5	10,0
JRA-043	0,282879	0,000015	0,00163	0,00008	0,06240	0,00440	308,0	0,282870	3,3	0,5	9,8
JRA-043	0,282879	0,000016	0,00197	0,00015	0,07130	0,00480	299,8	0,282868	3,3	0,6	9,6
JRA-043	0,282904	0,000017	0,00268	0,00032	0,10200	0,01100	319,1	0,282888	4,2	0,6	10,7
JRA-043	0,282885	0,000016	0,00165	0,00009	0,05980	0,00300	311,8	0,282875	3,5	0,6	10,1
JRA-043	0,282893	0,000017	0,00189	0,00009	0,07080	0,00390	300,3	0,282882	3,8	0,6	10,1
JRA-043	0,282887	0,000014	0,00194	0,00006	0,07100	0,00140	319,0	0,282875	3,6	0,5	10,3
JRA-043	0,282900	0,000014	0,00225	0,00012	0,08700	0,00270	306,3	0,282887	4,1	0,5	10,4
JRA-043	0,282882	0,000014	0,00138	0,00006	0,04940	0,00180	307,5	0,282874	3,4	0,5	10,0
JRA-043	0,282893	0,000018	0,00220	0,00028	0,08200	0,01000	301,4	0,282881	3,8	0,6	10,1
JRA-043	0,282878	0,000018	0,00168	0,00016	0,06480	0,00660	336,9	0,282867	3,3	0,6	10,4
JRA-043	0,282886	0,000019	0,00177	0,00022	0,06460	0,00790	302,6	0,282876	3,6	0,7	10,0
JRA-043	0,282892	0,000021	0,00209	0,00016	0,07500	0,00560	314,2	0,282880	3,8	0,7	10,3
JRA-043	0,282905	0,000014	0,00204	0,00024	0,07760	0,00900	315,8	0,282893	4,2	0,5	10,9
JRA-043	0,282856	0,000017	0,00128	0,00008	0,04510	0,00300	308,5	0,282849	2,5	0,6	9,1
JRA-043	0,282909	0,000014	0,00186	0,00011	0,06820	0,00440	302,8	0,282898	4,4	0,5	10,8
JRA-043	0,282903	0,000013	0,00216	0,00020	0,08340	0,00830	313,7	0,282890	4,2	0,5	10,7
JRA-043	0,282870	0,000014	0,00177	0,00008	0,06310	0,00250	304,8	0,282860	3,0	0,5	9,4

## 6. Discusión

La cronología de los pulsos magmáticos derivados del manto representados por el Plutón de El Carmen, sus condiciones de cristalización y el contexto tectónico que rige su emplazamiento son temas que se discutirán a continuación con el objetivo de comprender la evolución tectonomagmática durante el Carbonífero en el margen occidental de Gondwana.

### 6.1. Temporalidad de los pulsos magmáticos

Existen cuatro cuerpos plutónicos reportados relacionados con el magmatismo Carbonífero en Colombia (Figura 1). El único cuerpo plutónico con un mapeo detallado es el Plutón de El Carmen, para el cual Leal-Mejía (2011) con dataciones de U-Pb en circón propuso un intervalo para la formación de este cuerpo entre ca 333 y 310 Ma. Las otras ocurrencias reportadas son: I) en un sondeo de exploración en el Valle Inferior del Magdalena (VIM), en un intercepto en donde se evidenció la presencia de un gabro piroxénico que arrojó una edad de  $300 \pm 1$  Ma (Silva-Arias *et al.*, 2016) y II) dos plutones gabroicos ubicados en el departamento del Cauca, denominados Gabros de Los Guayabos y Gabros de Belalcázar con edades reportadas de  $326 \pm 2,4$  Ma y  $317 \pm 1,3$  Ma respectivamente (Rodríguez-García *et al.*, 2022).

En esta investigación, que se basó en la caracterización petrográfica y geoquímica, se detallaron las dos facies principales que, debido a sus relaciones de campo, permite deducir que la facies félsica (afinidad calco-alcalina) intruyó a la facies máfica (afinidad toleítica), evidenciado en los contactos intrusivos observados en campo y la presencia de xenolitos de cuarzodiorita-gabro al interior de las facies de tonalita, cuando esta última aún se encontraba en etapa de enfriamiento. Esta premisa está soportada por la presencia de enclaves de composición diorítica que se encuentran hospedados en la facies de tonalita, sugiriendo que la facies máfica se hallaba en estado parcialmente liquido en el momento de la intrusión (Rincón-Alape, 2022). Los resultados geocronológicos arrojaron una edad de  $326 \pm 1$  Ma para las facies toleíticas y de  $313 \pm 1$  Ma para las facies calco-alcalinas (Figura 38), edades



que se obtuvieron a partir de cristales de circón con morfología característica de origen magmático como son las texturas de zonación oscilatoria (Corfu *et al.*, 2003). De igual manera, todos los puntos de ablación para análisis de U-Pb son concordantes, lo que permite inferir que el sistema de isótopos U-Pb de los circones permaneció cerrado después de la cristalización.

Con lo anterior, es posible interpretar que la facies máfica se emplazó iniciando sus subsecuentes procesos de evolución y cristalización fraccionada, seguida de un hiatus magmático de ~13 Ma en el cual la corteza se engrosó ligeramente. Posteriormente, la cámara magmática tuvo un episodio de recarga, relacionado con el emplazamiento de la facies félsica, que a su vez experimentó procesos independientes de cristalización fraccionada. Esta hipótesis está sustentada en las evidencias mineralógicas, geoquímicas e isotópicas (dos grupos claramente separados por sus valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$ , entre +5,4 y +8,2 para las facies toleíticas y entre +9,1 y +10,9 para las facies calco-alcálicas) que demuestra que la facies félsica (calco-alcálica) se generó como un nuevo pulso. Las edades obtenidas en esta investigación son coherentes con las reportadas por Leal-Mejía (2011), sin embargo, la edad magmática reportada por Silva-Arias *et al.* (2016) estaría asociada según estos autores con el evento Pérmico-Triásico relacionado con la colisión continente-continente durante la aglutinación de Pangea. En este estudio se interpreta la edad reportada por Silva-Arias *et al.* (2016) como una fase magmática tardía, posterior al emplazamiento del Plutón de El Carmen, relacionada con el cierre del océano Reico y anterior a la colisión continente-continente entre Laurasia y Gondwana.

Los datos adquiridos en esta investigación, integrados con los datos reportados previamente por otros autores permiten concluir que la actividad magmática comenzó en el Misisipiano (~333 Ma), registrada en el Plutón de El Carmen y los cuerpos gabroicos ubicados en departamento del Cauca, durante la etapa de subducción que existió al noroccidente de Gondwana asociada a la placa oceánica del Océano Reico y que se relaciona con el cierre del extremo occidental del Océano Reico (Figura 2). Este evento tectónico dio origen a una fase magmática sincrónica con la orogenia Alleghaniana, antes de la colisión continente-continente entre Gondwana y Laurasia, y que difiere del magmatismo generado por la

subducción de la placa del Paleo-Pacífico y Gondwana con expresiones en Perú y Argentina que será discutida en el siguiente capítulo.

## 6.2. Petrogénesis y evolución tectonomagmática del Plutón de El Carmen

Los elementos traza y las REE muestran diferencias entre las dos facies que componen el Plutón de El Carmen. La facies de cuarzodiorita-gabro de afinidad toleítica exhibe en general un patrón plano en torno a 10 partes de enriquecimiento en comparación con el patrón de normalización de condrito, de manera similar a las rocas de transición formadas en un ambiente de tipo MORB extensional. Sin embargo, el diagrama multi-elemental normalizado a MORB indica un enriquecimiento progresivo de elementos LILE en comparación con los HFSE, con empobrecimiento relativo de Nb y un ligero fraccionamiento de Ti que indican una formación temprana de rutilo, ilmenita, titanita y magnetita (Green & Pearson 1986; Schmidt *et al.*, 2004) (Figura 36). Los patrones planos de HREE indican intrusiones en ambientes de corteza poco engrosada (< 40 km) (Miskovic *et al.*, 2009). Por otro lado, esta facies presenta un aumento progresivo de Th y Ba y una tendencia positiva de la relación Th/Nb, lo que implica un aporte de sedimentos de un canal de subducción (Class *et al.*, 2000), fusión parcial de la cuña mantélica, y cristalización con bajos contenidos de H<sub>2</sub>O (Liou *et al.*, 2017).

Los resultados geoquímicos muestran que las facies de tonalitas con afinidad calco-alcalina presentan valores altos en LREE comparado con los valores de HREE. Las relaciones (La/Yb)<sub>N</sub> entre 1,4 a 6,4 sugieren ligeras variaciones en el espesor de la corteza (20 – 40 km) e incremento progresivo en la anomalía de Eu (Eu\* 0,6 a 1,2), evidenciando formación temprana de plagioclasas (Rollinson, 1993). El diagrama multi-elemental normalizado a MORB muestra enriquecimientos de los LILE respecto a los elementos HFSE, además, las anomalías negativas de Nb y Ti sugieren procesos de cristalización fraccionada como en la facies de cuarzodiorita-gabro e indican la formación temprana de rutilo, ilmenita, titanita y magnetita en presencia de agua (Green & Pearson 1986; Schmidt *et al.*, 2004). Las concentraciones moderadas a altas de Th y Ba reflejan baja contribución de sedimentos

subducidos (Class *et al.*, 2000) y la tendencia positiva de Th/Yb (Figura 36) indican que la participación de fluidos (H<sub>2</sub>O) estuvo involucrada en la generación del fundido y posterior cristalización (Liou *et al.*, 2017), lo cual es consistente con la mineralogía observada (anfíbol y biotita como principales manifestaciones de minerales máficos, Tabla 4).

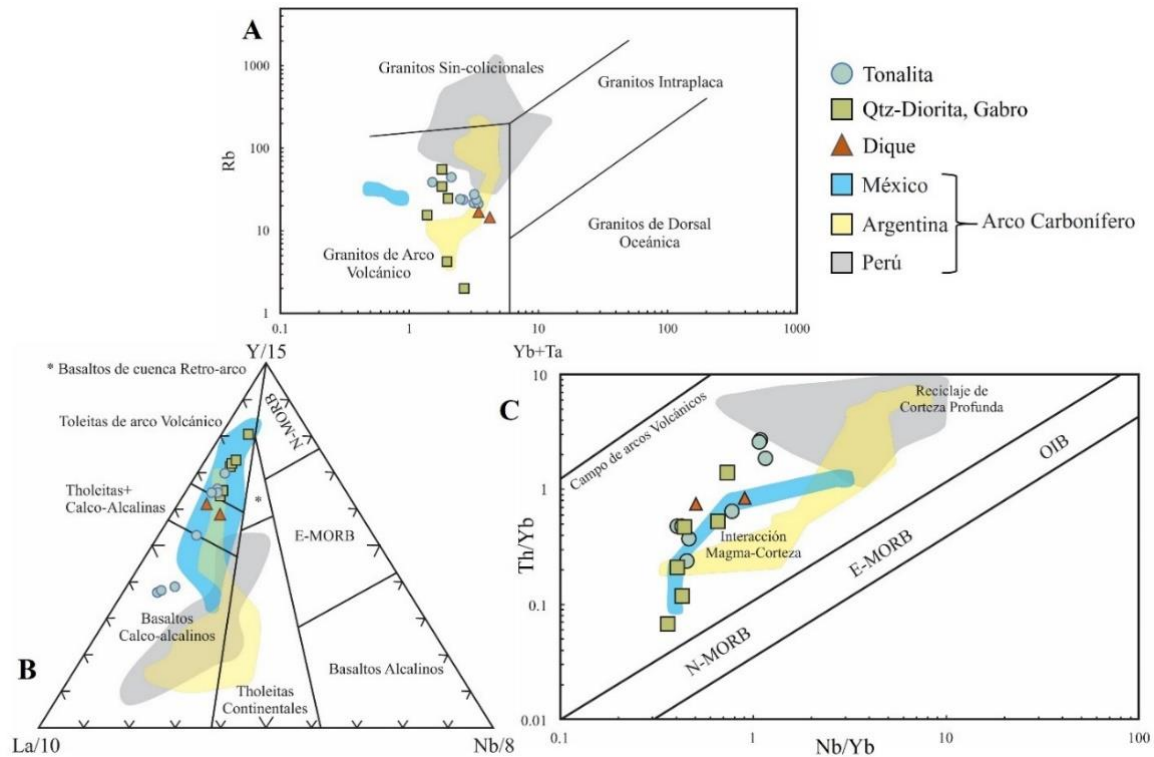
Los diques graníticos calco-alcalinos (de igual manera que las facies félsicas) presentan enriquecimiento de elementos LREE respecto a los elementos HREE, con relación (La/Yb)<sub>N</sub> (2,2) sugiriendo un espesor cortical normal (30 - 70 km; Beck *et al.*, 1996; Tewari *et al.*, 2018) y los valores de Eu (Eu\* 0,4 a 0,6) indican la cristalización temprana de las plagioclasas (Rollinson, 1993). Los datos normalizados a MORB muestran un enriquecimiento en elementos LILE en comparación con los elementos HFSE y un empobrecimiento relativo de Nb y Ti que indica una cristalización temprana de rutilo, ilmenita, titanita y magnetita en presencia de H<sub>2</sub>O (Green & Pearson 1986; Schmidt *et al.*, 2004) (Figura 36). Además, la geoquímica de estos diques revela un aumento progresivo de Th y Ba y una tendencia positiva de la relación Th/Nb, lo que también implica un aporte de sedimentos de un canal de subducción (Class *et al.*, 2000) y una generación de fundido con posterior cristalización en presencia de fluidos (H<sub>2</sub>O) (Liou *et al.*, 2017). Finalmente, los diagramas de variación de SiO<sub>2</sub> vs óxidos mayores evidencian que la cristalización fraccionada es el principal proceso de evolución del fundido para cada pulso de manera independiente (Figura 35).

Los diagramas de discriminación tectónica muestran que todas las rocas relacionadas con el margen occidental del arco de Gondwana, incluido el Plutón de El Carmen, se proyectan en el campo de los granitos de arco volcánico (Figura 40). El diagrama de discriminación tectónica (Pearce, 1984; Figura 40A) y las relaciones Y/15 – La/10 – Nb/8 (Cabanis & Lecolle, 1989; Figura 40B) sugieren un ambiente de arco para las rocas de Plutón de El Carmen. Sin embargo, en este gráfico se evidencia que las rocas pertenecientes a la sección de arco de México y Colombia evolucionaron a partir de un arco volcánico de afinidad toleítica, mientras que las rocas relacionadas con la sección de arco de Argentina y Perú evolucionaron a partir de un arco basáltico de afinidad calco-alcálido (Figura 40B).

El diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de discriminación MORB-OIB y campos de arcos volcánicos (Pearce, 2008; Figura 40C) sugiere una fuente N-MORB para los magmas que formaron el

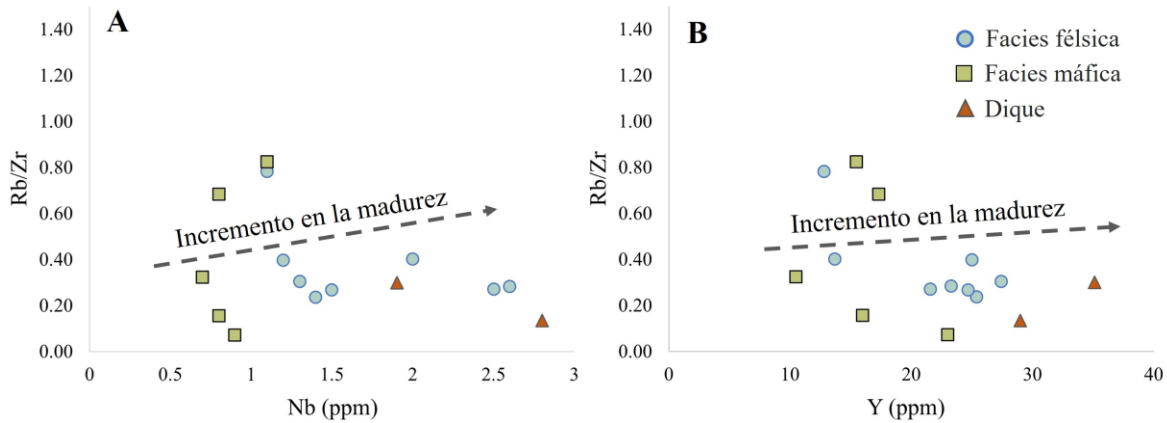
margen occidental de Gondwana (plutones de Colombia, México y Argentina) con interacción cortical y reciclaje de corteza profunda (plutones de Perú) durante el proceso de ascenso hasta su emplazamiento. En el Plutón de El Carmen, las rocas de la facies de tonalita y los diques asociados muestran una leve asimilación e interacción con la corteza en comparación con las facies de cuarzdiorita-gabro que exhiben firmas cercanas a su fuente con menor asimilación de la corteza (Figura 40C), resultados soportados en los análisis de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  que no necesariamente sugieren fusión de la corteza, por lo que los valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  representan la fuente y no la interacción con la corteza. Adicionalmente, los valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  del Plutón de El Carmen sin dispersión (Figura 39) indican una misma fuente mantélica para ambas facies del plutón, en comparación con el conjunto de datos de plutones de Argentina y Perú que presentan una alta dispersión y que oscilan entre valores positivos y negativos (Dahlquist *et al.*, 2018a, Reitsma, 2012). Los valores positivos y negativos de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  de los plutones de Argentina y Perú sugieren múltiples fuentes para el magma que formó estos cuerpos plutónicos (Belousova *et al.*, 2006).

Por otro lado, Brown *et al.* (1984) y Rollinson (1993) sugieren que, con el incremento en la madurez de los arcos volcánicos, los granitos que se forman en este ambiente están enriquecidos en Rb, Th, U, Ta, Nb, Hf y Y y se encuentran empobrecidos Ba, Sr, P, Zr y Ti. Adicionalmente, estos autores determinaron que el incremento en la madurez de los arcos volcánicos se puede establecer mediante la relación  $\text{Rb}/\text{Zr}$  vs Nb y  $\text{Rb}/\text{Zr}$  vs Y, en donde una correlación positiva (pendiente positiva) e incrementos en estas relaciones están directamente relacionados con el incremento en la madurez del arco.



**Figura 40.** Diagramas de discriminación tectónica para el Plutón de El Carmen. A. Diagrama de discriminación tectónica para granitoides (Pearce *et al.*, 1984). B. Diagrama de discriminación tectónica basada en las relaciones La/10–Y/15–Nb/8 (Cabaniš & Lecolle, 1989). C. Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de discriminación MORB-OIB y campos de arcos volcánicos (Pearce, 2008). Arco Carbonífero de Argentina según Dahlquist *et al.* (2018a; 2021) y Yoya *et al.* (2023). Arco Carbonífero de Perú según Misković *et al.* (2009) y Reitsma (2012).

Las rocas del Plutón de El Carmen presentan correlaciones positivas en las relaciones Rb/Zr vs Nb y Rb/Zr vs Y, en donde se observa que las muestras de las facies de cuarzodiorita-gabro presentan los valores de relaciones más bajas (relaciones Rb/Zr entre 0.1 – 0.8) y valores de Nb entre 0,7 – 1,1 ppm y de Y entre 10,5 – 23,0 ppm, mientras que las rocas de las facies de tonalita y los diques graníticos presentan los valores más altos (relación Rb/Zr entre 0,2 – 0,4 además de concentraciones de Nb entre 1,1 – 2,8 ppm y de Y entre 12,8 – 35,1 ppm). El conjunto de datos reportado anteriormente sugiere un ligero incremento de la madurez del arco asociado con el ambiente geotectónico de subducción (engrosamiento cortical) que aumenta levemente desde facies toleíticas del Misisipiano hacia las facies de calco-alcalinas del Pensilvaniano (Figura 41).



**Figura 41.** Diagramas de correlación Rb/Zr vs Nb y Rb/Zr vs Y para determinar incremento en la madurez del arco volcánico. A. diagrama de correlación de la relación Rb/Sr vs Nb. B. diagrama de correlación de la relación Rb/Sr vs Y.

### 6.3. Implicaciones tectónicas

Los datos interpretados, en conjunto con los diagramas de discriminación tectónica (evidencia de ambiente de arco volcánico), indican que las rocas del Plutón de El Carmen se generaron en un ambiente tectónico de zona de subducción. Este hallazgo difiere con el ambiente de *rift* en régimen extensional propuesto por otros autores para este período (Leal-Mejía *et al.*, 2019 y referencias allí). Las normalizaciones a condrito y MORB (Figura 36A, B) contrastada con otros conjuntos de datos geoquímicos de plutones del Carbonífero, que incluyen el Plutón de Totoltepec en México (Kirsch *et al.*, 2012), los plutones de Machu Picchu, Patatz, Urubamba y Balsas en Perú (Misković *et al.*, 2009; Reitsma, 2012), y los plutones de Tabaquito, Veladero, Potrerillos y Río Bonete en Argentina (Dahlquist *et al.*, 2018a; Dahlquist *et al.*, 2021; Yoya *et al.*, 2023), entre otros cuerpos plutónicos, sugieren que el arco Carbonífero del margen noroccidental de Gondwana fue un arco inmaduro en el sector norte (México y Colombia) mientras que, en la parte sur (Perú y Argentina) se evidencia la existencia de un arco más maduro. La parte norte estaría relacionada con la subducción de la placa oceánica del Océano Reico antes de la colisión entre Gondwana y Laurasia, mientras que la sección del arco del margen occidental de Gondwana, estaría relacionada con la subducción de la placa Paleo-Pacífica que según las reconstrucciones

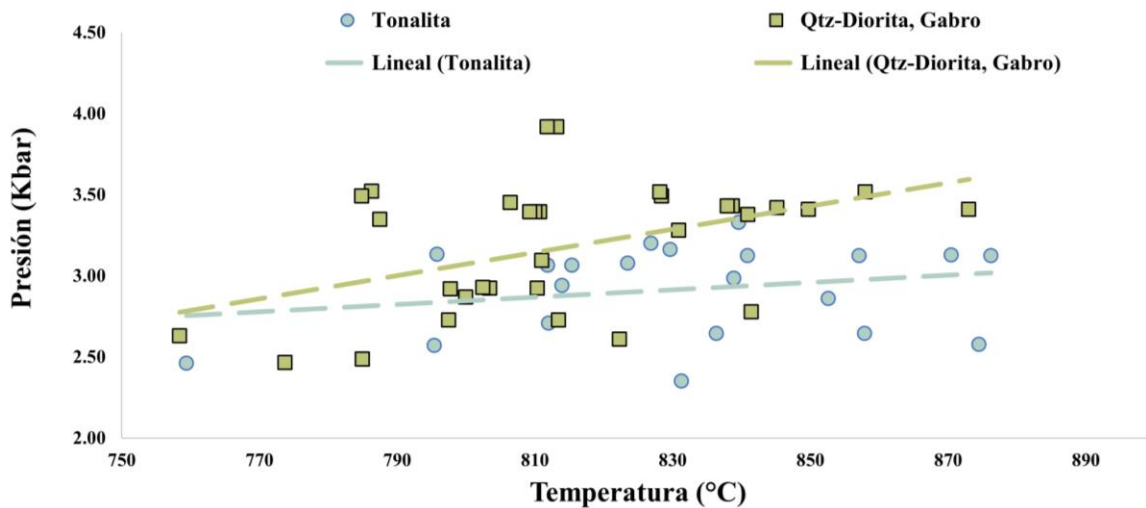
paleogeográficas (Scotese, 2016, Moreno-Sánchez *et al.*, 2020) se encontraría activa desde un periodo pre-Devónico, permitiendo que el arco incrementara su espesor y a su vez su maduración. Adicionalmente, el enriquecimiento en LREE indica un engrosamiento del arco magmático Gondwánico de norte a sur (Figura 36).

En resumen, los valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  indican una única fuente mantélica para ambas facies magmáticas del plutón (Figura 39). Una vez generado el magma, del cual se formó la facies máfica, se emplazó en la corteza media (entre 9 km y 14 km), según las estimaciones termobarométricas (profundidad de la corteza calculada con el factor de conversión propuesto por Bloch *et al.*, 2017) (Figura 42, Tabla 8). Las rocas formadas por este pulso inicial experimentaron baja diferenciación magmática, como lo demuestra su naturaleza toleítica, esto debido al delgado espesor de la corteza continental en la zona noroccidental del margen de Gondwana en 326 Ma. Para este período, se sugiere que la configuración tectónica estaba dominada por un régimen de subducción de bajo ángulo. Posteriormente, las facies calco-alcalina (más tardías) sufrieron un proceso de diferenciación magmática debido al ligero engrosamiento de la corteza continental en la zona del arco, sin embargo, la diferenciación pudo ocurrir debido a una mayor asimilación con la corteza hospedante durante el segundo pulso magmático en el pensilvaniano (313 Ma) (Rudnick & Gao, 2003; Annen *et al.*, 2006; Syracuse *et al.*, 2010).

El magma de afinidad calco-alcalina recargó la cámara de magma hacia 313 Ma, en condiciones termobarométricas de emplazamiento similares a las de la facies toleíticas en la corteza media (entre 9 km y 12 km; Figura 42, Tabla 8). Para este periodo se sugiere un cambio en el régimen tectónico, pasando de una subducción de bajo ángulo a una subducción de ángulo más pronunciado con el consecuente engrosamiento de la corteza en la zona del arco (Stern, 2002). Consecuentemente con la premisa anterior, las facies calco-alcalinas del Pensilvaniano exhiben valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  que varían de +9,1 a +10,9 (Figura 39, Tabla 11), y valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  que varían de +5,4 a +8,2 para las facies toleíticas del Misisipiano, lo que indica fuentes de magma derivadas del manto (Belousova *et al.*, 2006). Los valores positivos más altos de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  de las facies calco-alcalina son consistentes con una fuente del manto de un magma más juvenil en comparación con la fuente de magma de las facies toleíticas (valores bajos positivos), que puede ser explicado por un retroceso de la

trinchera causado por un aumento en el ángulo de subducción de la losa en subducción (*slab-rollback*), que modificó la posición y el lugar de fusión parcial dentro de la cuña del manto, generando magmas con firmas mantélicas (Dal Zilio *et al.*, 2020) entre 326 Ma y 313 Ma.

A pesar del aumento inferido en el ángulo de subducción, aún no hay evidencia discernible acerca de una migración del arco lateral. La estabilidad en las condiciones de emplazamiento en ambos pulsos puede atribuirse a la flotabilidad intrínseca de la corteza continental, que posiblemente culminó con el emplazamiento de pulsos magmáticos dentro de una cámara magmática consistente (cf. Kay & Kay, 1993; Ducea *et al.*, 2003, Ducea *et al.*, 2015). La congruencia espacial de estos pulsos multitemporales es similar a los patrones encontrados dentro del Batolito Cretácico de Antioquia (ver Leal-Mejía, 2011).



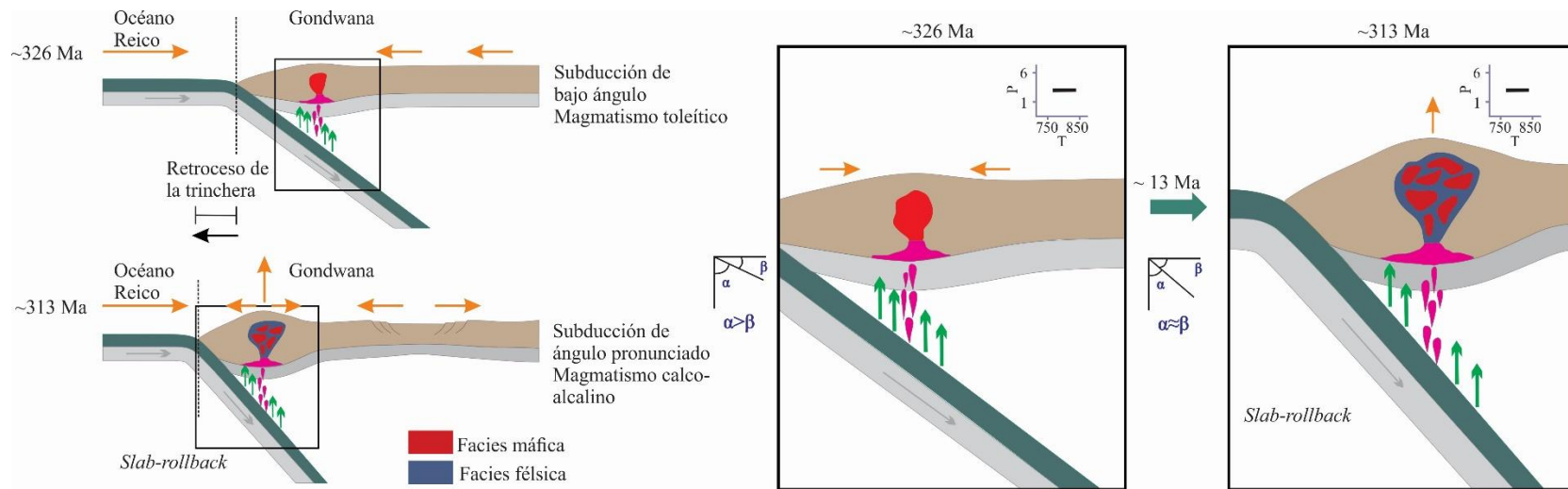
**Figura 42.** Relaciones termobarométricas de las facies de tonalita y cuarzdiorita-gabro del Plutón de El Carmen (presión estimada según barómetro de Mutch *et al.*, 2016). Temperatura según Holland & Blundy (1994) usando la reacción edenita + albita = richterita + anortita.

La relación entre ambas facies plutónicas, su tiempo de emplazamiento, evolución magmática, fuente de magma y condiciones de cristalización sugieren para el magmatismo Carbonífero del norte de Los Andes, un ambiente de subducción con un evento de *slab-rollback* y una duración de ~13 Ma entre el emplazamiento de la facies máfica de afinidad toleítica (ca. 326 Ma) y la facies félsica de afinidad calco-alcalina (ca. 313 Ma). Este fue el proceso tectónico dominante que desencadenó el cierre del extremo occidental del océano



Reico. La variación de la subducción de un régimen de buzamiento somero a un régimen de subducción de ángulo más pronunciado en el Carbonífero permitió el avance del margen continental de Gondwana hacia el supercontinente Laurasia antes de su colisión, en el contexto tectónico de la amalgamación de Pangea (Moreno-Sánchez *et al.*, 2020) (Figura 43).

Los hallazgos de esta investigación sugieren que la presencia de cuerpos plutónicos Carboníferos en Colombia y los Andes del Norte con una configuración de arco inmaduro podría ser más extensa y no estar limitada a los cuerpos descritos en este estudio. La presencia de una zona de subducción al norte de Gondwana relacionada con el cierre del océano Reico que estuvo activa alrededor de ~30 Ma (~330 – 300 Ma.) pudo generar cuerpos que aún no se hayan mapeado o que estén agrupados por falta de estudios geocronológicos a otros ciclos magmáticos como el del Jurásico, al cual inicialmente estuvo asignado el Plutón de El Carmen (Leal-Mejía, 2011).



**Figura 43.** Modelo esquemático de la evolución magmática del Plutón de El Carmen. *Slab-rollback* y engrosamiento de la corteza continental entre 326 y 313 Ma en la configuración tectónica del cierre del Océano Reico.

## 7. Conclusiones

La integración de los análisis petrográficos, geoquímica de roca total, química mineral, isótopos de Lu-Hf, termobarometría de plagioclasa-anfíbol y geocronología de U-Pb ha proporcionado información valiosa sobre los procesos involucrados en el magmatismo carbonífero colombiano. La coexistencia de las dos facies de afinidad toleítica y calco-alcalina con diferentes edades de cristalización magmática ( $326 \pm 1$  Ma para las facies máficas y  $313 \pm 1$  Ma para las facies félsicas) sugiere una recarga de la cámara magmática a partir de una fuerte derivada del manto. Esta hipótesis está sustentada por los análisis isotópicos de  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  con valores positivos entre +5,4 y +10,9, los incrementos progresivos de la anomalía de Eu observados ( $\text{Eu}^*$  0,6 a 1,2) y las altas relaciones entre elementos LREE/HREE, lo que indica que los magmas se emplazaron en un arco magmático continental asociado con un ambiente de subducción.

Los resultados termobarométricos demuestran que las facies magmáticas se emplazaron en un rango de temperatura entre 753 - 910°C y presiones entre 3 - 4,7 kbar en la misma cámara magmática a profundidades entre 9 y 12 km. La configuración tectónica del emplazamiento magmático del Plutón de El Carmen está relacionada con un *slab-rollback* (subducción de buzamiento somero a subducción de ángulo pronunciado) y un engrosamiento de la corteza continental debido a la maduración del arco entre 326 y 313 Ma, relacionado con el cierre del extremo occidental del océano Reico, antes de la colisión de Gondwana contra Laurasia.

Las facies magmáticas del Plutón de El Carmen exhiben firmas cercanas a la fuente relacionadas con magmas derivados del manto, con baja asimilación de la corteza y sin dispersión en los datos de hafnio, en contraste con la fuente de los magmas que formaron el margen occidental de Gondwana en el sector sur (plutones de Perú y Argentina), que muestran datos con fuerte dispersión de hafnio que oscilan entre valores positivos y negativos, lo que sugiere múltiples fuentes de magma con interacción cortical durante el proceso de ascenso hasta su emplazamiento.

## 8. Referencias

- Abers, G.A., Van Keken, P.E., Kneller, E.A., Ferris, A., & Stachnik, J.C., 2006, The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge flow: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 387-397.
- Ague, J.J., 1997, Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer: *Geology*, v. 25, no. 6, p. 563-566.
- Anderson, J.L., 1996, Status of thermobarometry in granitic batholiths: *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 87, no. 1-2, p. 125-138.
- Annen, C., Blundy, J.D., & Sparks, R.S.J., 2006, The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones: *Journal of Petrology*, v. 47, no. 3, p. 505-539, doi:10.1093/petrology/egi084.
- Ávila-Vallejo, H., 2015, Actualización de la cartografía geológica del distrito minero El Bagre. [Tesis de grado]: Universidad de Caldas. Manizales, Colombia.
- Baquero, M., 2015, Evolución geodinámica del noroccidente de Venezuela, basado en nuevos datos de geocronología, geoquímica e isotópicos [Tesis Doctoral]: Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela, 292 p.
- Bayona, G., Bustamante, C., Nova, G. & Salazar-Franco, A.M., 2020, Jurassic evolution of the northwestern corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. In: Gómez, J. & Pinilla-Pachon, A.O. (editors): *The Geology of Colombia, Publicaciones Geológicas Especiales Servicio Geológico Colombiano*, v. 2, no. 36. [doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05](https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05)

- Bastin, G., & Heijligers, H.J.M., 1990, Quantitative Electron Probe Microanalysis of Carbon in Binary Carbides, Eindhoven: University of Technology.
- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P. G., & Drake, L., 1996, Crustal-thickness variations in the central Andes: *Geology*, v. 24, no. 5, p. 407-410.
- Beier, C., Turner, S.P., Sinton, J.M., & Gill, J.B., 2010, Influence of subducted components on back-arc melting dynamics in the Manus Basin: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 11, no. 6, doi.org/10.1029/2010GC003037
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., & O'Reilly, S.Y., 2006, Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples From Eastern Australian Granitoids: *Journal of Petrology*, v. 47, no. 2, p. 329-353.
- Best, M.G., 2003, *Igneous and metamorphic petrology*: John Wiley & Sons, second edition. doi: 10.1180/minmag.1983.047.344.33.
- Bloch, E., Ibañez-Mejía, M., Murray, K., Vervoort, J., & Müntener, O., 2017, Recent crustal foundering in the Northern Volcanic Zone of the Andean arc: Petrological insights from the roots of a modern subduction zone: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 476, p. 47-58.
- Blundy, J.D., & Holland, T. J., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer: *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 104, no. 2, p. 208-224.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., & Patchett, P.J., 2008, The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 273, p. 48-57.

- Brown, G., Thorpe, R., & Webb, C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources: *Journal of the Geological Society*, vol. 141, no. 3, p. 413-426.
- Cabanis, B., & Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie: Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, v. 309, no. 20, p. 2023-2029.
- Cardona, A., Valencia, V., Lotero, A., Villafañez, Y., & Bayona, G., 2016, Provenance of middle to late Palaeozoic sediments in the northeastern Colombian Andes: implications for Pangea reconstruction: *International Geology Review*, v. 58, no 15, p. 1914-1939. doi: 10.1080/00206814.2016.1190948.
- Cediel, F., Shaw, R.P., & Caceres, C., 2003, Tectonic assembly of the Northern Andean Block: In C. Bartolini, R.T. Buffler, and Blickwede, J. (editors), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir v. 79*, p. 815-848.
- Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C., & Knaack, C., 2006, U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 7, no. 5. doi:10.1029/2005GC001100.
- Chin, J.J., Shimizu, K., Bybee, G.M., & Erdman, M.E., 2018, On the development of the calc-alkaline and tholeiitic magma series: A deep crustal cumulate perspective: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 482, p. 277-287.
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L., & Langmuir C.H., 2000, Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 1, no. 1, p. 1-28.

- Clavijo, J., Mantilla, L., Pinto, J., Bernal, L., & Pérez, A., 2008, Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, norte del Valle Medio del Magdalena y noroeste de la Cordillera Oriental: *Boletín de Geología*, v. 30, no. 1, p. 45-62.
- Cochrane, R., 2013, U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. [Tesis Doctoral]: Université de Genève, doi:10.13097/archive-ouverte/unige:30029.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz B., & Chiaradia, M., 2014, Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea: *Lithos*, v. 190, p. 383–402.
- Codillo, E.A., Le Roux, V., & Marschall, H.R., 2018, Arc-like magmas generated by mélange-peridotite interaction in the mantle wedge: *Nature Communications*, v. 9, no. 1, doi.org/10.1038/s41467-018-05313-2
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W., & Kinny, P., 2003, Atlas of zircon textures: *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 5, no. 1, p. 469-500.
- Correa–Martínez, A.M., 2007, Petrogênese e evolução do Ofiolito de Aburrá, Cordilhera Central dos Andes colombianos. [Tesis Doctoral]: Universidade de Brasília, 204 p.
- Dahlquist, J., Alasino, P., Basei, M., Morales-Cámara, M., Macchioli-Grande, M., & da Costa Campos Neto, M., 2018, Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian–Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27–32° LS): an example of geodynamic switching: *International Journal of Earth Sciences*, v. 107, p. 2575-2603. doi.org/10.1007/s00531-018-1615-9
- Dahlquist, J., Cámara, M., Alasino, P., Pankhurst, R., Basei, M., Rapela, C., & Galindo, C., 2021, A review of Devonian–Carboniferous magmatism in the central region of Argentina, pre-Andean margin of SW Gondwana: *Earth-Science Reviews*, 2021, v. 221, 33 p. 103781.

- Dal Zilio, L., Kissling, E., Gerya, T., & van Dinther, Y., 2020, Slab Rollback Orogeny model: A test of concept: *Geophysical Research Letters*, v. 47, e2020GL089917. doi.org/10.1029/2020GL089917
- De la Roche, H.D., Leterrier, J.T., Grandclaude, P., & Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature: *Chemical geology*, v. 29, no. 1-4, p. 183-210.
- Díaz-Martínez, E., Sempere, T., Isaacson, P.E., & Grader, G.W., 2000, Paleozoic of Western Gondwana active margin (Bolivian Andes): in 31st International Geological Congress, Pre-Congress Field Trip 27: Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, 31 p.
- Dickinson, W.R., & Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, no. 9, p. 1142-1160.
- Dilek, Y., & Furnes, F., 2014, Ophiolites and Their Origins: *Elements*, v. 10, p. 93-100.
- Ducea, M.N., Kidder, S., and Zandt, G., 2003, Arc composition at mid-crustal depths: insights from the Coast Ridge Belt, Santa Lucia Mountains, California: *Geophysics Research Letters*, v. 30, 1703.
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B., and Bergantz, G., 2015, The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 43, p. 299-331, doi:10.1146/annurev-earth-060614-105049.
- Dufrane, S.A., Vervoort, J.D., & Hart, G.L., 2007, Uncertainty of Hf isotope analysis in zircon using LA-MC-ICPMS techniques: full disclosure. 17th annual V.M.,



- Goldschmidt Conference, Cologne, Germany, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, A241.
- Etayo-Serna, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinoza, A., González, H., Orrego, A., Ballesteros, I., Forero, H., Ramírez, C., Zambrano, F., Duque, H., Vargas, R., Núñez, A., Álvarez, J., Ropain, C., Cardozo, E., Galvis, N., Sarmiento, L., Albers, J. P., Case, J.E., Singer, D.A., Bowen, R. W., Berger, B.R., Cox, D.P., & Hodges, C. A., 1983, Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Ingeominas. Publicación Geológica Especial, 14. Bogotá.
- Farabee, M.J., Taylor, E.L., & Taylor, T.N., 1990, Correlation of Permian and Triassic palynomorph assemblages from the central Transantarctic Mountains, Antarctica: Review of palaeobotany and palynology, v. 65, no. 1-4, p. 257-265.
- Floyd, P.A., & Winchester, J.A., 1978, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 21, no. 3-4, p. 291-306.
- Frost, B.R., & Frost, C.D., 2008, A geochemical classification for feldspathic igneous rocks: *Journal of Petrology*, v. 49, no. 11, p. 1955-1969.
- Frost, B.R., & Frost, C.D., 2019, *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*: Cambridge University Press. 314 p.
- Gansser, A., 1973, Facts and theories on the Andes: *Journal of the Geological Society of London*, v. 129, p. 93–131, doi: 10.1144/gsjgs.129.2.0093.
- Gómez-Tapias, J., Montes, N.E., Nivia, Á., & Diederix, H., compilers, 2015, Geological Map of Colombia 2015: Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Scale 1:1.000.000, 2 sheets.
- Green T.H., & Pearson, N.J., 1986, Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic–felsic compositions at high P, T. *Chemical Geology*, v. 54, p.185–201

- González-Iregui, H., 2001, Memoria explicativa del mapa geológico generalizado del departamento de Antioquia, escala 1:400.000.: Ingeominas. Colombia.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W., & Médard, E., 2006, The influence of H<sub>2</sub>O on mantle wedge melting: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 74-89.
- Gündüz, M., & Asan, K., 2021, PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes: *Geoscience Frontiers*, v.12, no. 1, p. 81-92.
- Hawkins, J. W., & Melchior, J. T., 1985, Petrology of Mariana Trough and LauBasin basalts: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 90, no. B13, p. 11431-11468.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., & Welch, M.D., 2012, Nomenclature of the amphibole supergroup: *American Mineralogist*, v. 97, no. 11-12, p. 2031-2048.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Della Ventura, G., & Mottana, A., 2007, Amphiboles: Crystal Chemistry, Occurrence, and Health Issues. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 67, p. 1–33.
- Holland, T., & Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 116, no. 4, p. 433-447.
- Hughes, C.J., 1972, Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum: *Geological Magazine*, 109(6), 513-527. v. 109, no. 6, p. 513-527.
- Irvine, T.N., & Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian journal of earth sciences*, v. 8, no. 5, p. 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*, v. 47, no. 6, p. 1255-1259.

- Johnson, M.C., & Rutherford, M.J., 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks: *Geology*, v. 17, no. 9, p. 837-841
- Kammer, A. & Sánchez, J., 2006, Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá Faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, no. 4, p. 412–422, doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.006
- Kawakatsu H., & Watada, S., 2007, Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle: *Nature*, v. 316, p. 1468-1471.
- Kay, R.W., and Kay, A.M., 1993, Delamination and delamination magmatism: *Tectonophysics*, v. 219, p. 177-189, doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., & Nance, R.D., 2008, Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin: *Tectonophysics*, v. 461, no. 1–4, p. 277–290, doi:10.1016 /j.tecto.2008.01.012
- Kirsch, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., & Solari, L., 2012, Permian–Carboniferous arc magmatism basin evolution along the western margin of Pangea: geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlan Complex, southern Mexico: *Bulletin*, 2012, v. 124, no. 9-10, p. 1607-1628.
- Klein, C., & Philpotts, A., 2017, *Earth Materials: Introduction to Mineralogy and Petrology*. Cambridge University Press. Second edition.
- Lawver, L.A., Grantz, A., & Gahagan, L.M., 2002, Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician: *Geological Society of America Special Papers*, v. 360, p. 333-358.

- Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P., Schmid, R., Sørensen, H. & Woolley, A., 2002, *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, New York, Cambridge University Press, Second edition, p. 22-40.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., & Guo, Y., 1997, *Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*. *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 219–246.
- Leal-Mejía, H., 2011, *Phanerozoic Gold Metallogeny in the Colombian Andes: A tectonomagmatic approach*, [Tesis Dcotoral]: Universitat de Barcelona.
- Leal-Mejía, H., Shaw, R.P., & Melgarejo, J.C., 2019, *Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the tectonomagmatic evolution of the Colombian Andes*, In: F. Cediél, R.P., Shaw (Ed.), *Geology and Tectonics of Northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean Junction*: Springer, New York, USA, p. 253-398.
- Liou, P., Shan, H., Liu, F. & Guo, J., 2017, *Petrogenesis of Neoproterozoic metavolcanic rocks in Changyukou, Northwestern Hebei: Implications for the transition stage from a compressional to an extensional regime for the North China Craton*: *Lithos*, v. 274-275, p. 53-72.
- Locock, A.J., 2014, *An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations*. *Computers & Geosciences*, v.62, p.1-11.

- Londoño, C., Montoya, J.C., Ordoñez, O., & Restrepo, J.J., 2009, Características de las mineralizaciones vetiformes en el Distrito Minero Bagre-Nechí, Antioquia: *Boletín de Ciencias de la Tierra*, v. 26, p. 29-38.
- López–Isaza, J.A., & Zuluaga, C.A., 2020, Late Triassic to Jurassic magmatism in Colombia: Implications for the evolution of the northern margin of South America. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors); *The Geology of Colombia, Mesozoic*, Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 36, v. 2 p. 77–116. [doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.03](https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.03).
- Ludwig, K.R., 2012. *Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*: Berkeley Geochronology Center, *Special Publication*, v. 4, 75 p.
- Maniar, P.D., & Piccoli, P.M., 1989, Tectonic Discrimination of Granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, no. 5, p. 635-643.
- Marshall, D., 1996, Ternplot: An Excel spreadsheet for Ternary diagrams: *Computers and Geosciences*, v. 22, no. 6, p. 697-699.
- Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, H., Chiaradia, M., Youbi, N., Reisberg, L., Merle, R., & Jourdan, F., 2018, The Central Atlantic magmatic province (CAMP): A review: *The Late Triassic World: Earth in a time of transition*, p. 91-125.
- Maya, M., & González, H., 1995, Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia: *Boletín geológico, Ingeominas*. Bogotá, v. 35, no. 23, p. 43-53.
- Maze, W.B., 1984, Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. In: Bonini, W.E., Hargraves, R.B. & Shagan, R. (editors), *The Caribbean–South American Plate boundary and regional tectonics*: Geological Society of America, v. 162, p. 263–282.
- Mišković, A., Spikings, R., Chew, D., Košler, J., Ulianov, A., & Schaltegger, U., 2009, Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization

- and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 121, no. 9-10, p. 1298-1324.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: *American journal of science*, v. 274, no. 4, p. 321-355.
- Montes, C., Rodríguez-Corcho, A.F., Bayona, G., Hoyos, N., Zapata, S., & Cardona, A., 2019, Continental margin response to multiple arc-continent collisions: The northern Andes-Caribbean margin: *Earth-Science Reviews*, v. 198, p. 102903. doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102903
- Mora-Páez, H., Kellogg, J.N., & Freymueller, J.T, 2020, Contributions of space geodesy for geodynamic studies in Colombia: 1988 to 2017. In: Gómez, J. and Pinilla-Pachon, A.O. (editors): *The Geology of Colombia, Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 38, v. 4, p. 479-498. doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.14
- Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A., & Buitrago-Hincapié, J., 2020, Paleozoic of Colombian Andes: New paleontological data and regional stratigraphic review. In: Gómez, J. and Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Proterozoic – Paleozoic*. Bogota, Servicio Geológico Colombia *Propuesta de mapeo y petrografía de facies plutónicas para las rocas carboníferas del Plutón El Carmen, noreste de la Cordillera Central de Colombia* no, *Publicaciones Geológicas Especiales* 35, v. 1, 37 p. doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.09
- Mori, L., 2007, Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano. [Tesis Doctoral]: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Mpodozis, C., & Ramos, V.A., 2008, Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?: *Revista de la Asociación geológica Argentina*, v. 63, no. 4, p. 481-497.

- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J., & Brooker, R.A., 2016, An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 171, no. 10, p. 1-27.
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., & Folguera, A., 2019, Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting: *Earth-Science Reviews*, v. 194, 2019, p. 125-159. doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.002
- Nédélec, A., & Bouchez, J.L., 2015, *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*: OUP Oxford.
- Nomade, S., Knight, K. B., Beutel, E., Renne, P. R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., & Bertrand, H., 2007, Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 244, no. 1-4, p. 326-344. doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034
- Ortega–Obregón, C., Solari, L., Gómez–Tuena, A., Elías–Herrera, M., Ortega–Gutiérrez, F. & Macías–Romo, C., 2014, Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana: *International Journal of Earth Sciences*, v. 103, no. 5, p. 1287–1300. doi.org/10.1007/s00531-013-0933-1
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J., eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, p. 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., & Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of petrology*, v. 25, no. 4, p. 956-983.

- Pearce, J.A., & Peate, D.W., 1995, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas: *Annual review of Earth and planetary sciences*, v. 23, no. 1, p. 251-285.
- Pearce, J.A., & Stern, R.J., 2006, Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspective: *Geophysical Monograph Series*, v. 166, p. 63-86. doi: 10.1029/166GM06.
- Pearce, J.A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: *Lithos*, v. 100, no. 1-4, p. 14-48.
- Petford, N., 2003, Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 31, p. 399 – 427.
- Philpotts, A., & Ague, J., 2009, *Principles of igneous and metamorphic petrology*: Cambridge University Press.
- Pindell, J.L., & Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 328, no. 1, p. 1-55.
- Putirka, K.D., 2008, Thermometers and barometers for volcanic systems: *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 69, no. 1, p. 61-120.
- Ramos, V.A., & Alemán, A., 2000, Tectonic Evolution of the Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A., *Tectonic evolution of South America, Río de Janeiro: International Geological Congress*, v. 31, p. 635-685.
- Ramos, V.A., 2009, Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle: *Geological Society of America Bulletin*, v. 204, p. 31-66.



- Reitsma, M.J., 2012, Reconstructing the Late Paleozoic: Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Peru: Orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana. [Tesis Doctoral]: University of Geneva. 228 p.
- Restrepo, J.A., Ordóñez-Carmona, O., Martens, U., & Correa, A., 2009, Terrenos, complejos y provincias en la cordillera central de Colombia: Ingeniería Investigación y Desarrollo, v. 9, no 2, p. 49-56
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M., 2010, Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes: Contributions to mineralogy and petrology, 2010, v. 160, p. 45-66.
- Riel, N., Jaillard, E., Martelat, J.E., Guillot, S. & Braun, J., 2018, Permian – Triassic Tethyan realm reorganization: Implications for the outward Pangea margin: Journal of South American Earth–Sciences, v. 81, p. 78–86. doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.007
- Rincón-Alape, J., 2022, Propuesta de mapeo y petrografía de facies plutónicas para las rocas carboníferas del Plutón El Carmen, noreste de la Cordillera Central de Colombia, [Tesis de grado]: Universidad de Caldas. Manizales, Colombia.
- Rodríguez-García, G., Correa-Martínez, A.M., Zapata-Villada, J.P., & Obando-Erazo, G., 2019. Fragments of a Permian arc on the western margin of the Neoproterozoic basement of Colombia. In: Gómez, J. and Mateus-Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, Proterozoic – Paleozoic., v. 1, 35 p. doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.10.
- Rodríguez-García, G., Zapata, J.P., Correa-Martínez, A.M., Ramírez, D.A., & Obando, G., 2020, Aportes al conocimiento del plutonismo del Arco Mocoa-Santa Marta durante el Jurásico Temprano-Medio, en la margen noroccidental de los Andes, Colombia: Boletín de Geología, v. 42, no. 3, p. 15-50.

- Rodríguez-García, G., Correa-Martínez, A.M., Zapata-Villada, J.P., Ramírez, D.A., & Sabrica, C.A., 2022, Evolution of arc magmatic cycles from the Carboniferous to the Early Cretaceous in the western paleomargin of Gondwana, north of the Andes: *Boletín Geológico*, v. 49, no. 2, p. 17-45. doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.49.2.2022.663
- Rollinson, H., 1993, Using geochemical data. Evaluation, Presentation, Interpretation, 1<sup>st</sup> Edition, London, p. 384.
- Rudnick, R.L., & Gao, S., 2003, The Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K., Eds., *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3, The Crust, Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64, dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4
- Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer: *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 110, no. 2-3, p. 304-310.
- Schmidt, M.W., & Poli, S., 1998, Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, p. 361–379.
- Schmidt, M. W., Dardon, A., Chazot, G., & Vannucci, R., 2004, The dependence of Nb and Ta rutile–melt partitioning on melt composition and Nb/T fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 226, p. 415 – 432.
- Scotese, C.R., & Golonka, J., 1992, *Paleogeographic Atlas; PALEOMAP project*, Department of Geology, University of Texas at Arlington.
- Scotese, C.R., 2014, *Animation: Paleogeography (750Ma - Present-day)*, PALEOMAP Project, Evanston, IL. <http://youtu.be/tObhGzHH2aw>.
- Scotese, C.R., 2016, *Plate Tectonics, Paleogeography, and Ice Ages, (Modern World - 540Ma.): YouTube Animation* [https://youtu.be/g\\_iEWvtKcuQ](https://youtu.be/g_iEWvtKcuQ).

- Shand, S.J., 1943, *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorites*: New York: John Wiley & Sons.
- Silva–Arias, A., Páez–Acuña, L.A., Rincón–Martínez, D., Tamara–Guevara, J.A., Gómez–Gutiérrez, P.D., López–Ramos, E., Restrepo–Acevedo, S.M., Mantilla–Figueroa, L.C., & Valencia, V., 2016, Basement characteristics in the Lower Magdalena Valley and the Sinú and San Jacinto fold belts: Evidence of a Late Cretaceous magmatic arc at the south of the Colombian Caribbean. *Ciencia, Tecnología y Futuro*, v. 6, no. 4, p. 5–36.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., & Whitehouse, M.J., 2008, Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, v. 249, no. 1-2, p. 1-35.
- Spera, F.J., 2000, Physical properties of magmas. In: Sigurdson, H., editor: *Encyclopedia of Volcanoes*, New York, Academic Press, p.171-190.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B., 2014, The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290- 75 Ma): *Gondwana Research*, v. 27, p. 95-139. Doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.
- Spikings, R., & Paul, A., 2019, The Permian–Triassic history of magmatic rocks of the northern Andes (Colombia and Ecuador): Supercontinent assembly and disassembly. In: Gómez, J. and Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Mesozoic*, Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 36, v. 2, p. 1–43. doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.01
- Stern, R.J., 2002, Subduction zones: *Reviews of Geophysics*, v. 40, no. 4, p 3-1 3-13

- Stern, C.R., 2011, Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle: *Gondwana Research*, v. 20, p. 284-308.
- Streckeisen, A., 1974, Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: *Geologische Rundschau*, v. 63, no. 2, p. 773-786.
- Streckeisen, A., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology*, v. 7, p. 331-335.
- 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, v. 42, no. 1, p. 313-345.
- Syracuse, E.M., van Keken, P.E., & Abers, G.A., 2010, The global range of subduction zone thermal models: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 183, p. 73-90, doi:10.1016/j.pepi.2010.02.004.
- Tarney, J., & Jones, C.E., 1994, Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models: *Journal of the Geological Society*, v. 151, p. 855-868.
- Taylor, B., & Martinez, F., 2003, Back-arc basin basalt systematics: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 210, no. 3-4, p. 481-497. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00167-5.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1985, *The Continental Crust: its Composition and Evolution*: Oxford: Blackwell Scientific, p. 312.
- Tewari, H.C., Rajendra Prasad, B., & Kumar, P., 2018, Global and Indian scenario of crustal thickness: Structure and Tectonics of the Indian Continental Crust and Its Adjoining Region, p. 211-224.

- Torres R., Ruiz J., Patchett P.J, & Grajales-Nishimura, J.M., 1999, Permo–Triassic continental arc in eastern Mexico; tectonic implications for reconstructions of southern North America. In: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds) Mesozoic sedimentary and tectonic history of north–central Mexico. Geological Society of America Special Paper, v. 340, p. 191–196.
- Toselli, A., 2009, Elementos Básicos de petrología Ígnea: Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Miscelánea, v. 18, p. 143-186.
- Toussaint, J.F., & Restrepo, J.J., 2020. Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. Second part: Oceanic terranes. In: Gómez, J. and Pinilla–Pachon, A.O. (editors), The Geology of Colombia, Bogotá, Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, v. 2, 24 p. doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.07.
- Urbani, F., Grande S., Baquero, M., Valencia, V., Martens, U., Pindell, J., Mendi, D., & Gomez, A., 2015, Nuevas edades U-Pb de rocas ígneo-metamórficas del estado Yaracuy, Venezuela: Boletín de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, v. 75, p. 33-52.
- Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., & Mora, A., 2016, Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans: Gondwana Research, v. 31, p. 271–294. doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011.
- Varona-Bravo, D., 2016, Caracterización petrográfica y geoquímica del sector norte del Stock del Carmen. [Tesis de grado]: Universidad de Caldas. Manizales, Colombia.
- Vermeesch, P., & Pease, V., 2021, A genetic classification of the tholeiitic and calc-alkaline magma series: Geochemical Perspectives Letters, v. 19, p. 1-6.

- Vervoort, J.D., & Blichert-Toft, J., 1999, Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, p. 533–556.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Söderlund, U., & Baker, M., 2004, Isotopic composition of Yb and the determination of Lu concentrations and Lu/Hf ratios by isotope dilution using MC-ICPMS: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 5, no. 11, 15 p.
- Vervoort, J.D., Kemp, A.I.S., Fisher, C., & Bauer, A., 2015, The rock record has it about right—no significant continental crust formation prior to 3.8 Ga: American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, Abstracts, v. 2015, p. V43D-05.
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M., & Pelaez, C., 2006, Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes: *Journal of South American Earth Sciences*. v. 21, p. 355–371.
- Viscarret, P., Wrigth J., & Urbani, F., 2009, New U-Pb zircón ages of El Baúl massif, Cojedes state, Venezuela: *Revista Tecnica de la Facultad de Ingenieria Universidad del Zulia*, v. 32, no 3, p. 210-221.
- Weinberg, R.F., Vernon, R.H., & Schmeling, H., 2021, Processes in mushes and their role in the differentiation of granitic rocks: *Earth-Science Reviews*, v. 220, p. 103665.
- White, A.J.R., & Chappell, B.W., 1983, Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: *Geological Society of America Memoir*, v. 159, no. 12, p. 21-34.
- Whitney, D.L., & Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 95, p. 185–187.
- Winchester, J.A., & Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.

- Winter, J.D., 2014. Principles of igneous and metamorphic petrology, Second Edition: Pearson Education Limited, London, p. 738.
- Yavuz, F., & Döner, Z., 2017, WinAmptb: A Windows program for calcific amphibole thermobarometry: *Periodico di Mineralogia*, v. 86, no. 2, p. 135-167.
- Yoya, M., Oriolo, S., González, P., Restelli, F., Renda, E., Bechis, F., & Olaizola, E., 2023, The birth of the Gondwanide arc: Insights into Carboniferous magmatism of the North Patagonian Andes (Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 123, 13 p. 104225.
- 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*, v. 51, p. 2411–2444.

## Material Suplementario







Tabla S1. Análisis de Silicatos representativos (EPMA) muestra JRA-15

Formula estructural de feldespatos normalizada a 8 (O)= y 5 cationes

Muestra	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	
ID spot	Amp1-1,	Amp2-5,	Amp2-5	Amp3-6,	Amp3-6	Amp5-1,	Amp5-6,	Amp6-2,	Amp7-6,	Amp7-6	Amp7-6	Amp7-6	Amp8-5,	Amp8-5	
Comentarios	Borde	Borde	Calib	Borde	Calib	Borde	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Intermedio	
SiO <sub>2</sub> (a)	46,53	47,48	47,48	45,75	45,75	46,3	46,91	45,94	46,16	46,16	46,16	46,16	46,03	46,03	47,38
TiO <sub>2</sub> (a)	1,394	0,799	0,799	1,551	1,551	1,337	1,07	1,72	1,466	1,466	1,466	1,466	1,626	1,626	1,222
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (a)	8,8	8,14	8,14	8,99	8,99	9,04	8,1	9,02	8,94	8,94	8,94	8,94	9,07	9,07	7,55
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (a)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (a)	0,015	0	0	0,042	0,042	0	0,044	0,021	0,026	0,026	0,026	0,026	0	0	0
FeO <sub>tot</sub> (a)	16,52	16,78	16,78	16,62	16,62	16,78	16,58	16,58	17	17	17	17	15,68	15,68	16,97
MnO(a)	0,308	0,31	0,31	0,295	0,295	0,29	0,302	0,299	0,294	0,294	0,294	0,294	0,279	0,279	0,309
MgO(a)	12,23	12,07	12,07	12,21	12,21	11,73	11,99	12,12	11,54	11,54	11,54	11,54	12,76	12,76	12,45
CaO(a)	10,51	10,7	10,7	10,59	10,59	10,47	10,89	10,46	10,86	10,86	10,86	10,86	10,63	10,63	10,56
Na <sub>2</sub> O(a)	0,906	0,933	0,933	0,983	0,983	0,957	1,007	0,879	0,897	0,897	0,897	0,897	0,884	0,884	0,996
K <sub>2</sub> O(a)	0,099	0,148	0,148	0,101	0,101	0,113	0,141	0,103	0,132	0,132	0,132	0,132	0,118	0,118	0,066
F(a)	0,017	0,069	0,069	0,057	0,057	0,019	0,042	0	0,013	0,013	0,013	0,013	0	0	0
Cl(a)	0	0,055	0,055	0,009	0,009	0,055	0,052	0,03	0,014	0,014	0,014	0,014	0,017	0,017	0,026
Total	97,329	97,484	97,484	97,198	97,198	97,091	97,128	97,172	97,342	97,342	97,342	97,342	97,094	97,094	97,529
Si	6,894	7,032	7,032	6,811	6,811	6,889	6,982	6,828	6,866	6,866	6,866	6,866	6,820	6,820	7,018
Ti	0,155	0,089	0,089	0,174	0,174	0,150	0,120	0,192	0,164	0,164	0,164	0,164	0,181	0,181	0,136
Al	1,537	1,421	1,421	1,577	1,577	1,585	1,421	1,580	1,567	1,567	1,567	1,567	1,584	1,584	1,318
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,000	0,005	0,005	0,000	0,005	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	2,047	2,078	2,078	2,069	2,069	2,088	2,064	2,061	2,115	2,115	2,115	2,115	1,943	1,943	2,102
Mn	0,039	0,039	0,039	0,037	0,037	0,037	0,038	0,038	0,037	0,037	0,037	0,037	0,035	0,035	0,039
Mg	2,701	2,665	2,665	2,710	2,710	2,602	2,660	2,685	2,559	2,559	2,559	2,559	2,818	2,818	2,749

Muestra	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp1-1,	Amp2-5,	Amp2-5 Calib	Amp3-6,	Amp3-6 Calib	Amp5-1,	Amp5-6,	Amp6-2,	Amp7-6,	Amp7-6 Calib	Amp7-6 Calib	Amp8-5,	Amp8-5 Calib	Amp10-1,
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Intermedio	Borde
Ca	1,668	1,698	1,698	1,689	1,689	1,669	1,737	1,666	1,731	1,731	1,731	1,687	1,687	1,676
Na	0,260	0,268	0,268	0,284	0,284	0,276	0,291	0,253	0,259	0,259	0,259	0,254	0,254	0,286
K	0,019	0,028	0,028	0,019	0,019	0,021	0,027	0,020	0,025	0,025	0,025	0,022	0,022	0,012
Total(cpuf)a]	15,321	15,317	15,317	15,376	15,376	15,317	15,344	15,325	15,326	15,326	15,326	15,345	15,345	15,336
[Si	6,894	7,032	7,032	6,811	6,811	6,889	6,982	6,828	6,866	6,866	6,866	6,820	6,820	7,018
Al <sup>(IV)</sup>	1,106	0,968	0,968	1,189	1,189	1,111	1,018	1,172	1,134	1,134	1,134	1,180	1,180	0,982
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)T-sitio(a)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
[Al <sup>(VI)</sup>	0,430	0,452	0,452	0,389	0,389	0,475	0,403	0,408	0,434	0,434	0,434	0,404	0,404	0,336
Ti	0,155	0,089	0,089	0,174	0,174	0,150	0,120	0,192	0,164	0,164	0,164	0,181	0,181	0,136
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,000	0,005	0,005	0,000	0,005	0,002	0,003	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000
Mg	2,701	2,665	2,665	2,710	2,710	2,602	2,660	2,685	2,559	2,559	2,559	2,818	2,818	2,749
Fe <sup>2+</sup>	1,711	1,794	1,794	1,723	1,723	1,774	1,812	1,712	1,840	1,840	1,840	1,597	1,597	1,779
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)C-sitio(a)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
[Mn	0,039	0,039	0,039	0,037	0,037	0,037	0,037	0,038	0,037	0,037	0,037	0,035	0,035	0,039
Fe <sup>2+</sup>	0,335	0,284	0,284	0,346	0,346	0,314	0,252	0,349	0,275	0,275	0,275	0,346	0,346	0,323
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,626	1,677	1,677	1,617	1,617	1,649	1,710	1,613	1,688	1,688	1,688	1,619	1,619	1,638
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)B-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Na	0,260	0,268	0,268	0,284	0,284	0,276	0,291	0,253	0,259	0,259	0,259	0,254	0,254	0,286
Ca	0,042	0,021	0,021	0,073	0,073	0,020	0,027	0,052	0,043	0,043	0,043	0,069	0,069	0,038
K	0,019	0,028	0,028	0,019	0,019	0,021	0,027	0,020	0,025	0,025	0,025	0,022	0,022	0,012
Total(cpuf)A-sitio(a)	0,321	0,317	0,317	0,376	0,376	0,317	0,344	0,325	0,326	0,326	0,326	0,345	0,345	0,336
[F	0,008	0,032	0,032	0,027	0,027	0,009	0,020	0,000	0,006	0,006	0,006	0,000	0,000	0,000

Muestra	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15	JRA_15
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp1-1,	Amp2-5,	Amp2-5 Calib	Amp3-6,	Amp3-6 Calib	Amp5-1,	Amp5-6,	Amp6-2,	Amp7-6,	Amp7-6 Calib	Amp7-6 Calib	Amp8-5,	Amp8-5 Calib	Amp10-1,
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Intermedio	Borde
Cl	0,000	0,014	0,014	0,002	0,002	0,014	0,013	0,008	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,007
OH	1,992	1,954	1,954	1,971	1,971	1,977	1,967	1,992	1,990	1,990	1,990	1,996	1,996	1,993
Total]OH-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Si	6,762	6,915	6,915	6,672	6,672	6,768	6,873	6,692	6,751	6,751	6,751	6,682	6,682	6,888
Al <sup>(IV)</sup>	1,238	1,085	1,085	1,328	1,328	1,232	1,127	1,308	1,249	1,249	1,249	1,318	1,318	1,112
Total(cpuf)]T-sitio(a)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
[Al <sup>(VI)</sup>	0,269	0,312	0,312	0,217	0,217	0,326	0,272	0,241	0,291	0,291	0,291	0,234	0,234	0,181
Ti	0,152	0,088	0,088	0,170	0,170	0,147	0,118	0,188	0,161	0,161	0,161	0,177	0,177	0,134
Fe <sup>3+</sup>	0,880	0,763	0,763	0,942	0,942	0,807	0,716	0,916	0,776	0,776	0,776	0,932	0,932	0,853
Cr	0,002	0,000	0,000	0,005	0,005	0,000	0,005	0,002	0,003	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,650	2,621	2,621	2,654	2,654	2,556	2,619	2,632	2,516	2,516	2,516	2,761	2,761	2,698
Mn	0,038	0,038	0,038	0,036	0,036	0,036	0,037	0,037	0,036	0,036	0,036	0,034	0,034	0,038
Fe <sup>2+</sup>	1,010	1,179	1,179	0,976	0,976	1,128	1,233	0,984	1,216	1,216	1,216	0,861	0,861	1,096
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)]M1,2,3-sitios(a)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
[Fe <sup>2+</sup>	0,118	0,102	0,102	0,109	0,109	0,117	0,083	0,120	0,087	0,087	0,087	0,110	0,110	0,114
Ca	1,636	1,670	1,670	1,655	1,655	1,640	1,710	1,633	1,702	1,702	1,702	1,653	1,653	1,645
Na	0,245	0,228	0,228	0,236	0,236	0,244	0,207	0,247	0,211	0,211	0,211	0,237	0,237	0,241
Total(cpuf)]M4-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,010	0,035	0,035	0,042	0,042	0,028	0,079	0,001	0,043	0,043	0,043	0,012	0,012	0,040
K	0,018	0,027	0,027	0,019	0,019	0,021	0,026	0,019	0,025	0,025	0,025	0,022	0,022	0,012
Total(cpuf)]A-sitio(a)	0,028	0,063	0,063	0,061	0,061	0,049	0,105	0,020	0,068	0,068	0,068	0,034	0,034	0,052
[F	0,008	0,032	0,032	0,027	0,027	0,009	0,020	0,000	0,006	0,006	0,006	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,014	0,014	0,002	0,002	0,014	0,013	0,008	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,007
OH	1,992	1,954	1,954	1,971	1,971	1,977	1,967	1,992	1,990	1,990	1,990	1,996	1,996	1,993
Total]OH-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Total Cationes](a)	15,028	15,063	15,063	15,061	15,061	15,049	15,105	15,020	15,068	15,068	15,068	15,034	15,034	15,052
[Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (calc)	8,047	6,962	6,962	8,581	8,581	7,333	6,490	8,353	7,055	7,055	7,055	8,535	8,535	7,797
FeO(calc)	9,280	10,516	10,516	8,900	8,900	10,183	10,741	9,064	10,653	10,653	10,653	8,001	8,001	9,955



Muestra Mineral	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI	JRA_15 PI
ID spot	Pla1-1.	Pla2-1.	Pla2-4.	Pla3-1.	Pla3-5.	Pla5-2.	Pla5-2 Calib	Pla6-2.	Pla7-1.	Pla7-2.	Pla7-3.	Pla8-1.	Pla8-2.	Pla10-6.
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio
SiO <sub>2</sub>	58,660	53,610	53,780	54,500	56,930	59,700	59,700	57,470	54,900	54,910	57,320	56,690	56,850	55,360
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,027	0,027	0,002	0,000	0,052	0,019	0,000	0,006	0,022
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,780	29,140	29,320	28,930	27,070	25,140	25,140	26,660	28,760	28,640	26,800	27,570	27,420	28,060
FeO <sub>(Total)</sub>	0,133	0,075	0,016	0,204	0,263	0,004	0,004	0,050	0,116	0,409	0,088	0,128	0,060	0,094
MnO	0,003	0,007	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,003	0,009	0,000	0,002	0,003
MgO	0,000	0,000	0,000	0,020	0,028	0,001	0,001	0,009	0,015	0,099	0,043	0,001	0,000	0,034
BaO	0,057	0,037	0,000	0,038	0,001	0,029	0,029	0,022	0,000	0,018	0,020	0,045	0,000	0,041
CaO	6,660	10,880	11,070	9,520	8,220	6,300	6,300	7,670	9,550	9,110	7,860	8,590	8,530	9,200
Na <sub>2</sub> O	7,760	5,370	5,400	5,600	7,000	8,010	8,010	7,050	5,760	5,650	7,000	6,510	6,580	6,040
K <sub>2</sub> O(p)	0,033	0,058	0,050	0,666	0,103	0,046	0,046	0,299	0,054	0,767	0,260	0,268	0,059	0,333
Total	99,086	99,177	99,636	99,490	99,635	99,257	99,257	99,242	99,155	99,658	99,419	99,802	99,507	99,187
Ab	67,702	47,021	46,753	49,562	60,292	69,521	69,521	61,383	52,019	50,497	60,793	56,940	58,063	53,249
An	32,109	52,645	52,963	46,560	39,124	30,216	30,216	36,904	47,660	44,993	37,721	41,518	41,594	44,820
Or(p)	0,189	0,334	0,285	3,878	0,584	0,263	0,263	1,713	0,321	4,510	1,486	1,542	0,343	1,932
[Si	10,563	9,763	9,749	9,885	10,254	10,706	10,706	10,367	9,947	9,941	10,329	10,195	10,232	10,041
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004	0,004	0,000	0,000	0,007	0,003	0,000	0,001	0,003
Al	5,471	6,254	6,264	6,184	5,746	5,313	5,313	5,668	6,141	6,111	5,692	5,844	5,817	5,998
FeO <sub>(Total)</sub>	0,020	0,011	0,002	0,031	0,040	0,001	0,001	0,008	0,018	0,062	0,013	0,019	0,009	0,014
Mn	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,005	0,008	0,000	0,000	0,002	0,004	0,027	0,012	0,000	0,000	0,009
Ba	0,004	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,003
Ca	1,285	2,123	2,150	1,850	1,586	1,210	1,210	1,482	1,854	1,767	1,518	1,655	1,645	1,788
Na	2,709	1,896	1,898	1,969	2,444	2,785	2,785	2,466	2,023	1,983	2,446	2,270	2,296	2,124
K] <sub>(p)</sub>	0,008	0,013	0,012	0,154	0,024	0,011	0,011	0,069	0,012	0,177	0,060	0,061	0,014	0,077





Muestra	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp1-4,	Amp1-4, Calib	Amp4-1,	Amp5-2,	Amp6-1,	Amp6-2,	Amp7-5,	Amp8-6,	Amp10-5,	Amp10-5	Amp
Comentarios	Borde	Borde	Intermedio	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Calib
Total(cpuf)]T-sitio(a)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
[Al <sup>(VI)</sup>	0,43	0,43	0,38	0,49	0,42	0,44	0,40	0,39	0,39	0,39	0,39
Ti	0,09	0,09	0,11	0,08	0,10	0,09	0,16	0,09	0,10	0,10	0,10
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,91	2,91	2,92	2,81	2,89	2,90	2,86	2,95	2,93	2,93	2,93
Fe <sup>2+</sup>	1,57	1,57	1,58	1,61	1,59	1,57	1,57	1,57	1,58	1,58	1,58
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total(cpuf)]C-sitio(a)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
[Mn	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
Fe <sup>2+</sup>	0,28	0,28	0,40	0,30	0,34	0,26	0,33	0,26	0,31	0,31	0,31
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,68	1,68	1,55	1,67	1,61	1,70	1,63	1,68	1,65	1,65	1,65
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total(cpuf)]B-sitio(a)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
[Na	0,27	0,27	0,24	0,27	0,23	0,24	0,25	0,21	0,23	0,23	0,23
Ca	0,01	0,01	0,06	0,07	0,05	0,00	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02
K	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Total(cpuf)]A-sitio(a)	0,31	0,31	0,33	0,37	0,32	0,26	0,31	0,27	0,27	0,27	0,27
[F	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
OH	1,97	1,97	2,00	1,97	1,99	2,00	1,99	1,97	1,98	1,98	1,98
Total]OH-sitio(a)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
[Si	6,96	6,96	6,84	6,76	6,87	7,01	6,79	7,01	6,99	6,99	6,99
Al <sup>(IV)</sup>	1,04	1,04	1,16	1,24	1,13	0,99	1,21	0,99	1,01	1,01	1,01
Total(cpuf)]T-sitio(a)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
[Al <sup>(VI)</sup>	0,29	0,29	0,19	0,33	0,25	0,31	0,24	0,25	0,25	0,25	0,25
Ti	0,09	0,09	0,11	0,08	0,09	0,09	0,16	0,09	0,10	0,10	0,10
Fe <sup>3+</sup>	0,75	0,75	1,03	0,86	0,92	0,69	0,88	0,77	0,81	0,81	0,81
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,87	2,87	2,86	2,75	2,83	2,85	2,81	2,90	2,88	2,88	2,88
Mn	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04



Muestra	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36	JRA_36
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp1-4,	Amp1-4, Calib	Amp4-1,	Amp5-2,	Amp6-1,	Amp6-2,	Amp7-5,	Amp8-6,	Amp10-5,	Amp10-5 Calib
Comentarios	Borde	Borde	Intermedio	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Na	0,27	0,27	0,24	0,27	0,23	0,24	0,25	0,21	0,23	0,23
K	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
Total(cpuf)]A-sitio(a)	0,30	0,30	0,26	0,30	0,27	0,26	0,27	0,24	0,25	0,25
[Grupo Anfíbol]	Anfíbol Cálcico	Anfíbol Cálcico	Anfíbol Cálcico	Anfíbol Cálcico	Anfíbol Cálcico	Anfíbol Cálcico	Anfíbol Cálcico	Anfíbol Cálcico	Anfíbol Cálcico	Anfíbol Cálcico

Muestra	JRA_36	JRA_37	JRA_38	JRA_39	JRA_40	JRA_41	JRA_42	JRA_43	JRA_44	JRA_45
Mineral	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI
ID spot	Pla1-12.	Pla1-13.	Pla4-9.	Pla5-7.	Pla6-8.	Pla6-8 Calib	Pla7-7.	Pla8-6.	Pla10-1.	Pla10-2.
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
SiO <sub>2</sub>	56,26	54,04	54,43	55,65	53,85	53,85	54,05	52,96	54,92	53,55
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,74	29,04	28,90	27,52	29,25	29,25	28,80	29,39	28,36	29,36
FeO(Total)	0,03	0,04	0,03	0,10	0,03	0,03	0,03	0,13	0,03	0,05
MnO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,02	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04
BaO	0,00	0,05	0,00	0,11	0,01	0,01	0,00	0,03	0,05	0,04
CaO	8,86	10,38	10,24	8,53	10,68	10,68	10,38	10,90	9,93	10,57
Na <sub>2</sub> O	6,46	5,27	5,58	5,60	5,33	5,33	5,49	5,10	5,79	5,25
K <sub>2</sub> O(p)	0,04	0,39	0,04	1177,00	0,02	0,02	0,03	0,22	0,05	0,04
Total	99,44	99,24	99,22	1274,70	99,18	99,18	98,78	98,77	99,15	98,89
Ab	56,755	46,784	49,531	0,714	47,399	47,399	48,824	45,263	51,199	47,235
An	43,014	50,921	50,229	0,601	52,484	52,484	51,012	53,458	48,522	52,552
Or(p)	0,231	2,296	0,239	98,686	0,117	0,117	0,164	1,279	0,279	0,213
[Si	10,146	9,827	9,875	1,924	9,787	9,787	9,855	9,694	9,967	9,761
Ti	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Al	5,896	6,224	6,180	1,121	6,265	6,265	6,189	6,340	6,066	6,307
FeO(Total)	0,004	0,005	0,004	0,003	0,005	0,005	0,005	0,020	0,005	0,008
Mn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,003	0,004	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,006	0,005	0,011
Ba	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,003
Ca	1,712	2,022	1,990	0,316	2,080	2,080	2,028	2,138	1,931	2,064
Na	2,259	1,858	1,963	0,375	1,878	1,878	1,941	1,810	2,037	1,855
K] <sub>(p)</sub>	0,009	0,091	0,009	51,906	0,005	0,005	0,007	0,051	0,011	0,008

Tabla S1. Análisis de Silicatos representativos (EPMA) muestra JRA-43

Formula estructural de feldespatos normalizada a 8 (O)= y 5 cationes

Muestra	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp2-8,	Amp4-3,	Amp5-1,	Amp6-6,	Amp8-6,	Amp10-1,
Comentarios	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde
SiO <sub>2</sub> (a)	46,050	46,150	45,700	46,240	45,300	45,890
TiO <sub>2</sub> (a)	0,863	1,013	0,806	0,475	0,957	0,830
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (a)	8,440	7,980	8,530	8,590	8,800	8,170
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (a)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (a)	0,000	0,000	0,012	0,010	0,010	0,000
FeO <sub>tot</sub> (a)	19,870	20,340	20,480	19,660	20,400	19,480
MnO(a)	0,660	0,785	0,711	1,043	0,751	0,697
MgO(a)	10,520	10,820	10,540	10,340	10,380	10,710
CaO(a)	9,970	9,650	9,500	10,590	9,650	10,680
Na <sub>2</sub> O(a)	0,846	0,885	1,029	0,799	1,012	0,806
K <sub>2</sub> O(a)	0,329	0,306	0,315	0,283	0,361	0,275
F(a)	0,027	0,029	0,059	0,000	0,047	0,007
Cl(a)	0,043	0,079	0,039	0,021	0,053	0,053
Total	97,618	98,037	97,721	98,051	97,721	97,598
Si	6,928	6,932	6,891	6,932	6,840	6,911
Ti	0,098	0,114	0,091	0,054	0,109	0,094
Al	1,496	1,413	1,516	1,518	1,566	1,450
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	2,500	2,555	2,583	2,465	2,576	2,453
Mn	0,084	0,100	0,091	0,132	0,096	0,089
Mg	2,359	2,423	2,369	2,311	2,336	2,405
Ca	1,607	1,553	1,535	1,701	1,561	1,723
Na	0,247	0,258	0,301	0,232	0,296	0,235
K	0,063	0,059	0,061	0,054	0,070	0,053
Total(cpuf)a]	15,382	15,406	15,439	15,399	15,451	15,414
[Si	6,928	6,932	6,891	6,932	6,840	6,911
Al <sup>(IV)</sup>	1,072	1,068	1,109	1,068	1,160	1,089
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)]T-sitio(a)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
[Al <sup>(VI)</sup>	0,424	0,344	0,407	0,449	0,406	0,361

Muestra	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp2-8,	Amp4-3,	Amp5-1,	Amp6-6,	Amp8-6,	Amp10-1,	Amp
Comentarios	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Ti	0,098	0,114	0,091	0,054	0,109	0,094	0,094
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Mg	2,359	2,423	2,369	2,311	2,336	2,405	2,405
Fe <sup>2+</sup>	2,119	2,118	2,130	2,185	2,148	2,140	2,140
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpu)C-sitio(a)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
[Mn]	0,084	0,100	0,091	0,132	0,096	0,089	0,089
Fe <sup>2+</sup>	0,381	0,436	0,452	0,279	0,428	0,313	0,313
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,535	1,464	1,457	1,588	1,476	1,598	1,598
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpu)B-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Na]	0,247	0,258	0,301	0,232	0,296	0,235	0,235
Ca	0,072	0,089	0,078	0,112	0,085	0,126	0,126
K	0,063	0,059	0,061	0,054	0,070	0,053	0,053
Total(cpu)A-sitio(a)	0,382	0,406	0,439	0,399	0,451	0,414	0,414
[F]	0,013	0,014	0,028	0,000	0,022	0,003	0,003
Cl	0,011	0,020	0,010	0,005	0,014	0,014	0,014
OH	1,976	1,966	1,962	1,995	1,964	1,983	1,983
Total]OH-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Si]	6,766	6,768	6,710	6,774	6,663	6,753	6,753
Al <sup>(IV)</sup>	1,234	1,232	1,290	1,226	1,337	1,247	1,247
Total(cpu)T-sitio(a)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
[Al <sup>(VI)</sup>	0,227	0,148	0,186	0,257	0,188	0,170	0,170
Ti	0,095	0,112	0,089	0,052	0,106	0,092	0,092
Fe <sup>3+</sup>	1,074	1,085	1,211	1,048	1,191	1,053	1,053
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,304	2,366	2,307	2,258	2,276	2,350	2,350
Mn	0,082	0,098	0,088	0,129	0,094	0,087	0,087
Fe <sup>2+</sup>	1,217	1,192	1,117	1,254	1,144	1,249	1,249
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpu)M1,2,3-sitios(a)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
[Fe <sup>2+</sup>	0,150	0,217	0,187	0,106	0,174	0,095	0,095
Ca	1,569	1,516	1,494	1,662	1,521	1,684	1,684
Na	0,280	0,267	0,319	0,232	0,305	0,221	0,221

Muestra	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp2-8,	Amp4-3,	Amp5-1,	Amp6-6,	Amp8-6,	Amp8-6,	Amp10-1,
Comentarios	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Total(cpuf)]M4-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009
K	0,062	0,057	0,059	0,053	0,068	0,068	0,052
Total(cpuf)]A-sitio(a)	0,062	0,057	0,059	0,053	0,068	0,068	0,061
[F	0,013	0,014	0,028	0,000	0,022	0,022	0,003
Cl	0,011	0,020	0,010	0,005	0,014	0,014	0,014
OH	1,976	1,966	1,962	1,995	1,964	1,964	1,983
Total]OH-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Total Cationes](a)	15,062	15,057	15,059	15,053	15,068	15,068	15,061
[Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (calc)	9,715	9,836	10,959	9,511	10,761	10,761	9,510
FeO(calc)	11,130	11,491	10,620	11,103	10,719	10,719	10,924
H <sub>2</sub> O(calc)	1,969	1,962	1,951	1,995	1,950	1,950	1,974
Total](a)	100,541	100,956	100,737	100,995	100,718	100,718	100,511
[Carga Cation](a)	46,039	46,015	46,026	46,005	46,017	46,017	46,000
[Si	6,928	6,932	6,891	6,932	6,840	6,840	6,911
Al <sup>(IV)</sup>	1,072	1,068	1,109	1,068	1,160	1,160	1,089
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)]T-sitio(a)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
[Al <sup>(VI)</sup>	0,424	0,344	0,407	0,449	0,406	0,406	0,361
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,098	0,114	0,091	0,054	0,109	0,109	0,094
Mg	2,359	2,423	2,369	2,311	2,336	2,336	2,405
Fe <sup>2+</sup>	2,119	2,118	2,130	2,185	2,148	2,148	2,140
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)]C-sitio(a)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
[FM	0,465	0,536	0,543	0,412	0,524	0,524	0,402
Ca	1,535	1,464	1,457	1,588	1,476	1,476	1,598
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)]B-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,247	0,258	0,301	0,232	0,296	0,296	0,235
K	0,063	0,059	0,061	0,054	0,070	0,070	0,053
Total(cpuf)]A-sitio(a)	0,310	0,316	0,361	0,286	0,366	0,366	0,288
[Grupo Anfíbol]	Anfíbol Cálculo	Na-Ca-Mg-Fe-Mn-Li Anfíbol	Na-Ca-Mg-Fe-Mn-Li Anfíbol	Anfíbol Cálculo	Na-Ca-Mg-Fe-Mn-Li Anfíbol	Anfíbol Cálculo	Anfíbol Cálculo

Muestra	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43	JRA_43
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
ID spot	Pla2-1.	Pla4-8.	Pla5-1.	Pla6-6.	Pla8-8.	Pla10-8.
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Borde	Intermedio
SiO <sub>2</sub>	59,110	63,890	60,680	65,090	66,870	63,430
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,024	0,028	0,000	0,000	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,610	23,570	25,230	21,910	20,860	22,740
FeO <sub>(Total)</sub>	0,052	0,143	0,094	0,047	0,065	0,142
MnO	0,007	0,014	0,000	0,000	0,003	0,013
MgO	0,000	0,093	0,000	0,022	0,007	0,053
BaO	0,034	0,024	0,000	0,050	0,008	0,046
CaO	6,900	1,500	6,510	2,270	1,165	1,750
Na <sub>2</sub> O	7,530	9,200	7,940	10,160	11,250	9,270
K <sub>2</sub> O(p)	0,158	1,470	0,111	0,268	0,031	1,105
Total	100,401	99,928	100,593	99,817	100,259	98,549
Ab	65,782	83,666	68,387	87,656	1,717	1,257
An	33,310	7,538	30,984	10,822	98,279	0,131
Or(p)	0,908	8,796	0,629	1,521	0,003	98,612
[Si	10,502	11,281	10,738	11,479	1,497	2,299
Ti	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000
Al	5,572	4,905	5,262	4,554	0,550	0,971
FeO <sub>(Total)</sub>	0,008	0,021	0,014	0,007	0,001	0,004
Mn	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,024	0,000	0,006	0,000	0,003
Ba	0,002	0,002	0,000	0,003	0,000	0,001
Ca	1,313	0,284	1,234	0,429	27,935	0,068
Na	2,594	3,150	2,724	3,474	0,488	0,651
K] <sub>(p)</sub>	0,036	0,331	0,025	0,060	0,001	51,088





Muestra	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp1-3,	Amp1-6,	Amp1-10,	Amp1-10 Calib	Amp2-8,	Amp2-10,	Amp2-10 Calib	Amp2-10 Calib	Amp3-1,	Amp3-4,	Amp4-1,	Amp5-1,	Amp5-1 Calib	Amp6-1,	Amp7-6,	Amp8-4,	Amp9-3,	Amp9-1,	Amp10-1,	
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Fe <sup>2+</sup>	2,204	2,160	2,085	2,085	2,162	2,259	2,259	2,259	2,137	2,061	2,071	2,195	2,195	2,248	2,201	2,083	2,161	2,145	1,338	
Mn	0,063	0,072	0,064	0,064	0,059	0,075	0,075	0,075	0,061	0,050	0,065	0,063	0,063	0,069	0,058	0,068	0,062	0,070	0,030	
Mg	2,532	2,623	2,639	2,639	2,643	2,500	2,500	2,500	2,604	2,597	2,768	2,527	2,527	2,518	2,582	2,638	2,513	2,562	0,098	
Ca	1,710	1,667	1,760	1,760	1,696	1,700	1,700	1,700	1,779	1,776	1,648	1,775	1,775	1,726	1,772	1,750	1,819	1,698	3,010	
Na	0,334	0,357	0,312	0,312	0,307	0,330	0,330	0,330	0,285	0,254	0,286	0,320	0,320	0,341	0,280	0,287	0,297	0,391	0,008	
K	0,081	0,047	0,057	0,057	0,036	0,071	0,071	0,071	0,073	0,079	0,030	0,061	0,061	0,063	0,101	0,068	0,089	0,047	0,005	
Total(cpuf)a]	15,454	15,415	15,384	15,384	15,364	15,440	15,440	15,440	15,396	15,308	15,319	15,433	15,433	15,458	15,450	15,361	15,439	15,433	14,713	
[Si	6,853	6,948	7,009	7,009	7,024	6,898	6,898	6,898	6,993	7,155	7,107	6,903	6,903	6,878	6,930	7,051	6,891	6,915	6,402	
Al <sup>(IV)</sup>	1,147	1,052	0,991	0,991	0,976	1,102	1,102	1,102	1,007	0,845	0,893	1,097	1,097	1,122	1,070	0,949	1,109	1,085	1,598	
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Total(cpuf)]T-sitio(a)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
[Al <sup>(VI)</sup>	0,402	0,348	0,333	0,333	0,328	0,385	0,385	0,385	0,340	0,409	0,331	0,368	0,368	0,377	0,357	0,350	0,375	0,383	2,200	
Ti	0,126	0,138	0,128	0,128	0,131	0,118	0,118	0,118	0,116	0,080	0,119	0,122	0,122	0,116	0,095	0,113	0,118	0,136	0,022	
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Cr	0,001	0,002	0,005	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,006	0,004	0,002	0,002	
Mg	2,532	2,623	2,639	2,639	2,643	2,500	2,500	2,500	2,604	2,597	2,768	2,527	2,527	2,518	2,582	2,638	2,513	2,562	0,098	
Fe <sup>2+</sup>	1,939	1,889	1,895	1,895	1,896	1,995	1,995	1,995	1,939	1,912	1,781	1,982	1,982	1,989	1,963	1,894	1,989	1,917	1,338	
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	
Total(cpuf)]C-sitio(a)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	3,689	
[Mn	0,063	0,072	0,064	0,064	0,059	0,075	0,075	0,075	0,061	0,050	0,065	0,063	0,063	0,069	0,058	0,068	0,062	0,070	0,000	
Fe <sup>2+</sup>	0,265	0,271	0,190	0,190	0,266	0,264	0,264	0,264	0,198	0,148	0,290	0,213	0,213	0,259	0,238	0,189	0,172	0,228	0,000	
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ca	1,672	1,656	1,746	1,746	1,675	1,661	1,661	1,661	1,741	1,776	1,645	1,724	1,724	1,672	1,703	1,743	1,766	1,698	2,000	

Muestra	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp1-3,	Amp1-6,	Amp1-10,	Amp1-10 Calib	Amp2-8,	Amp2-10,	Amp2-10 Calib	Amp2-10 Calib	Amp3-1,	Amp3-4,	Amp4-1,	Amp5-1,	Amp5-1 Calib	Amp6-1,	Amp7-6,	Amp8-4,	Amp9-3,	Amp9-1,	Amp10-1,	
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Total(cpuf)]B-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Na	0,334	0,357	0,312	0,312	0,307	0,330	0,330	0,330	0,285	0,229	0,286	0,320	0,320	0,341	0,280	0,287	0,297	0,387	0,008	
Ca	0,038	0,011	0,014	0,014	0,020	0,039	0,039	0,039	0,038	0,000	0,003	0,051	0,051	0,054	0,069	0,007	0,053	0,000	1,010	
K	0,081	0,047	0,057	0,057	0,036	0,071	0,071	0,071	0,073	0,079	0,030	0,061	0,061	0,063	0,101	0,068	0,089	0,047	0,005	
Total(cpuf)]A-sitio(a)	0,454	0,415	0,384	0,384	0,364	0,440	0,440	0,440	0,396	0,308	0,319	0,433	0,433	0,458	0,450	0,361	0,439	0,433	1,024	
[F	0,018	0,014	0,024	0,024	0,047	0,017	0,017	0,017	0,036	0,031	0,000	0,032	0,032	0,040	0,039	0,047	0,009	0,009	0,000	
Cl	0,002	0,012	0,004	0,004	0,001	0,004	0,004	0,004	0,011	0,012	0,013	0,011	0,011	0,014	0,010	0,009	0,013	0,011	0,004	
OH	1,979	1,973	1,973	1,973	1,952	1,979	1,979	1,979	1,953	1,957	1,987	1,957	1,957	1,947	1,951	1,944	1,979	1,979	1,996	
Total]OH-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
[Si	6,735	6,830	6,912	6,912	6,907	6,776	6,776	6,776	6,889	7,075	6,985	6,794	6,794	6,756	6,811	6,955	6,792	6,812	6,742	
Al <sup>(IV)</sup>	1,265	1,170	1,088	1,088	1,093	1,224	1,224	1,224	1,111	0,925	1,015	1,206	1,206	1,244	1,189	1,045	1,208	1,188	1,258	
Total(cpuf)]T-sitio(a)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
[Al <sup>(VI)</sup>	0,256	0,206	0,218	0,218	0,190	0,236	0,236	0,236	0,216	0,315	0,188	0,236	0,236	0,227	0,214	0,235	0,255	0,258	2,742	
Ti	0,124	0,136	0,126	0,126	0,129	0,116	0,116	0,116	0,114	0,079	0,117	0,120	0,120	0,114	0,093	0,111	0,117	0,134	0,023	
Fe <sup>3+</sup>	0,797	0,781	0,636	0,636	0,764	0,817	0,817	0,817	0,682	0,514	0,789	0,730	0,730	0,822	0,792	0,629	0,662	0,687	0,000	
Cr	0,001	0,002	0,005	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,003	0,006	0,004	0,002	0,002	0,002	
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mg	2,488	2,578	2,603	2,603	2,599	2,456	2,456	2,456	2,565	2,568	2,720	2,487	2,487	2,473	2,537	2,602	2,477	2,524	0,103	
Mn	0,062	0,071	0,063	0,063	0,058	0,074	0,074	0,074	0,060	0,050	0,064	0,062	0,062	0,067	0,057	0,067	0,061	0,069	0,032	
Fe <sup>2+</sup>	1,272	1,225	1,349	1,349	1,259	1,299	1,299	1,299	1,361	1,472	1,120	1,365	1,365	1,296	1,304	1,350	1,425	1,326	2,098	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Total(cpuf)]M 1,2,3-sitios(a)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
[Fe <sup>2+</sup>	0,097	0,117	0,071	0,071	0,103	0,102	0,102	0,102	0,063	0,047	0,126	0,066	0,066	0,090	0,068	0,076	0,044	0,099	0,000	
Ca	1,680	1,639	1,736	1,736	1,668	1,669	1,669	1,669	1,752	1,756	1,619	1,747	1,747	1,695	1,742	1,726	1,793	1,672	2,000	
Na	0,223	0,244	0,193	0,193	0,229	0,228	0,228	0,228	0,185	0,196	0,254	0,188	0,188	0,215	0,190	0,199	0,163	0,229	0,000	

Muestra	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp1-3,	Amp1-6,	Amp1-10,	Amp1-10 Calib	Amp2-8,	Amp2-10,	Amp2-10 Calib	Amp2-10 Calib	Amp3-1,	Amp3-4,	Amp4-1,	Amp5-1,	Amp5-1 Calib	Amp6-1,	Amp7-6,	Amp8-4,	Amp9-3,	Amp9-1,	Amp10-1,
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Total(cpuf)]M	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
4-sitio(a)																			
[Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,106	0,107	0,115	0,115	0,073	0,096	0,096	0,096	0,096	0,055	0,027	0,128	0,128	0,120	0,085	0,084	0,129	0,156	0,009
K	0,080	0,046	0,056	0,056	0,036	0,070	0,070	0,070	0,072	0,078	0,029	0,060	0,060	0,062	0,099	0,067	0,088	0,046	0,005
Total(cpuf)]A-	0,186	0,153	0,171	0,171	0,109	0,166	0,166	0,166	0,167	0,133	0,056	0,188	0,188	0,182	0,184	0,151	0,217	0,202	0,014
sitio(a)																			
[F	0,018	0,014	0,024	0,024	0,047	0,017	0,017	0,017	0,036	0,031	0,000	0,032	0,032	0,040	0,039	0,047	0,009	0,009	0,000
Cl	0,002	0,012	0,004	0,004	0,001	0,004	0,004	0,004	0,011	0,012	0,013	0,011	0,011	0,014	0,010	0,009	0,013	0,011	0,004
OH	1,979	1,973	1,973	1,973	1,952	1,979	1,979	1,979	1,953	1,957	1,987	1,957	1,957	1,947	1,951	1,944	1,979	1,979	1,996
Total]OH-	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
sitio(a)																			
[Total	15,186	15,153	15,171	15,171	15,109	15,166	15,166	15,166	15,167	15,133	15,056	15,188	15,188	15,182	15,184	15,151	15,217	15,202	15,014
Cationes](a)																			
[Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (calc	7,234	7,063	5,776	5,776	6,939	7,417	7,417	7,417	6,164	4,672	7,195	6,629	6,629	7,431	7,172	5,713	5,959	6,211	0,000
FeO(calc)	11,182	10,925	11,603	11,603	11,137	11,447	11,447	11,447	11,584	12,427	10,226	11,686	11,686	11,285	11,178	11,640	11,899	11,582	16,552
H <sub>2</sub> O(calc)	1,992	1,979	1,993	1,993	1,968	1,990	1,990	1,990	1,962	1,984	2,009	1,973	1,973	1,951	1,959	1,963	1,981	1,987	2,080
Total](a)	100,588	99,931	100,300	100,300	100,229	100,684	100,684	100,684	100,067	100,167	100,046	100,710	100,710	100,377	100,426	100,195	99,995	99,973	106,012
[Carga	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	46,000	47,547
Cation](a)																			
[Si	6,853	6,948	7,009	7,009	7,024	6,898	6,898	6,898	6,993	7,155	7,107	6,903	6,903	6,878	6,930	7,051	6,891	6,915	6,402
Al <sup>(IV)</sup>	1,147	1,052	0,991	0,991	0,976	1,102	1,102	1,102	1,007	0,845	0,893	1,097	1,097	1,122	1,070	0,949	1,109	1,085	1,598
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)]T-	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
sitio(a)																			
[Al <sup>(VI)</sup>	0,402	0,348	0,333	0,333	0,328	0,385	0,385	0,385	0,340	0,409	0,331	0,368	0,368	0,377	0,357	0,350	0,375	0,383	2,200
Cr	0,001	0,002	0,005	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,006	0,004	0,002	0,002
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,126	0,138	0,128	0,128	0,131	0,118	0,118	0,118	0,116	0,080	0,119	0,122	0,122	0,116	0,095	0,113	0,118	0,136	0,022
Mg	2,532	2,623	2,639	2,639	2,643	2,500	2,500	2,500	2,604	2,597	2,768	2,527	2,527	2,518	2,582	2,638	2,513	2,562	0,098
Fe <sup>2+</sup>	1,939	1,889	1,895	1,895	1,896	1,995	1,995	1,995	1,939	1,912	1,781	1,982	1,982	1,989	1,963	1,894	1,989	1,917	1,308

Muestra	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp1-3,	Amp1-6,	Amp1-10,	Amp1-10 Calib	Amp2-8,	Amp2-10,	Amp2-10 Calib	Amp2-10 Calib	Amp3-1,	Amp3-4,	Amp4-1,	Amp5-1,	Amp5-1 Calib	Amp6-1,	Amp7-6,	Amp8-4,	Amp9-3,	Amp9-1,	Amp10-1,
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030
Total(cpuf)]C-sitio(a)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	3,660
[FM	0,328	0,344	0,254	0,254	0,325	0,339	0,339	0,339	0,259	0,195	0,356	0,276	0,276	0,328	0,297	0,257	0,234	0,297	0,000
Ca	1,672	1,656	1,746	1,746	1,675	1,661	1,661	1,661	1,741	1,776	1,644	1,724	1,724	1,672	1,703	1,743	1,766	1,698	2,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
Total(cpuf)]B-sitio(a)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,334	0,357	0,312	0,312	0,307	0,330	0,330	0,330	0,285	0,225	0,286	0,320	0,320	0,341	0,280	0,287	0,297	0,386	0,008
K	0,081	0,047	0,057	0,057	0,036	0,071	0,071	0,071	0,073	0,079	0,030	0,061	0,061	0,063	0,101	0,068	0,089	0,047	0,005
Total(cpuf)]A-sitio(a)	0,416	0,404	0,369	0,369	0,344	0,401	0,401	0,401	0,357	0,304	0,316	0,382	0,382	0,403	0,381	0,355	0,386	0,432	0,014
[Grupo Anfíbol]	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico	Anfíbol Cálxico

Muestra	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
ID spot	Pla1-1.	Pla1-2.	Pla1-3.	Pla1-4.	Pla2-1.	Pla2-1. Calib	Pla2-2.	Pla2-3.	Pla3-8.	Pla3-8 Calib	Pla4-1.	Pla5-6.	Pla5-1.	Pla6-5.	Pla7-1.	Pla8-6.	Pla9-1.	Pla9-1 Calib	Pla10-8.
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
SiO <sub>2</sub>	53,660	54,850	57,810	54,580	57,000	57,000	54,430	55,310	53,810	53,810	54,650	55,060	53,720	53,920	53,820	55,300	53,930	53,930	53,910
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,069	0,000	0,015	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,032
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,760	28,540	26,590	29,270	27,320	27,320	28,820	28,290	29,170	29,170	28,690	28,630	29,170	29,170	29,140	28,190	28,910	28,910	29,040
FeO <sub>(Total)</sub>	0,259	0,172	0,146	0,131	0,159	0,159	0,191	0,110	0,032	0,032	0,152	0,062	0,220	0,225	0,178	0,147	0,121	0,121	0,107
MnO	0,000	0,007	0,009	0,001	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,007	0,004	0,012	0,013	0,007	0,015	0,009	0,009	0,000
MgO	0,013	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,092	0,007	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,005	0,006	0,000	0,000	0,032
BaO	0,034	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,044	0,025	0,019	0,019	0,008	0,076	0,011	0,018	0,018	0,063	0,000	0,000	0,040
CaO	11,180	10,060	7,770	10,720	8,570	8,570	10,070	9,760	10,930	10,930	10,260	10,040	11,300	10,880	11,020	9,570	10,600	10,600	10,750
Na <sub>2</sub> O	5,090	5,690	7,160	5,520	6,700	6,700	5,740	6,000	5,310	5,310	5,770	5,810	5,260	5,500	5,490	6,070	5,530	5,530	5,330
K <sub>2</sub> O(p)	0,111	0,078	0,047	0,041	0,061	0,061	0,136	0,069	0,044	0,044	0,053	0,049	0,080	0,050	0,074	0,050	0,028	0,028	0,050
Total	100,107	99,418	99,532	100,263	99,811	99,811	99,535	99,571	99,315	99,315	99,661	99,732	99,788	99,778	99,752	99,429	99,128	99,128	99,291

Muestra	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47	JRA_47
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
ID spot	Pla1-1.	Pla1-2.	Pla1-3.	Pla1-4.	Pla2-1.	Pla2-1. Calib	Pla2-2.	Pla2-3.	Pla3-8.	Pla3-8 Calib	Pla4-1.	Pla5-6.	Pla5-1.	Pla6-5.	Pla7-1.	Pla8-6.	Pla9-1.	Pla9-1 Calib	Pla10-8.
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Intermedio	Intermedio	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Ab	44,881	50,352	62,344	48,122	58,383	58,383	50,377	52,453	46,665	46,665	50,285	51,008	45,513	47,639	47,212	53,286	48,483	48,483	47,154
An	54,475	49,194	37,387	51,643	41,267	41,267	48,838	47,150	53,080	53,080	49,411	48,709	54,031	52,076	52,369	46,425	51,355	51,355	52,555
Or(p)	0,644	0,454	0,269	0,235	0,350	0,350	0,785	0,397	0,254	0,254	0,304	0,283	0,455	0,285	0,419	0,289	0,162	0,162	0,291
[Si	9,692	9,934	10,390	9,819	10,239	10,239	9,864	9,996	9,778	9,778	9,887	9,941	9,740	9,768	9,758	10,009	9,816	9,816	9,798
Ti	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004
Al	6,335	6,092	5,632	6,206	5,784	5,784	6,156	6,026	6,247	6,247	6,117	6,092	6,233	6,228	6,227	6,013	6,202	6,202	6,220
FeO <sub>(Total)</sub>	0,039	0,026	0,022	0,020	0,024	0,024	0,029	0,017	0,005	0,005	0,023	0,009	0,033	0,034	0,027	0,022	0,018	0,018	0,016
Mn	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000
Mg	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,009
Ba	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,005	0,001	0,001	0,001	0,004	0,000	0,000	0,003
Ca	2,164	1,952	1,496	2,066	1,649	1,649	1,955	1,890	2,128	2,128	1,989	1,942	2,195	2,112	2,141	1,856	2,067	2,067	2,093
Na	1,783	1,998	2,495	1,925	2,333	2,333	2,017	2,102	1,871	1,871	2,024	2,034	1,849	1,932	1,930	2,130	1,952	1,952	1,878
K] <sub>(p)</sub>	0,026	0,018	0,011	0,009	0,014	0,014	0,031	0,016	0,010	0,010	0,012	0,011	0,019	0,012	0,017	0,012	0,007	0,007	0,012

Tabla S1. Análisis de Silicatos representativos (EPMA) muestra JRA-49

Formula estructural de feldespatos normalizada a 8 (O)= y 5 cationes

Muestra	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
ID spot	Amp1-8,	Amp2-8,	Amp3-8,	Amp3-8 Calib	Amp4-8,	Amp5-1,	Amp6-1,	Amp9-7,	Amp9-7 Calib	Amp10-1,
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
SiO <sub>2</sub> (a)	45,340	45,380	45,140	45,140	45,700	46,190	46,760	44,620	44,620	41,650
TiO <sub>2</sub> (a)	1,081	1,124	1,093	1,093	1,013	0,977	0,929	1,224	1,224	0,270
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (a)	8,860	9,040	9,080	9,080	8,760	9,120	8,070	9,660	9,660	14,620
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (a)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (a)	0,004	0,013	0,000	0,000	0,006	0,038	0,000	0,000	0,000	0,008
FeO <sub>tot</sub> (a)	17,730	17,330	17,850	17,850	17,450	16,830	16,850	17,470	17,470	19,180
MnO(a)	0,374	0,390	0,398	0,398	0,343	0,293	0,427	0,362	0,362	0,304
MgO(a)	11,560	11,300	11,150	11,150	11,010	11,590	11,840	10,910	10,910	8,410
CaO(a)	10,790	11,380	11,320	11,320	11,490	11,550	11,010	11,060	11,060	11,420
Na <sub>2</sub> O(a)	0,917	0,996	0,914	0,914	0,955	0,936	0,947	1,058	1,058	1,370
K <sub>2</sub> O(a)	0,488	0,559	0,601	0,601	0,613	0,508	0,301	0,630	0,630	0,455
F(a)	0,046	0,009	0,008	0,008	0,016	0,011	0,060	0,057	0,057	0,035
Cl(a)	0,011	0,027	0,043	0,043	0,002	0,017	0,030	0,036	0,036	0,009
Total	97,201	97,548	97,597	97,597	97,358	98,060	97,224	97,087	97,087	97,731
Si	6,811	6,794	6,774	6,774	6,855	6,844	6,975	6,724	6,724	6,292
Ti	0,122	0,127	0,123	0,123	0,114	0,109	0,104	0,139	0,139	0,031
Al	1,569	1,595	1,606	1,606	1,549	1,593	1,419	1,716	1,716	2,603
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	2,227	2,170	2,240	2,240	2,189	2,085	2,102	2,202	2,202	2,423
Mn	0,048	0,049	0,051	0,051	0,044	0,037	0,054	0,046	0,046	0,039
Mg	2,589	2,522	2,494	2,494	2,462	2,560	2,633	2,451	2,451	1,894
Ca	1,737	1,825	1,820	1,820	1,846	1,834	1,760	1,786	1,786	1,848
Na	0,267	0,289	0,266	0,266	0,278	0,269	0,274	0,309	0,309	0,401
K	0,094	0,107	0,115	0,115	0,117	0,096	0,057	0,121	0,121	0,088
Total(cpuf)a	15,463	15,479	15,490	15,490	15,454	15,431	15,377	15,494	15,494	15,620
[Si]	6,811	6,794	6,774	6,774	6,855	6,844	6,975	6,724	6,724	6,292
Al <sup>(IV)</sup>	1,189	1,206	1,226	1,226	1,145	1,156	1,025	1,276	1,276	1,708
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total(cpuf)]T-sitio(a)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
[Al <sup>(VI)</sup> ]	0,379	0,389	0,380	0,380	0,403	0,437	0,394	0,440	0,440	0,895
Ti	0,122	0,127	0,123	0,123	0,114	0,109	0,104	0,139	0,139	0,031







Muestra	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49	JRA_49
Mineral	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI
ID spot	Pla1-6,	Pla2-1,	Pla3-1,	Pla3-8,	Pla4-6,	Pla5-5,	Pla6-5,	Pla9-1,	Pla9-3,	Pla10-1,
Comentarios	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
SiO <sub>2</sub>	56,240	57,940	56,210	56,680	55,520	55,860	54,490	54,840	55,030	56,490
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,000	0,005	0,009	0,002	0,005	0,019	0,032	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,920	27,130	28,140	27,780	28,910	28,480	29,450	29,460	28,640	28,090
FeO <sub>(Total)</sub>	0,184	0,284	0,230	0,112	0,163	0,497	0,346	0,198	0,317	0,132
MnO	0,008	0,002	0,006	0,000	0,001	0,006	0,003	0,000	0,004	0,000
MgO	0,014	0,004	0,029	0,000	0,000	0,099	0,047	0,000	0,000	0,027
BaO	0,000	0,048	0,015	0,000	0,000	0,025	0,014	0,000	0,000	0,056
CaO	9,570	8,610	9,510	9,350	10,420	9,600	10,070	10,710	10,300	8,640
Na <sub>2</sub> O	6,170	6,790	6,110	6,240	5,700	5,870	5,290	5,320	5,710	6,140
K <sub>2</sub> O(p)	0,046	0,087	0,058	0,045	0,021	0,046	0,542	0,052	0,077	0,421
Total	100,152	100,895	100,308	100,212	100,744	100,485	100,257	100,599	100,110	99,996
Ab	53,705	58,509	53,581	54,563	49,687	52,386	47,185	47,194	49,858	54,863
An	46,031	40,998	46,085	45,179	50,193	47,344	49,635	52,502	49,699	42,662
Or(p)	0,263	0,493	0,335	0,259	0,120	0,270	3,181	0,304	0,442	2,475
[Si	10,094	10,302	10,073	10,152	9,925	10,005	9,813	9,825	9,914	10,139
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,004	0,000
Al	5,906	5,685	5,943	5,864	6,091	6,012	6,251	6,220	6,081	5,942
FeO <sub>(Total)</sub>	0,028	0,042	0,035	0,017	0,024	0,074	0,052	0,030	0,048	0,020
Mn	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Mg	0,004	0,001	0,008	0,000	0,000	0,026	0,013	0,000	0,000	0,007
Ba	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,004
Ca	1,840	1,640	1,826	1,794	1,996	1,842	1,943	2,056	1,988	1,661
Na	2,147	2,341	2,123	2,167	1,976	2,039	1,847	1,848	1,994	2,137
K] <sub>(p)</sub>	0,011	0,020	0,013	0,010	0,005	0,011	0,125	0,012	0,018	0,096