

**PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL PLUTÓN DE PUEBLITO, NOROESTE DE LA
CORDILLERA CENTRAL DE LOS ANDES COLOMBIANOS E IMPLICACIONES EN
SU EVOLUCIÓN MAGMÁTICA**

SARA VALENCIA ARISTIZÁBAL

UNIVERSIDAD DE CALDAS

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

PROGRAMA GEOLOGÍA

MANIZALES

OCTUBRE DE 2022



SARA VALENCIA ARISTIZÁBAL

Trabajo de grado modalidad Tesis pregrado realizado en compañía de Nortunel S.A. Sucursal en
Colombia presentado como prerrequisito para optar por el título de Geóloga

Director

MSc. Juan Sebastián Hernández González

Asesor

Julián David Valencia Mejía

Universidad de Caldas

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Programa Geología

Manizales, Octubre de 2022

Nota de Aceptación



Juan Sebastián Hernández González

Director de Tesis

DEDICATORIA

A mis padres, abuelos, y hermano que han sido mi apoyo fundamental, por los cuales cada día agradezco a Dios el tenerlos, así que les ofrezco este logro que solo ustedes saben cuánto me costó.

Los amo.

AGRADECIMIENTOS

Gracias a Dios por darme salud, las capacidades y el entendimiento durante toda esta etapa universitaria.

Agradezco a mi familia que me apoyó y alentó a ser una gran profesional.

Agradezco a cada uno de los profesores que me aportaron sus conocimientos para moldear los míos, a mis compañeros de carrera por cada aporte brindado y las experiencias vividas.

Especial agradecimiento a mi asesor de tesis Juan Sebastián Hernández González por su dedicación, compromiso, y vocación para enseñar; a mi codirector Julián David Valencia Mejía por su gestión y acompañamiento durante todo este trabajo.

A las profesoras July Quiceno, Clemencia Alzate y Luz Mary Toro por su disposición aún en tiempos de pandemia.

A cada una de las personas que aportaron en esta etapa tan importante de la vida.

Resumen

El Plutón de Pueblito es un cuerpo intrusivo de edad Triásico superior (edad de cristalización U-Pb en circón de 233 ± 14 Ma), localizado en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia y se encuentra dentro de la Zona de Cizalla de Romeral. El cuerpo ígneo está emplazado entre los Esquistos de Sabaletas al oeste y las Metasedimentitas de Sinifaná al este. Este plutón está conformado por dos facies principales: una máfica que corresponde con i) gabronorita de piroxeno y hornblenda de grano grueso con clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, sausruta, epidota, apatito y circón, y ii) gabro con clinopiroxeno, ortopiroxeno, sausruta y actinolita-tremolita, apatito y circón, y una facies ultramáfica compuesta websterita de olivino a harzburgita parcialmente serpentizada, con olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y tremolita metamórfica. Los análisis químicos de elementos mayores muestran composiciones toleíticas para las facies máficas (SiO_2 entre 44,2 y 50,9 % en peso, $\text{FeO}t$ entre 7,72 y 13,1 % en peso y Al_2O_3 entre 14,15 y 16,45 % en peso), con patrones planos en los elementos de tierras raras pesadas (HREE) en las gabronoritas de piroxeno y hornblenda y algunos gabros, y empobrecimiento en elementos de tierras raras livianas (LREE) principalmente en la gabronorita de piroxeno y hornblenda. La facies ultramáfica (SiO_2 entre 38, y 40,1% en peso) en general se encuentra empobrecida en REE y en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE), y levemente enriquecida en elementos de alto potencial iónico (HFSE). Los resultados químicos evidencian cristalización fraccionada entre las facies máficas y no se observa transición desde la facies ultramáfica. Esta transición es evidente en otras asociaciones máficas-ultramáficas en la Cordillera Central (p.e. Ofiolita de Aburrá). La complejidad estructural de la Zona de Cizalla de Romeral ha dificultado la interpretación del origen de las asociaciones máficas-ultramáficas, no obstante,

estudios recientes de geología estructural en el Plutón de Pueblito han atribuido el origen del magmatismo máfico a tectónica transpresiva, con generación de magmas del manto (facies ultramáfica). Finalmente, aunque cada facies del Plutón de Pueblito tuvo una evolución magmática diferente con respecto a la otra facies, las evidencias estructurales, mineralógicas y geoquímicas permiten inferir que el escenario tectónico en el cual se originaron y posteriormente se emplazaron corresponde con una cuenca de trasarco en un esquema de inicio de subducción con generación y obducción de fragmentos ofiolíticos de zona de suprasubducción (ZSS).

Palabras clave: Plutón de Pueblito, Triásico superior, facies máfica y ultramáfica, zona de suprasubducción, inicio de subducción.

Contenido

Lista de figuras.....	8
Lista de tablas	14
1. Introducción	15
2. Contexto tectónico y geología regional.	22
3. Marco teórico	26
3.1 Tectónica y magmatismo	26
3.2 Magmatismo en zonas de suprasubducción (ZSS)	28
3.3 Asociaciones máficas-ultramáficas en ofiolitas de ZSS	30
4. Materiales y métodos	32
4.1 Compilación de información cartográfica y análisis de sensores remotos	32
4.2 Trabajo de campo y muestreo de roca	33
4.3 Petrografía.....	34
4.4 Geoquímica de roca total	35
5. Resultados.....	38
5.1 Relaciones de campo y geología local.....	38
5.1.1 Unidades litoestratigráficas asociadas al Plutón de Pueblito.....	38
5.1.2 Relaciones de campo entre las facies del Plutón de Pueblito	42

5.2 Petrografía.....	44
5.2.1 Facies ultramáfica	44
5.2.2 Facies máfica	49
5.2.3 Tonalita	55
5.3 Geoquímica.....	59
5.3.1 Clasificación geoquímica.....	60
5.3.2 Afinidad geoquímica e índice de saturación de alúmina del magma.....	62
5.3.3 Diagramas Harker	65
5.3.4 Elementos traza y elementos de tierras raras (REE).....	67
6. Discusión.....	70
6.1 Evolución magmática del Plutón de Pueblito	70
6.2 Esquema tectonomagmático	76
7. Conclusiones	79
Referencias.....	81
Anexo 1: Descripciones petrográficas	92

Lista de figuras

Figura 1. Contexto tectónico de los Andes colombianos, geología regional y localización del área de estudio. a. Fisiografía y principales sistemas de falla con la localización del área de estudio. VC: Valle del Cauca; VM: Valle del Magdalena; FG: Falla de Garrapatas; ZCR: Zona de Cizalla de Romeral; FOP: Falla Otú-Pericos; FO: Falla de Oca; FSMB: Falla Santa Marta-Bucaramanga; SFG: Sistema de Falla de Guaicarámo (compilado de Montes <i>et al.</i> , 2019 y referencias citadas en el mismo). b. Localización del área de estudio, geología local y facies principales del Plutón de Pueblito (adaptado de Rodríguez-Jiménez, 2010; Rodríguez-Jiménez <i>et al.</i> , 2018; Gómez & Montes, 2020.), mostrando la ubicación de las estaciones de campo realizadas (ver Tabla 1)....	24
Figura 2. Sección transversal generalizada que ilustra la generación de magma asociada con varios ambientes de tectónica de placas. 1. Divergencia: dorsal centro-oceánica, 2. Divergencia: <i>rift</i> continental, 3. Convergencia: subducción de corteza oceánica bajo corteza oceánica, 4. Convergencia: subducción de corteza oceánica bajo corteza continental, 5. Divergencia: trasarco, 6. Magmatismo intraplaca oceánica y 7. Magmatismo intraplaca continental. Adaptado de Winter (2014).....	27
Figura 3. Regiones y productos en una zona de subducción. Modificado de Stern (2002).....	29
Figura 4. Columna estratigráfica que muestra el manto superior y los componentes de la corteza de una ofiolita de zona de ZSS generalizada. Adaptado y modificado de Dilek & Furnes (2014) y Furnes & Dilek (2017).....	31
Figura 5. Geología del Plutón de Pueblito y puntos de muestreo para petrografía y análisis químicos. Adaptado de Rodríguez-Jiménez, 2010; Rodríguez-Jiménez <i>et al.</i> , 2018; Gómez & Montes, 2020.....	36

Figura 6. Afloramientos correspondientes a las Metasedimentitas de Sinifaná. a. Contacto fallado entre Formación Amagá y Metasedimentitas de Sinifaná. b. Afloramiento de las sedimentitas de la Formación Amagá (arenitas y lodolitas) en zona de contacto fallado con las Metasedimentitas de Sinifaná. c. Zona de brecha de falla, en la zona de contacto entre las Metasedimentitas de Sinifaná y el Plutón de Pueblito (estación SVA-42)..... 39

Figura 7. Panorámica del noroeste de la zona de estudio, donde se observa la expresión geomorfológica de las rocas metamórficas los Esquistos de Sabaletas al fondo, y en primer plano las sedimentitas de la Formación Amagá formando un valle. El contacto entre ambas unidades litoestratigráficas es discordante..... 40

Figura 8. Expresión geomorfológica de la Formación Amagá y de las unidades plutónicas con las cuales está en contacto (Plutón de Pueblito y Stock de Amagá). a. Rocas plutónicas al fondo en el sector del proyecto Túnel de Amagá, y sedimentitas de la Formación Amagá con morfología suave, de valle, en primer plano. El contacto entre ambas litologías corresponde a la Falla de Amagá. b. Morfología escarpada del Stock de Amagá al fondo y morfología suave de las sedimentitas de la Formación Amagá en primer plano. c. Morfología escarpada del Plutón de Pueblito en contacto fallado con la Formación Amagá en primer plano. d. Contacto fallado entre la Formación Amagá (izquierda) y el Plutón de Pueblito (derecha). Fotografía hacia el noroeste del área de estudio, tomada desde la Cantera de la Vereda la Quiebra en la vía que conduce hacia Armenia–Mantequilla. e. Panorámica en dirección noreste desde la Vereda Pueblito de los Sánchez, donde se observa al fondo la morfología escarpada del Stock de Amagá en contacto fallado con la Formación Amagá con morfología de valle. f. Vista en dirección suroeste, tomada desde la vereda La Quiebra, donde se observa en la parte inferior de la fotografía la morfología colinada de la Formación Amagá y al fondo se presentan morfologías de pendientes inclinadas correspondientes

al Plutón de Pueblito. Se observan facetas triangulares que marcan la zona de contacto fallado oriental entre ambas unidades. 41

Figura 9. Afloramientos de los diferentes litotipos del Plutón de Pueblito. a y b. Afloramientos de brecha de falla en la zona de contacto de las peridotitas con las sedimentitas de la Formación Amagá, compuesta por fragmentos verdosos de roca muy fracturada. c. Peridotita de la facies ultramáfica del Plutón de Pueblito (estación SVA-20) donde se observa la roca con alteración hidrotermal sobreimpuesta (clorita en planos de fractura). d y e. Afloramientos de gabros de la facies máfica, entre Angelópolis y Santa Ana. f. Zona de contacto entre las facies máfica y ultramáfica con predominio de fragmentos de peridotita con respecto a fragmentos de gabro. .. 43

Figura 10. Diagrama para la clasificación de rocas ultramáficas con base en la abundancia modal de olivino y piroxeno (Streckeisen, 1976). 46

Figura 11. Microfotografías representativas de la harzburgita tomadas con el objetivo 4X. Nicoles paralelos a la izquierda y nicoles cruzados a la derecha. a-b. Olivino (Ol) de tamaño fino-grosso muy fracturado. c-d. Olivino (Ol) y ortopiroxeno (Opx) en textura granoblástica. Se observan fracturas rellenas por serpentina (Srp). e-f. Serpentina (rellenando fracturas y clinopiroxeno (Cpx) con textura granoblástica. g-h. Textura pseudomórfica mallada de serpentina (Srp) en olivino (Ol). 47

Figura 12. Microfotografías representativas de la websterita de olivino tomadas con el objetivo 4X. Nicoles paralelos a la izquierda y nicoles cruzados a la derecha. a-b. Olivino (Ol) fracturado de tamaño medio y clinopiroxeno (Cpx) de tamaño grueso; algunas fracturas están rellenas por serpentina (Srp). c-d. Textura schiller entre los piroxenos (Opx, Cpx), y textura poiquilítica de espinela (Spl) en olivino (Ol). e-f. Tremolita (Amp) formando textura bastítica en clinopiroxeno (Cpx). g-h. Textura schiller entre los piroxenos (Opx, Cpx). 48

- Figura 13. Diagrama para la clasificación de rocas ultramáficas con base en la abundancia modal de olivino y piroxeno (Streckeisen, 1976). 50
- Figura 14. Microfotografías representativas de gabro (gabro y gabronorita) tomadas con el objetivo 4X y 10X. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. a-b. Plagioclasa (Pl), actinolita (act), clorita (Chl) y cuarzo (Qz) de relleno. c-d. Clinopiroxeno (Cpx), apatito (Ap) y plagioclasa saussuritizada (Pl). e-f. Rutilo (Rt), clinozoisita (Czo), actinolita (Act) por uralitización de piroxeno, clorita (Chl) y plagioclasa (Pl) saussuritizada. 51
- Figura 15. Microfotografías de gabro bandeado (norita) tomadas con el objetivo 4X. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. a-b. Banda de tamaño de grano fino con Plagioclasa (Pl) y Clinopiroxeno (Cpx). c-d. Banda de tamaño de grano grueso Clinopiroxeno (Cpx) con textura en bahía por absorción de plagioclasa (Pl) de segunda generación, y clorita (Chl) de alteración. e-f. Titanita (Ttn), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Pl) saussuritizada. 52
- Figura 16. Diagrama para la clasificación de rocas ultramáficas con base en la abundancia modal de olivino y piroxeno (Streckeisen, 1976). 53
- Figura 17. Microfotografías de gabronorita de piroxeno y hornblenda, tomadas con el objetivo 4X. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. a-b. Plagioclasa (Pl) y anfíbol (Amp) de tamaño medio, clinopiroxeno (Cpx), apatito (Ap) y plagioclasa (Pl) formando bahías con el anfíbol (Amp). c-f. Clinopiroxeno (Cpx), anfíbol (Amp) y plagioclasa (Pl) saussuritizada. 54
- Figura 18. Microfotografías de gabronorita de piroxeno y hornblenda, tomadas con el objetivo 4X. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. a-b. Plagioclasa poco alterada (Pl),

clinozoisita (Czo) y anfíboles (Amp) de tonalidad verde. c-d. Clinopiroxeno (Cpx) rodeado de anfíboles (Amp) de tonalidad rojiza, plagioclasa (Pl) saussuritizada y textura simplectítica.	55
Figura 19. Diagrama QAP para clasificación de rocas ígneas (Streckeisen, 1976).....	56
Figura 20. Microfotografías de gabronorita de piroxeno y hornblenda, tomadas con el objetivo 4X. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. a-b. Plagioclasa parcialmente alterada (Pl), cuarzo primario y cuarzo de introducción. Se aprecian también circones (Zrn) y actinolita-tremolita (Act). c-d. Actinolita (Act) y plagioclasa (Pl) saussuritizada. e-f. Textura simplectítica de biotita (objetivo de 20X).....	57
Figura 21. Grado de alteración de las muestras. Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs $100*\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ propuesto por Hughes (1972).....	60
Figura 22. Clasificación química de las rocas del Plutón de Pueblito con base en Zr/TiO_2 vs SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977).	61
Figura 23. Clasificación química de las rocas del Plutón de Pueblito con base en el diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2) (Middlemost, 1994).....	61
Figura 24. Afinidad e índice de saturación de alúmina con base en el diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).....	63
Figura 25. Afinidad e índice de saturación de alúmina con base en las proporciones de Al, Mg y $\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Ti}$ (Jensen & Pyke, 1982).	63
Figura 26. Afinidad e índice de saturación de alúmina con base en FeO^*/MgO vs TiO_2 (Miyashiro, 1974).	64
Figura 27. Saturación de aluminio con base en Fe^* vs Al (Frost & Frost, 2008).....	64
Figura 28. Diagramas Harker de MgO vs óxidos mayores.	66

Figura 29. Diagrama multielemental de patrones de REE. Normalización de REE a condrito (Sun & McDonough, 1989).....	68
Figura 30. Diagrama multielemental de patrones de elementos traza. Normalización a MORB (Pearce, 1983).	68
Figura 31. Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce (2008) para evolución magmática y contaminación cortical.....	72
Figura 32. Diagrama TiO ₂ /Yb vs Nb/Yb de Pearce (2008) para evolución magmática y contaminación cortical.....	73
Figura 33. Diagrama Ti/Y Vs Nb/Y de Pearce (1982) para determinación del tipo de Fuente magmática.....	73
Figura 34. Diagrama ternario TiO ₂ /10 – P ₂ O ₅ – MnO de Mullen (1983) para determinación del tipo de fuente magmática.....	74
Figura 35. Diagrama V vs Ti/1000 de Shervais (1982) para determinación del tipo de fuente magmática.....	74
Figura 36. Diagrama TiO ₂ vs FeO _t /MgO de Shuto et al. (2006) para determinación del tipo de fuente magmática y ambiente tectónico.....	75
Figura 37. Diagrama Zr/Y vs Ti/Y de Pearce & Gale (1977) para determinación del ambiente tectónico.....	75
Figura 38. Interpretación tectónica esquemática para la formación y emplazamiento del Plutón de Pueblito (sin escala). La sucesión de eventos es inferida con base en los datos geocronológicos y modelos tectónicos de Vinasco <i>et al.</i> (2006), Rodríguez-Jiménez (2010), Cochrane <i>et al.</i> (2014), Rodríguez-Jiménez <i>et al.</i> (2018), Spikings & Paul (2019), Vinasco (2019), García-Casco <i>et al.</i> (2020) e Ibáñez-Mejía <i>et al.</i> (2020), y a partir de los datos obtenidos en este estudio.....	78

Lista de tablas

Tabla 1. Composición modal de las facies del Plutón de Pueblito. Los colores indican cada grupo petrográfico definido para el presente trabajo.	58
Tabla 2. Geoquímica de roca total (óxidos mayores y elementos traza) de las facies del Plutón de Pueblito. Los colores indican cada grupo petrográfico definido para el presente trabajo. d.l.d = debajo del límite de detección.....	69

1. Introducción

Las zonas de subducción son la manifestación externa de la fracción descendente de las células de convección del manto, en las cuales se da el hundimiento abrupto de la litósfera, siendo este proceso el que proporciona la fuerza necesaria para provocar la expansión de las dorsales oceánicas (White *et al.*, 1970; Stern, 2002). Dicho proceso está relacionado con márgenes convergentes de placas, estando involucradas dos porciones de la litósfera (oceánica y/o continental) y debido a su interacción se generan algunos productos en la corteza flotante, como lo son la zona de trinchera, un arco magmático y las cuencas de antearco y trasarco, entre otros elementos (White *et al.*, 1970; Shervais, 2001; Stern, 2002; Sen & Stern, 2021). Dependiendo del ángulo en el que se da la subducción, la velocidad de convergencia, la densidad de las placas litosféricas involucradas y otras variables, los miembros finales varían en cuanto a sus productos (p.e. subducción tipo Mariana o tipo Chilena), con características petrográficas, geoquímicas y estructurales específicas (Stern, 2002; Taylor & Martínez, 2003; Sen & Stern, 2021). Estas características son propias de cada elemento de la zona de subducción, por ejemplo, en las cuencas de trasarco, los productos magmáticos presentan características petrográficas y geoquímicas similares a los basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB) (Shervais, 2001; Taylor & Martínez, 2003) aunque con algunas diferencias que pueden ser rastreadas y establecidas con base en su contexto geológico. Teniendo en cuenta lo anterior, en la etapa de extensión de una cuenca de trasarco relacionada con un subsecuente inicio de subducción o etapa juvenil de la subducción, se forman ofiolitas en la placa superior o flotante del límite de placa convergente, las cuales son denominadas ofiolitas de zonas de suprasubducción (ZSS), representadas por asociaciones

máficas-ultramáficas (Pearce *et al.*, 1984; Stern & Bloomer, 1992; Dilek *et al.*, 2007; Wakabayashi *et al.*, 2010; Dilek & Furnes, 2014; Furnes & Dilek, 2017).

En la Cordillera Central de los Andes colombianos existen asociaciones máficas-ultramáficas a lo largo de la Zona de Cizalla de Romeral (*sensu* Vinasco, 2019). Las más antiguas son del Triásico medio-tardío y se encuentran localizadas al este de la falla Cauca-Almaguer, entre las que se encuentran la Ofiolita de Aburrá (*sensu* Correa, 2007) o Complejo Ofiolítico de Aburrá (*sensu* Correa *et al.*, 2005) y el Complejo Ultramáfico de Heliconia (Montoya & Peláez, 1993), este último redefinido como Plutón de Pueblito y peridotitas asociadas (*cf.* Rodríguez-Jiménez, 2010; Rodríguez Jiménez *et al.*, 2018), y las que se encuentran al oeste de la falla son principalmente cretácicas, por ejemplo, el Complejo máfico-ultramáfico de Bolívar y el Macizo Ofiolítico de Ginebra, entre otras (Nivia, 1996; Kerr *et al.*, 1996; Kerr *et al.*, 2002; Ossa-Meza & Concha-Perdomo, 2007; Nivia *et al.*, 2017).

El Plutón de Pueblito se localiza en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, es un cuerpo intrusivo de edad Triásico tardío (edad de cristalización U-Pb en circón de 233 ± 14 Ma; Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018; Vinasco, 2019) y está compuesto por cinturones N-S de rocas máficas (gabro de hornblenda, gabro, gabronorita, norita con presencia de tremolita) y rocas ultramáficas leve a parcialmente serpentinizadas (websterita de olivino, harzburgita). El plutón es contemporáneo con otros plutones del Triásico, como lo son el Stock de Cambumbia con una edad de $232,9 \pm 1,2$ Ma (edad de cristalización U-Pb en circón; Zapata *et al.*, 2019) y el Stock de Amagá ($227 \pm 4,5$ Ma; Vinasco *et al.*, 2006). Su edad también es coherente con la edad de cristalización de un gabro pegmatítico ($228 \pm 0,9$ Ma: Restrepo *et al.*, 2007; $228 \pm 1,2/2,3$ Ma: Ibáñez-Mejía *et al.*, 2020) y de una anfibolita de la unidad La Espadera ($228,5 \pm 1,4/2,5$ Ma: Ibáñez-Mejía *et al.*, 2020), ambas rocas correspondientes a la Ofiolita de Aburrá.

Es difícil establecer la relación entre el Plutón de Pueblito y las rocas metamórficas que lo encajan, como lo son los Esquistos de Sabaletas y las Metasedimentitas de Sinifaná, debido a la complejidad estructural de la zona, sin embargo, Rodríguez-Jiménez, 2010 describió en un afloramiento un dique diorítico que atribuye al Plutón de Pueblito, intruyendo rocas de la unidad de Esquistos de Sabaletas. Adicionalmente, la forma alargada y subparalela del plutón ha sido interpretada como un emplazamiento que estuvo controlado por el sistema de fallas Cauca-Romeral (González, 2001), o por movimientos transcurrentes en un nivel somero de la corteza, a través de una discontinuidad estructural que hacía parte de una zona de cizalla regional (paleo-Sutura Romeral) que separa los Esquistos de Sabaletas de las Metasedimentitas de Sinifaná (Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018).

La relación genética entre las peridotitas y los gabros, que en conjunto conforman el Plutón de Pueblito, ha sido objeto de debate. Por una parte, con base en relaciones de campo y petrografía, algunos autores separan las peridotitas y los gabros como una unidad independiente de las dioritas (Toussaint & Restrepo, 1978; Montoya & Peláez, 1993). Por otra parte, otros autores sugieren que hubo cristalización fraccionada del plutón, que muestra la evolución desde la facies más primitiva (peridotita) hasta las más evolucionadas (gabro y diorita) (Giraldo, 2010; Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018). Para aportar datos a esta discusión, es indispensable el estudio sistemático de cada facies realizando un muestreo adecuado para desarrollar la caracterización petrográfica y geoquímica del Plutón de Pueblito. Es por este motivo que en el marco del proyecto Túnel de Amagá, desarrollado por la empresa Nortunel S.A. Sucursal en Colombia, y el cual corta al Plutón de Pueblito de manera perpendicular a su elongación, fue posible tener acceso a

los núcleos de perforación de las primeras etapas del proyecto, de los cuales se seleccionaron los más representativos de las diferentes litologías del plutón para la elaboración de

secciones delgadas y análisis químicos, evitando en gran medida la meteorización superficial a la cual están sometidas las rocas.

Por lo tanto, el presente estudio contiene los resultados petrográficos que permitieron caracterizar dos facies principales de gabro de anfíbol y gabronorita para el cuerpo principal, y una tercera facies de websterita de olivino a harzburgita, siendo este último objeto de discusión con respecto a su relación genética con las facies gabroicas. Adicionalmente, se presenta la caracterización geoquímica de cada una de las facies con el fin de establecer la clasificación química del plutón, la naturaleza del magma, los procesos de evolución magmática que experimentó, y el ambiente tectónico en el cual se generó y emplazó, con el fin de proponer un modelo genético para el Plutón de Pueblito en el contexto de la tectónica que actuaba durante el Triásico superior en el NW de Suramérica.

1.1 Pregunta de investigación

¿Cuáles fueron los principales procesos geológicos que actuaron en la evolución magmática del Plutón de Pueblito?

1.2 Objetivo general

Realizar el análisis petrográfico de cada una de las facies del Plutón de Pueblito y su caracterización geoquímica con el fin de establecer un modelo conceptual referente a su evolución magmática.

1.3 Objetivos específicos

Realizar el muestreo sistemático de cada una de las facies del Plutón de Pueblito descritas en el campo y caracterizarlas mediante petrografía convencional, identificando su mineralogía, principales texturas y establecer su clasificación modal.

Realizar la caracterización geoquímica de las facies del plutón con el fin de establecer su clasificación química, la naturaleza del magma y el ambiente tectónico en el cual se generó y emplazó.

Con base en el análisis de los datos petrográficos y geoquímicos adquiridos y las investigaciones previas disponibles, proponer un modelo de evolución magmática para el Plutón de Pueblito en el contexto geodinámico que actuaba durante el Triásico superior en el NW de Suramérica.

1.4 Localización

El Plutón de Pueblito corresponde a un cuerpo tabular alargado en dirección SSE-NNW, localizado en la zona más occidental de la Cordillera Central dentro del área de influencia de la Zona de Cizalla de Romeral (*sensu* Vinasco, 2019) (Figura 1a), en el departamento de Antioquia, en zona rural de los municipios de Amagá y Venecia (Figura 1b), en un área incluida en las planchas 166 y 146 a escala 1: 100 000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).

Este plutón, debido a su tendencia presenta varios carreteables y accesos, principalmente desde su tramo oriental, partiendo de Medellín y el suroeste Antioqueño. En este caso, se definieron tres zonas de estudio con transectas en dirección perpendicular al eje de alargamiento del plutón (SSE-NNW):

Para el primer trayecto, localizado en el sector sur, correspondiente al Túnel de Amagá y el sector de Pueblito en el corregimiento de Camilo C, se accede desde Medellín en dirección sur, por la vía al suroeste de Antioquia, específicamente en dirección al municipio de Amagá. En el sector de la glorieta Camilo C (1 km antes de Amagá) se toma el desvío hacia la izquierda en dirección al túnel de Amagá, localizado aproximadamente a 600 m de la glorieta. Para acceder al sector de Pueblito, en la glorieta del sector de Camilo C, bajando desde Medellín se toma el segundo acceso en dirección al sector de la Virgen (corregimiento Camilo C, parte alta), por un carreteable en alta pendiente que atraviesa el asentamiento urbano por unos 600 m, hasta llegar al sector de la virgen, donde se localiza el acueducto veredal, de allí se toma el carreteable hacia el occidente (desvío a la izquierda) por una placa huella de alta pendiente durante un tramo de

aproximadamente 1 km, donde se observan los primeros afloramientos de roca fresca del plutón, en la vereda Pueblito durante un tramo de aproximadamente 5 km, por la vía veredal con algunos tramos en placa huella y otros en carretera destapada.

Para acceder al segundo trayecto desde Medellín, se toma la vía hacia el suroccidente en dirección al municipio de Caldas, posteriormente sobre la vía Caldas–Amagá, aproximadamente en el kilómetro 10 en el sector de Paso Nivel, se toma el desvío hacia el occidente en dirección hacia el municipio de Angelópolis. Desde el casco urbano se toma la vía hacia el occidente hacia la vereda La Quiebra en dirección oriente-occidente, donde se corta el cuerpo con una tendencia E-W.

El tercer trayecto, localizado en el centro-norte del cuerpo, sobre la vía desde el corregimiento de San Antonio de Prado–Armenia Mantequilla, se accede desde Medellín en dirección a San Antonio de Prado. Posteriormente, desde el casco urbano de San Antonio de Prado en dirección al occidente, se toma la vía hacia Armenia–Mantequilla, iniciando el trayecto a la altura de la vereda el Guamal hasta el municipio de Armenia.

2. Contexto tectónico y geología regional.

La interacción de las placas Suramericana, Nazca y Caribe ha tenido como consecuencia la formación de los Andes Colombianos en el noroeste de Suramérica (Taboada *et al.*, 2000), los cuales están divididos en tres cordilleras separadas por valles que de oeste a este corresponden con: la Cordillera Occidental y la Serranía de Baudó, el Valle del Cauca, la Cordillera Central, el Valle del Magdalena y la Cordillera Oriental. Históricamente, algunos autores han denominado “Occidente Colombiano” a la región que incluye al flanco occidental de la Cordillera Central, el Valle del Cauca, la Cordillera Occidental y la Serranía de Baudó, debido a la afinidad de corteza oceánica de las rocas que conforman dicha zona (Barrero, 1977; Millward *et al.*, 1984; Nivia, 1987; Bourgois *et al.*, 1987; Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2003; Rodríguez-Jiménez, 2010).

El “Occidente Colombiano” presenta varias asociaciones máficas-ultramáficas del Cretácico que corresponden a fragmentos de secuencias ofiolíticas (Álvarez, 1987; Bourgois *et al.*, 1987; Correa, 2007; García Casco *et al.*, 2020; Hernández-González *et al.*, 2020), por ejemplo, el Complejo máfico-ultramáfico de Bolívar y el Macizo Ofiolítico de Ginebra, entre otras (Nivia, 1996; Kerr *et al.*, 1996; Kerr *et al.*, 2002; Ossa-Meza & Concha-Perdomo, 2007; Nivia *et al.*, 2019) y porciones del manto que conforman un *plateau* oceánico (Nivia, 1987; 1996; 2001; Kerr *et al.*, 1996; Nivia *et al.*, 2006; Serrano *et al.* 2011). Por otra parte, la Cordillera Central de los Andes colombianos está conformada por un basamento metamórfico pre-Triásico cubierto por sucesiones sedimentarias meso-cenozoicas, las cuales hospedan plutones que representan varios eventos tectonomagmáticos que se dieron desde el Triásico, por ejemplo granitoides post-tectónicos triásicos, granitoides anatéticos y anfibolitas relacionadas con la ruptura de Pangea (Vinasco *et al.*, 2006; Cochrane *et al.*, 2014), hasta *suites* magmáticas del Neógeno (Álvarez, 1983;

McCourt *et al.*, 1984; Feininger *et al.*, 1972; Bustamante *et al.*, 2017; Spikings & Paul, 2019; Vinasco, 2019, Leal-Mejía *et al.*, 2019, Moreno-Sánchez *et al.*, 2020).

Tanto las rocas cretácicas del “Occidente Colombiano” de afinidad de corteza oceánica, como las rocas pre-triásicas del basamento de la Cordillera Central de afinidad principalmente de corteza continental, están en contacto entre sí por la Zona de Cizalla de Romeral (ZCR) (*sensu* Vinasco, 2019 y referencias citadas en el). Con el fin de comprender los límites tectónicos entre las unidades litodémicas que se encuentran en la ZCR, anteriormente la zona de cizalla fue dividida en tres fallas regionales, las cuales de este a oeste corresponden con los sistemas de fallas de San Jerónimo, Silvia-Pijao y Cauca-Almaguer (Maya & González, 1995; Nivia, 1996; Correa, 2007), siendo el sistema de fallas Cauca-Almaguer el límite tectónico entre las rocas cretácicas de afinidad oceánica y el basamento pre-triásico de la Cordillera Central (Case *et al.*, 1971; Nivia, 1996; 2001; Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2003; Correa, 2007; López *et al.*, 2009; Vinasco, 2019).

Sin embargo, algunas asociaciones máficas-ultramáficas se presentan al este de la falla Cauca-Almaguer y son del triásico medio-tardío, siendo las más estudiadas la Ofiolita de Aburrá (*sensu* Correa, 2007) o Complejo Ofiolítico de Aburrá (*sensu* Correa *et al.*, 2005), del cual hace parte la Dunita de Medellín (*cf.* Restrepo & Toussaint, 1984; Álvarez, 1987), que por sus condiciones de metamorfismo fue renombrada como Metaperidotita de Medellín (*sensu* Hernández-González, 2014) o Unidad Metaharzburgítica de Medellín (*sensu* García-Casco *et al.*, 2020), y el Complejo Ultramáfico de Heliconia (Montoya & Peláez, 1993). Este último fue reinterpretado como una asociación de dioritas y gabros con rocas ultramáficas relacionadas, y estas facies fueron agrupadas en el Plutón de Pueblito y peridotitas asociadas (*cf.* Rodríguez-Jiménez, 2010; Rodríguez Jiménez *et al.*, 2018).

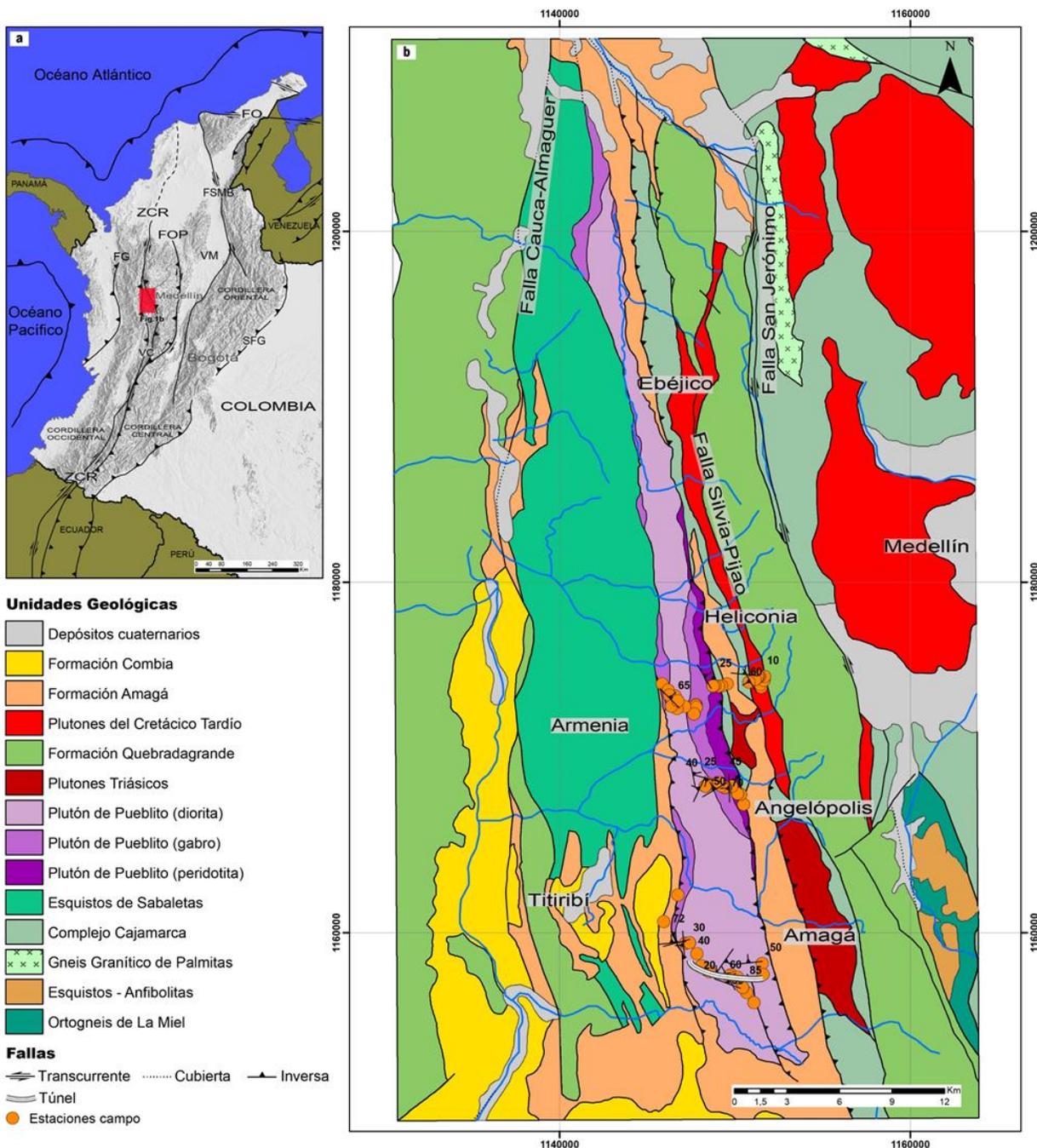


Figura 1. Contexto tectónico de los Andes colombianos, geología regional y localización del área de estudio. **a.** Fisiografía y principales sistemas de falla con la localización del área de estudio. VC: Valle del Cauca; VM: Valle del Magdalena; FG: Falla de Garrapatas; ZCR: Zona de Cizalla de Romeral; FOP: Falla Otú-Pericos; FO: Falla de Oca; FSMB: Falla Santa Marta-Bucaramanga; SFG: Sistema de Falla de Guaicarámo (compilado de Montes *et al.*, 2019 y referencias citadas en el mismo). **b.** Localización del área de estudio, geología local y facies principales del Plutón de Pueblito (adaptado de Rodríguez-Jiménez, 2010; Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018; Gómez & Montes, 2020.), mostrando la ubicación de las estaciones de campo realizadas (ver Tabla 1).

Plutón de Pueblito.

El Plutón de Pueblito del Triásico tardío (edad de cristalización U-Pb en circón de 233 ± 14 Ma; Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018; Vinasco, 2019) está localizado en el flanco occidental de la Cordillera Central de los Andes Colombianos y se encuentra dentro de la ZCR. Está emplazado en rocas metamórficas del Paleozoico que varían de alto a bajo grado de metamorfismo, las cuales conforman la unidad de Esquistos de Sabaletas al oeste y las Metasedimentitas de Sinifaná al este (Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018 y referencias citadas en el). El Plutón de Pueblito ha sido descrito como una asociación de una facies principal de diorita, con gabros asociados y peridotitas relacionadas (Rodríguez-Jiménez 2010). En el presente trabajo, las facies gabraicas y ultramáficas fueron descritas como cinturones N-S de rocas máficas y rocas ultramáficas leve a parcialmente serpentinizadas. Las edades que han sido interpretadas como la edad de cristalización del plutón son coherentes con las edades reportadas para otros plutones del Triásico, entre los que se encuentran el Stock de Cambumbia con una edad de $232,9 \pm 1,2$ Ma (edad de cristalización U-Pb en circón; Zapata *et al.*, 2019) y el Stock de Amagá ($227 \pm 4,5$ Ma; Vinasco *et al.*, 2006). Dichas edades también son coherentes con la edad de cristalización de un gabro pegmatítico reportado en la Ofiolita de Aburrá ($228 \pm 0,9$ Ma: Restrepo *et al.*, 2007; $228 \pm 1,2/2,3$ Ma: Ibáñez-Mejía *et al.*, 2020) y de una anfibolita de la unidad La Espadera ($228,5 \pm 1,4/2,5$ Ma: Ibáñez-Mejía *et al.*, 2020). Debido a su forma alargada el Plutón de Pueblito ha sido interpretado como un plutón sintectónico que estuvo controlado por el sistema de fallas Cauca-Romeral (González, 2001), o por movimientos transcurrentes en un nivel somero de la corteza, a través de una discontinuidad estructural que hacía parte de una zona de cizalla regional (paleo-Sutura Romeral) que separa los Esquistos de Sabaletas de las Metasedimentitas de Sinifaná (Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018).

3. Marco teórico

3.1 Tectónica y magmatismo

Los magmas se originan principalmente por fusión parcial del manto superior, generalmente en dos zonas: i) en la zona profunda de esta unidad estructural de la Tierra por procesos dinámicos de flujo interno de calor y ii) en la zona somera (astenosfera) en la cual la tectónica de placas tiene una influencia directa en los procesos de generación de magmas (Winter, 2014; Frost & Frost, 2014; Philpotts & Aue, 2022). En los magmas cuyo origen está condicionado por la tectónica de placas, se presentan diferentes asociaciones ígneo-tectónicas dependiendo del ambiente tectónico en el cual tiene lugar la fusión parcial (Figura 2): a) ambientes divergentes como lo son el *rift* continental y la dorsal centro-oceánica, donde se generan los mayores volúmenes de magma, b) ambientes convergentes, principalmente zonas de subducción de corteza oceánica bajo corteza oceánica o bajo corteza continental, c) ambientes divergentes relacionados con zonas de subducción, por ejemplo, las zonas de trasarco y d) magmatismo intraplaca oceánica o intraplaca continental, donde se forman los puntos calientes relacionados con plumas mantélicas (Best, 2003; Frost & Frost, 2014; Winter, 2014; Philpotts & Aue, 2022).

En los ambientes de márgenes convergentes de placas se presentan las zonas de subducción, las cuales son el sistema de reciclaje más grande del planeta debido al hundimiento abrupto de la litósfera, en un proceso que proporciona la fuerza necesaria para provocar la expansión de las dorsales oceánicas (White *et al.*, 1970; Stern, 2002). En las zonas de subducción, los tipos de magma producidos son más variables que aquellos originados en los límites divergentes, debido a que en el proceso de fusión parcial están involucrados varios componentes

del manto, la corteza subducida y/o los sedimentos subducidos (Stern, 2002; Winter, 2014; Sen & Stern, 2021). En la subducción de corteza oceánica bajo corteza oceánica se forman los arcos de islas oceánicas, mientras que en la subducción de corteza oceánica (más densa) bajo corteza continental (menos densa), el principal producto es un arco continental, generalmente más rico en sílice que un arco de islas, a lo largo del margen continental “activo” (Stern, 2002; Winter, 2014).

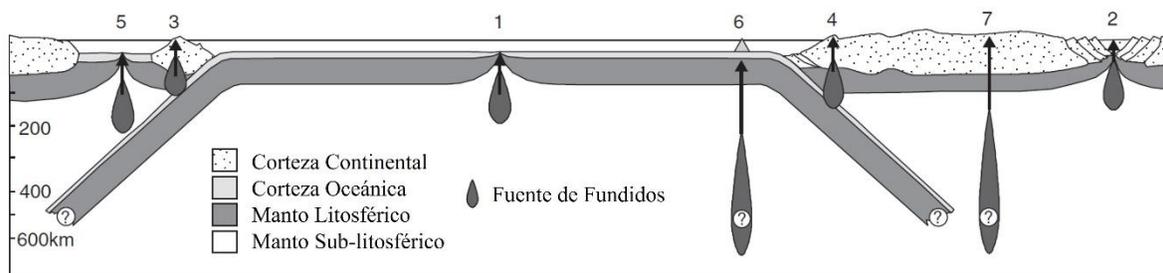


Figura 2. Sección transversal generalizada que ilustra la generación de magma asociada con varios ambientes de tectónica de placas. 1. Divergencia: dorsal centro-oceánica, 2. Divergencia: *rift* continental, 3. Convergencia: subducción de corteza oceánica bajo corteza oceánica, 4. Convergencia: subducción de corteza oceánica bajo corteza continental, 5. Divergencia: trasarco, 6. Magmatismo intraplaca oceánica y 7. Magmatismo intraplaca continental. Adaptado de Winter (2014).

En la zona detrás del arco generado (trasarco) se presenta divergencia de placas a una velocidad más lenta que en las dorsales centro-oceánicas, generando también una dorsal en la cual el magmatismo originado es más irregular y menos voluminoso, y la corteza creada suele ser más delgada que en los océanos (Winter, 2014). Sin embargo, la geoquímica de los magmas que dan origen a dicha corteza presenta similitudes en sus características químicas con los magmas generados en las dorsales centro-oceánicas (MORB) (Shervais, 2001; Stern, 2002; Taylor & Martínez, 2003; Sen & Stern, 2021).

3.2 Magmatismo en zonas de suprasubducción (ZSS)

La interacción de las placas tectónicas en las zonas de subducción, genera sub-ambientes tectónicos en la corteza flotante y productos litológicos relacionados a estos sub-ambientes, los cuales se dividen en cuatro regiones que en conjunto conforman una zona de suprasubducción (ZSS): la trinchera, la zona de antearco, el arco magmático y la zona de trasarco (Figura 3) (White *et al.*, 1970; Shervais, 2001; Stern, 2002; Frost & Frost, 2014; Sen & Stern, 2021).

La zona de trasarco se forma a partir de la extensión de la corteza (oceánica o continental) donde se genera un adelgazamiento que permite el alto flujo de calor (Frost & Frost, 2014; Winter, 2014; Sen & Stern, 2021; Philpotts & Ague, 2022). El proceso que permite el adelgazamiento de la corteza, que como consecuencia lleva a la formación de la zona de trasarco, aún es objeto de debate; sin embargo, ha sido explicado mediante un proceso denominado “*slab roll-back*”, en el cual hay una migración de la zona de trinchera hacia el océano debido a un retroceso de la losa que está siendo subducida por un aumento en su ángulo de subducción (Figura 3) (Stern, 2002; Best, 2003; Winter, 2014). La continuidad de este proceso permite la generación de un centro de expansión oceánico local (*rift* oceánico), en el cual se da la fusión parcial de la cuña mantélica generando magmas con características petrográficas y geoquímicas similares a los magmas originados en zonas de *rift* centro-oceánicos (Stern, 2002; Taylor & Martinez, 2003; Pearce & Stern, 2006; Winter 2014).

Teniendo en cuenta los procesos mencionados anteriormente para la formación de magmas en la zona de trasarco, los productos litológicos generados allí constituyen una sucesión estratigráfica parecida a la de una corteza oceánica, con algunas diferencias en cuanto a la afinidad de los basaltos que contienen (Miyashiro, 1973; Dilek & Furnes, 2014; Furnes & Dilek, 2017).

Estas sucesiones litológicas originadas en ambientes diferentes a límites de placa divergentes o de expansión centro-oceánica, algunas con basaltos de afinidad de arco, fueron denominadas ofiolitas de zona de suprasubducción (ZSS) (Pearce *et al.*, 1984), y están conformadas por asociaciones ígneo-tectónicas que se originan durante la etapa juvenil de la subducción o inicio de subducción, en la zona de extensión de la cuenca de trasarco, representadas por asociaciones máficas-ultramáficas (Pearce *et al.*, 1984; Stern & Bloomer, 1992; Dilek *et al.*, 2007; Wakabayashi *et al.*, 2010; Dilek & Furnes, 2014; Furnes & Dilek, 2017).

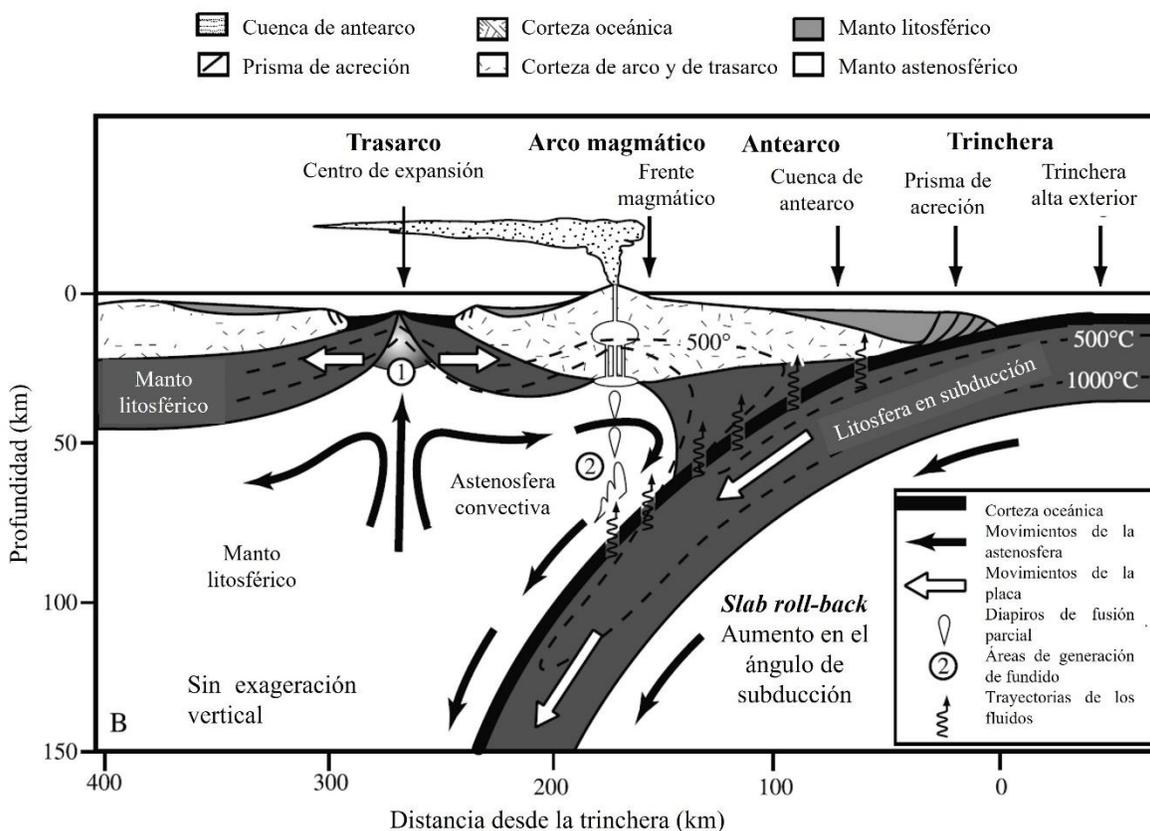


Figura 3. Regiones y productos en una zona de subducción. Modificado de Stern (2002).

3.3 Asociaciones máficas-ultramáficas en ofiolitas de ZSS

Las ofiolitas formadas en ZSS se originan en la zona de antearco, de trasarco y de arco incipiente (sea corteza continental y/o oceánica) y presentan una secuencia de cristalización de los minerales de olivino + plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno y olivino + clinopiroxeno + plagioclasa, con afinidades geoquímicas desde tipo MORB (basaltos de dorsal centro-oceánica: *mid-ocean ridge basalts*) hasta tipo BABB (basaltos de cuenca de trasarco: *back-arc basin basalts*) (Dilek & Furnes, 2014 y referencias citadas en el). Estas características petrográficas y geoquímicas de las ofiolitas de ZSS y su evolución magmática están controladas por la fusión parcial del manto sobre la zona de subducción, y la deshidratación y el flujo de elementos de la losa subducida en el manto suprayacente (cuña mantélica) (Dilek *et al.*, 2007; Dilek & Furnes, 2011; 2014; Furnes & Dilek, 2017).

Con la continuidad de la subducción y la fusión parcial constante de la cuña mantélica altera su composición con el paso del tiempo, pasando de lherzolita fértil a harzburgita ultrarrefractaria, y consecuentemente la fuente mantélica y los magmas derivados de ella se empobrecen en elementos incompatibles (Dilek *et al.*, 2007; Dilek & Furnes, 2014). Al mismo tiempo, la deshidratación de la losa oceánica en subducción y la fusión parcial de los sedimentos subducidos llevan al enriquecimiento en elementos de tierras raras livianas (LREE) de la cuña del manto, mientras que los elementos de tierras raras pesadas (HREE) se agotan progresivamente en la fuente mantélica (Hawkesworth *et al.*, 1997; Pearce, 2014; Dilek & Furnes, 2014).

Estas variaciones en la composición del magma originado en la cuña mantélica, controlan la diferenciación magmática de la ofiolita, generando una secuencia estratigráfica definida, en la cual de base a tope se logran separar las siguientes unidades litoestratigráficas: 1. harzburgita

bandeada y plegada del manto superior, 2. cúmulos máficos y ultramáficos de dunita, werlita y gabro, 3. gabros isotrópicos y brechados de grano grueso, gabros plutónicos y enjambres de diques y 5. flujos andesíticos masivos con cobertera sedimentaria (Dilek & Furnes, 2014 y referencias citadas en el).

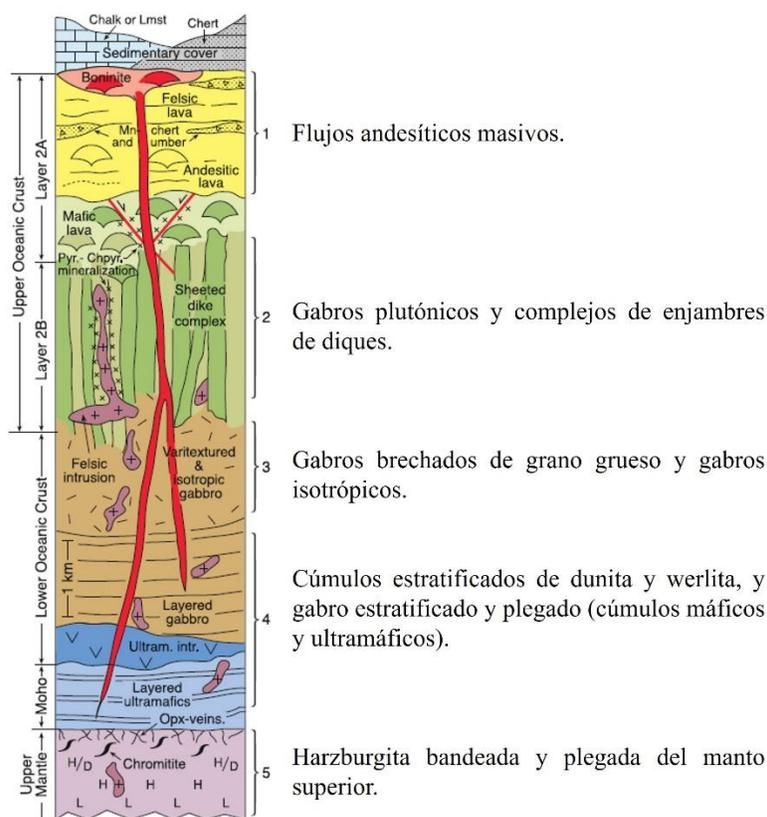


Figura 4. Columna estratigráfica que muestra el manto superior y los componentes de la corteza de una ofiolita de zona de ZSS generalizada. Adaptado y modificado de Dilek & Furnes (2014) y Furnes & Dilek (2017).

4. Materiales y métodos

Para iniciar la compilación de la información primaria (datos tomados en este proyecto) y secundaria (fundamento teórico, datos publicados por otros autores), encaminada a responder la pregunta de investigación planteada en este trabajo, se realizó la revisión bibliográfica referente a petrogénesis de rocas máficas y ultramáficas en diferentes contextos tectónicos, así como la compilación de informes, tesis y artículos científicos trabajados en el área de estudio. Una vez realizada esta revisión, se seleccionaron los métodos más adecuados para llevar a cabo la investigación, y estos métodos se desarrollaron en cuatro etapas.

4.1 Compilación de información cartográfica y análisis de sensores remotos

Se compiló un mapa base a partir de las planchas topográficas 146 Medellín Occidental y 166 Jericó en escala 1:100.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), y de sensores remotos de libre uso, como por ejemplo modelos de elevación digital del terreno de alta resolución (30 m y 12,5 m) e imágenes satelitales del flanco occidental de la Cordillera Central. Una vez compilado el mapa, se realizó la interpretación geomorfológica del área de estudio, identificando unidades duras y blandas, con el fin de planificar los recorridos de campo y las zonas de muestreo de roca (Figura 5). Adicionalmente, fue compilada la cartografía geológica disponible, dando prioridad a los mapas generados a escala 1:25.000 (Rodríguez-Jiménez, 2010 y referencias citadas en el).

4.2 Trabajo de campo y muestreo de roca

El trabajo de campo se realizó en dos comisiones de cinco días cada una, para un total de 10 días. Las actividades de campo se enfocaron en la identificación de unidades geomorfológicas previamente señaladas en el análisis de sensores remotos, seguida del control litológico y estructural en puntos estratégicos. Este control se llevó a cabo mediante la ubicación espacial con coordenadas geográficas de cada una de las estaciones, la descripción litológica, mineralógica donde fuera posible, estructural y las relaciones de campo con otras litologías, y finalmente la toma de datos estructurales (p.e. diaclasas, planos de falla y foliación). Cada estación contó con un registro fotográfico y la realización de esquemas que facilitaron la descripción e interpretación de los diferentes litotipos observados. En total fueron descritas 64 estaciones de campo (Figura 1), las cuales fueron nombradas siguiendo una nomenclatura con las iniciales de la investigadora a cargo seguidas de un consecutivo numérico (p.e. SVA 01–64).

En los afloramientos con más bajo grado de meteorización, se tomaron 39 muestras de roca de manera sistemática para análisis de laboratorio, con base en criterios de campo, evitando la alteración superficial e hidrotermal y procurando cubrir todas las facies del Plutón de Pueblito, de tal manera que fuera un muestreo representativo y preciso del cuerpo. Estas muestras fueron nombradas con la nomenclatura usada en cada estación, y adicionalmente se tomaron 53 muestras de núcleos de perforación extraídas del proyecto Túnel de Amagá, el cual corta el plutón en su parte sur, las cuales fueron cedidas por la empresa Nortunel S.A. Sucursal en Colombia, en apoyo logístico al presente trabajo.

Las propiedades físicas de las rocas, tales como la cristalinidad, textura y el tamaño de grano, se documentaron con base en las recomendaciones de Gillespie & Styles (1999) y la

clasificación preliminar de muestras de mano y la posterior clasificación modal en sección delgada se realizó siguiendo la propuesta de Streckeisen (1976), modificada por Le Bas & Streckeisen (1991) y Le Maitre (2002).

4.3 Petrografía

Con base en el muestreo realizado en la etapa de campo, fueron seleccionadas 14 muestras representativas de cada una de las facies del plutón para la elaboración de secciones delgadas (Figura 5). Las descripciones petrográficas se realizaron en el Laboratorio de Mineralogía Óptica y Petrografía del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Caldas y en el Laboratorio de Petrografía del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía IIES, perteneciente a la misma universidad, mediante microscopía óptica de luz transmitida, empleando aumentos de 5X, 10X, 20X y 50X. En la descripción detallada de cada sección delgada se determinó el tamaño y la forma de los cristales, se identificaron las texturas, las relaciones de corte y las asociaciones mineralógicas primarias y secundarias. Posteriormente se tomaron fotografías de toda la sección delgada (entre 50 y 150 dependiendo del aumento del objetivo utilizado), las cuales se unieron en una imagen compuesta mediante el *software Image Composite Editor (ICE)*.

Finalmente, utilizando la imagen compuesta se realizó el conteo de un promedio de 550 puntos por muestra, mediante el *software ImageJ*, para dar una clasificación modal precisa siguiendo los sistemas de clasificación compilados en Le Maitre (2002).

4.4 Geoquímica de roca total

Después de finalizada la etapa de petrografía, y con el fin de determinar los procesos de evolución magmática que dieron origen al Plutón de Pueblito con base en sus características químicas, a partir de las 14 muestras petrográficas se seleccionaron 10 muestras representativas de todas las facies que conforman el plutón para análisis químicos de roca total (Figura 5), procurando evitar zonas de alteración hidrotermal y seleccionando cuidadosamente los fragmentos de roca más frescos. Posteriormente, las muestras fueron preparadas para los análisis químicos, donde se secaron, trituraron y pulverizaron, para luego ser homogenizadas y tamizadas hasta alcanzar un tamaño menor a 75 μm , y de esta manera proceder a su lectura. Tanto la preparación de las muestras, como los análisis químicos, fueron realizados en el laboratorio ALS Global.

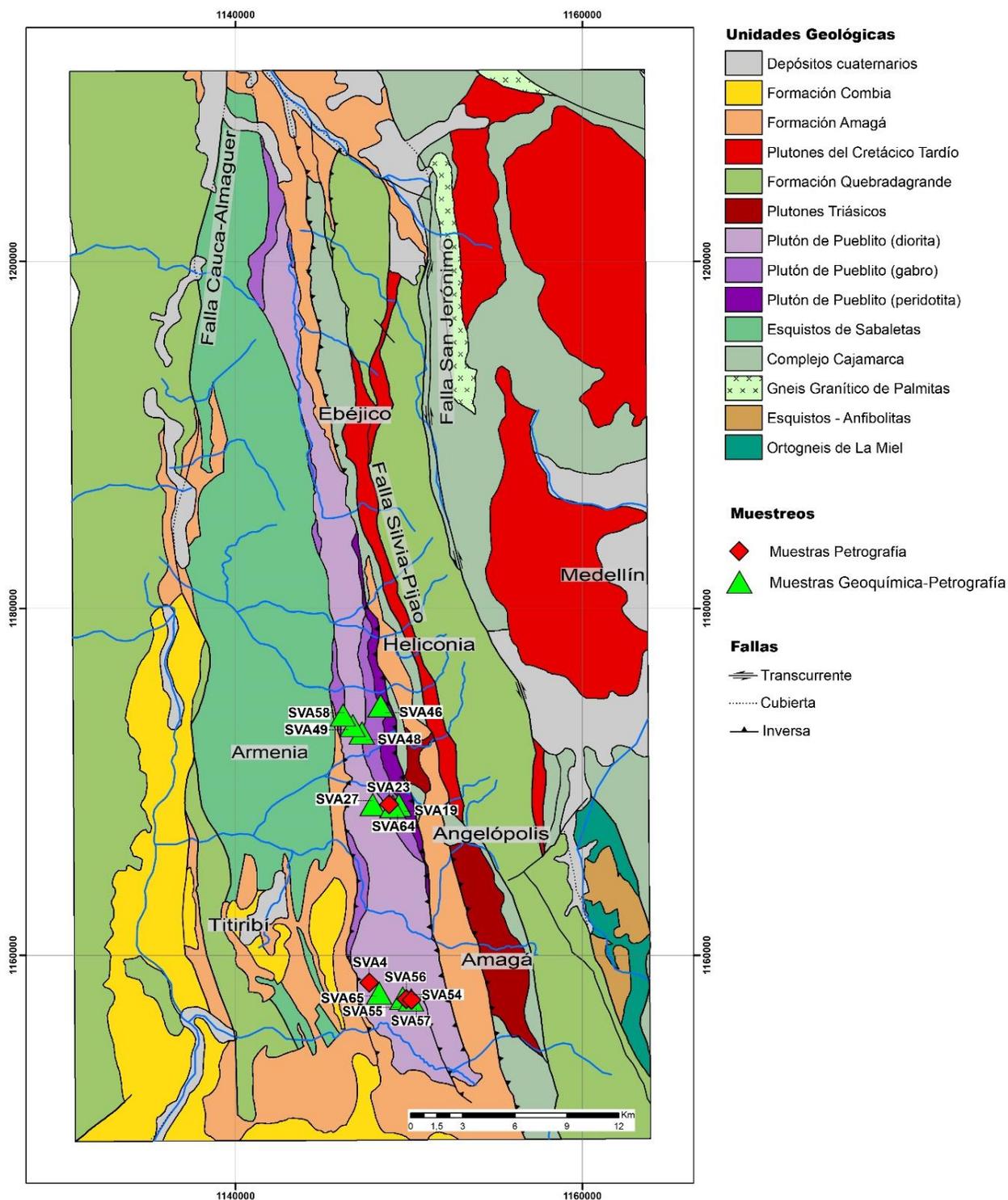


Figura 5. Geología del Plutón de Pueblito y puntos de muestreo para petrografía y análisis químicos. Adaptado de Rodríguez-Jiménez, 2010; Rodríguez-Jiménez et al., 2018; Gómez & Montes, 2020.

Los óxidos mayores fueron analizados con Espectroscopía de Emisión Atómica con Plasma Acoplado Inductivamente (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy* – ICP-AES) con los límites de detección: SiO₂ (0,01-100%), Al₂O₃ (0,01-100%), Fe₂O₃ (0,01-100%), CaO (0,01-100%), MgO (0,01-100%), Na₂O (0,01-100%), K₂O (0,01-100%), Cr₂O₃ (0,002-100%), TiO₂ (0,01-100%), MnO (0,01-100%), P₂O₅ (0,01-100%), SrO (0,01-100%) y BaO (0,01-100%). Por otra parte, los elementos menores y traza se analizaron mediante Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* – ICP-MS) bajo los siguientes límites de detección: 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) y Zr (2-10000 ppm).

5. Resultados

5.1 Relaciones de campo y geología local

El Plutón de Pueblito y las unidades litoestratigráficas con las cuales está en contacto, se encuentran dentro de la Zona de Cizalla de Romeral (*sensu* Vinasco, 2019), donde los contactos entre las unidades son principalmente fallas con alto ángulo de buzamiento y movimiento principal en rumbo. Como se mencionó en el capítulo 4, el plutón se describió en tres zonas distribuidas de sur a norte del área de estudio, principalmente en tres transectas representativas de todo el cuerpo (Figuras 1b y 5), complementando estas descripciones con el control litológico de las unidades litoestratigráficas que lo limitan: Metasedimentitas de Sinifaná, Esquistos de Sabaletas y Formación Amagá (*cf.* Rodríguez-Jiménez, 2010 y referencias citadas en el).

5.1.1 Unidades litoestratigráficas asociadas al Plutón de Pueblito

Al este del Plutón de Pueblito afloran las **Metasedimentitas de Sinifaná** (*sensu* González, 2001), relacionadas por la proveniencia de sus clastos con el Complejo Cajamarca (Rodríguez-Jiménez, 2010; Martens *et al.*, 2012), las cuales están conformadas por pizarras, cuarcitas y metacherts con muy bajo grado de metamorfismo, formando una franja N-S angosta y alargada paralela a los lineamientos y fallas presentes en el área de estudio. Las geoformas características son escarpes estructurales de alto ángulo, limitados por divisorias paralelas a las estructuras principales, y se encuentra en contacto fallado con la Formación Amagá al este (Figura 6a, b) y con el plutón al oeste (Figura 6c).



Figura 6. Afloramientos correspondientes a las Metasedimentitas de Sinifaná. **a.** Contacto fallado entre Formación Amagá y Metasedimentitas de Sinifaná. **b.** Afloramiento de las sedimentitas de la Formación Amagá (arenitas y lodolitas) en zona de contacto fallado con las Metasedimentitas de Sinifaná. **c.** Zona de brecha de falla, en la zona de contacto entre las Metasedimentitas de Sinifaná y el Plutón de Pueblito (estación SVA-42).

Por otra parte, al oeste del cuerpo plutónico afloran los **Esquistos de Sabaletas**, los cuales hacen parte del Complejo Arquía (*sensu* Maya & González, 1995), y corresponden con esquistos actinolíticos de protolitos basálticos, con intercalaciones de esquistos cuarzo-muscovíticos de protolitos volcanoclásticos (García-Chinchilla, 2011). Sus principales geformas son pendientes empinadas, con drenajes subdendríticos a subparalelos, cuya incisión vertical forma pequeños valles en V que cortan la tendencia principal N-S. Al este está en contacto discordante con la Formación Amagá, (Figura 7), observado en los afloramientos que están sobre la vía que conduce de Medellín al municipio de Armenia–Mantequilla.



Figura 7. Panorámica del noroeste de la zona de estudio, donde se observa la expresión geomorfológica de las rocas metamórficas los Esquistos de Sabaletas al fondo, y en primer plano las sedimentitas de la Formación Amagá formando un valle. El contacto entre ambas unidades litoestratigráficas es discordante. Otra unidad litoestratigráfica asociada al Plutón de Pueblito son las sedimentitas de la Formación Amagá (Grosse, 1926), las cuales están compuestas por conglomerados y arenitas conglomeráticas y lodolitas, con mantos de carbón, y presenta geformas de relieve colinado y en valles, con drenaje subparalelo en las zonas con basculamiento, y drenajes subdendrícos en las zonas más arcillosas, contrastando con las otras unidades geomorfológicas, lo que la hace fácilmente cartografiable. Aflora a ambos lados del Plutón de Pueblito, formando dos franjas alargadas con tendencias N-S. La franja oriental, en su parte sur, está en contacto fallado con el plutón al oeste y con el Stock de Amagá al este (Figura 8a, b y e), y la franja occidental también está en contacto fallado al este con el cuerpo plutónico, mientras que al oeste el contacto es difuso, debido a que hace parte del Sinclinal de Venecia, que finaliza en un contacto fallado inferido con el Miembro Volcánico de la Formación Quebradagrande (Figura 5).

Al norte del área de estudio, la Formación Amagá tiene continuidad en dos franjas alargadas N-S, de las cuales su franja oriental en el extremo oriental de la franja se encuentra en contacto fallado con las Metasedimentitas de Sinifaná, en los alrededores del Municipio de Angelópolis, y en las inmediaciones de la vía que conduce de San Antonio de Prado al municipio de Armenia–Mantequilla se encuentra en contacto fallado con los cuerpos plutónicos del Cretácico superior (*sensu* Rodríguez-Jiménez, 2010). El contacto occidental de esta franja de la Formación

Amagá con el plutón, en el sector de Angelópolis, es fallado (Figura 8c, d y f) y más al norte, en los sectores de Ebéjico y Heliconia, se observó el contacto nuevamente fallado con las Metasedimentitas de Sinifaná. La franja occidental en su parte norte está en contacto fallado con el cuerpo plutónico (Figura 8c, d y f) y al occidente está en contacto discordante con los Esquistos de Sabaletas (Figura 7).

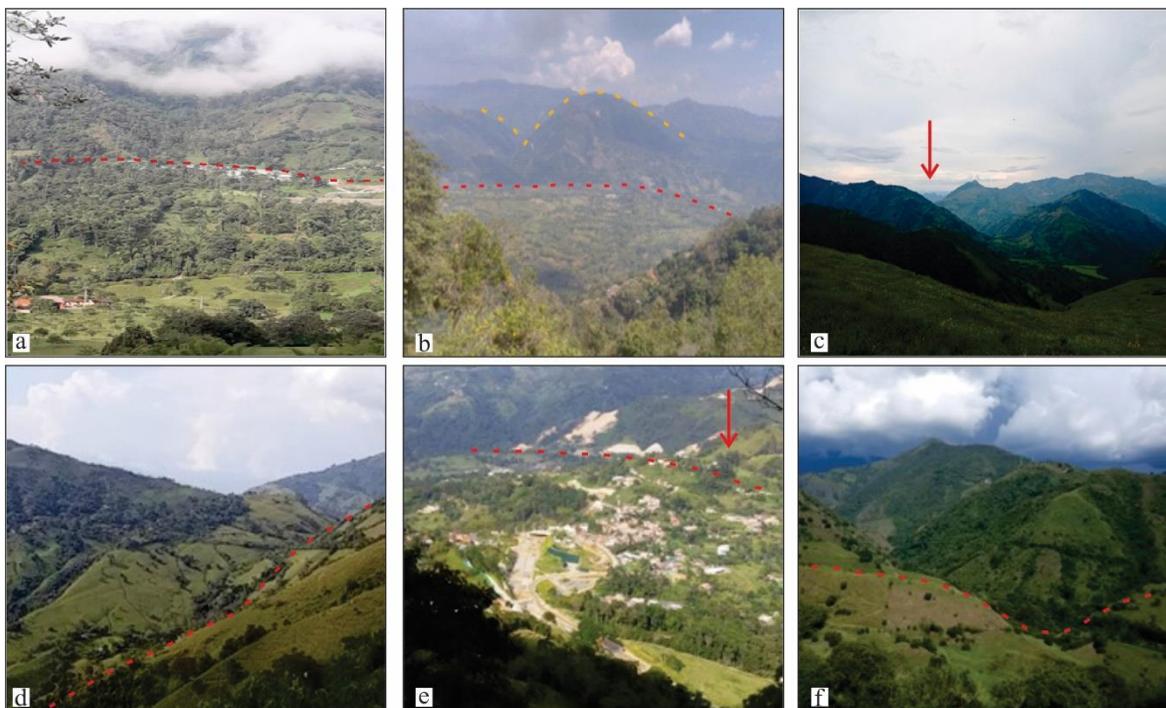


Figura 8. Expresión geomorfológica de la Formación Amagá y de las unidades plutónicas con las cuales está en contacto (Plutón de Pueblito y Stock de Amagá). **a.** Rocas plutónicas al fondo en el sector del proyecto Túnel de Amagá, y sedimentitas de la Formación Amagá con morfología suave, de valle, en primer plano. El contacto entre ambas litologías corresponde a la Falla de Amagá. **b.** Morfología escarpada del Stock de Amagá al fondo y morfología suave de las sedimentitas de la Formación Amagá en primer plano. **c.** Morfología escarpada del Plutón de Pueblito en contacto fallado con la Formación Amagá en primer plano. **d.** Contacto fallado entre la Formación Amagá (izquierda) y el Plutón de Pueblito (derecha). Fotografía hacia el noroeste del área de estudio, tomada desde la Cantera de la Vereda la Quebra en la vía que conduce hacia Armenia–Mantequilla. **e.** Panorámica en dirección noreste desde la Vereda Pueblito de los Sánchez, donde se observa al fondo la morfología escarpada del Stock de Amagá en contacto fallado con la Formación Amagá con morfología de valle. **f.** Vista en dirección suroeste, tomada desde la vereda La Quebra, donde se observa en la parte inferior de la fotografía la morfología colinada de la Formación Amagá y al fondo se presentan morfologías de pendientes inclinadas correspondientes al Plutón de Pueblito. Se observan facetas triangulares que marcan la zona de contacto fallado oriental entre ambas unidades.

5.1.2 Relaciones de campo entre las facies del Plutón de Pueblito

Los afloramientos del Plutón de Pueblito están distribuidos en dos franjas alargadas en dirección SSE-NNW, de las cuales una franja está compuesta por rocas **máficas** y la otra por rocas **ultramáficas** leve a parcialmente serpentinizadas (Figura 1b y 5). Su expresión morfológica corresponde a una franja alargada en sentido N-S, con pendientes estructurales de alto ángulo y alta tasa de incisión vertical marcada por drenajes con morfologías en “V”, cuya disposición general es perpendicular a las estructuras principales. Los drenajes presentan deflexiones que van alineadas con hombreras de falla y procesos erosivos activos expresados como frentes de erosión.

Al sur del área de estudio, el contacto del plutón con la Formación Amagá es fallado, tanto al tanto al este como al oeste, a través de las fallas de Amagá y Cascajosa respectivamente. En el norte y centro del área de estudio, entre San Antonio de Prado y Armenia–Mantequilla, y entre Angelópolis y Santa Ana, los contactos al este del Plutón de Pueblito se dan a través de la Falla de Amagá. Se presenta una zona de roca verde triturada, donde no fueron identificados minerales, marcando el contacto fallado con las Metasedimentitas de Sinifaná y con las sedimentitas de la Formación Amagá (Figura 9a, b).

Al occidente de la Falla de Amagá, afloran las rocas **ultramáficas** relacionadas con el Plutón de Pueblito, las cuales corresponden con peridotitas muy fracturadas cerca de la zona de falla, y estas fracturas disminuyen en los afloramientos alejados de dicha zona (estación SVA-20, Figura 9c). Continuando hacia el occidente, por la vía que conduce de Angelópolis a Santa Ana, afloran las rocas **máficas** representadas por gabros con cristales de grano medio de plagioclasa y piroxeno (estación SVA-21, Figura 9d, e). Entre los afloramientos de gabros y peridotitas, se presenta un afloramiento de roca triturada (Figura 9f) con predominancia de peridotitas y algunos

fragmentos de gabro, además, la expresión morfológica en este punto es de una silleta cerrada alineada con otras geoformas de falla. Por lo tanto, se infiere un contacto fallado entre ambas facies. Sobre la misma vía (estación SVA-26), al occidente de la facies de gabros, afloran dioritas con cristales de tamaño de grano fino-medio; sin embargo, no fue observado el contacto con los gabros, ni se presentan geoformas relacionadas con fallas o fracturas, motivo por el cual se asume un contacto transicional entre ambas litologías.



Figura 9. Afloramientos de los diferentes litotipos del Plutón de Pueblito. **a y b.** Afloramientos de brecha de falla en la zona de contacto de las peridotitas con las sedimentitas de la Formación Amagá, compuesta por fragmentos verdosos de roca muy fracturada. **c.** Peridotita de la facies ultramáfica del Plutón de Pueblito (estación SVA-20) donde se observa la roca con alteración hidrotermal sobreimpuesta (clorita en planos de fractura). **d y e.** Afloramientos de gabros de la facies máfica, entre Angelópolis y Santa Ana. **f.** Zona de contacto entre las facies máfica y ultramáfica con predominio de fragmentos de peridotita con respecto a fragmentos de gabro.

5.2 Petrografía

El análisis petrográfico que se presenta en este capítulo se basa en el análisis de 14 secciones delgadas a partir de las descripciones de los diferentes litotipos observados en el campo, de las cuales once corresponden a la facies máfica (gabros-gabronoritas) y dos a la facies ultramáfica (peridotitas). Adicionalmente, se tomó una muestra de una tonalita observada en el túnel, la cual se presentaba intruyendo a gabros de la facies máfica, sin embargo, esta tonalita no hace parte de las facies del Plutón de Pueblito. Las abreviaciones de los minerales, usadas en las figuras, fueron tomadas de Whitney & Evans (2010).

5.2.1 Facies ultramáfica

Estas rocas se presentan leve a parcialmente serpentinizadas y tanto las texturas presentes, como las asociaciones minerales indican metamorfismo. Por lo tanto, son metaperidotitas que corresponden con metaharzburgita (>40% Ol, >5% Opx y <5% Cpx) y metawebsterita de olivino (<40% Ol, >5% Opx y >5% Cpx) (Figura 10). Sin embargo, la clasificación modal de estas rocas se presenta con base en el protolito.

5.2.1.1 Harzburgita

Son rocas con textura holocristalina fanerítica inequigranular, con cristales subhedrales a anhedrales de olivino (61,34%), ortopiroxeno (12,2%) y clinopiroxeno (2,36%) como minerales esenciales, iddingsita (0,91) y minerales opacos (1,09%) como accesorios, y lizardita-crisotilo

(13,25%), actinolita-tremolita (5,63%) y clorita (2,9%) como minerales secundarios. El olivino está muy fracturado con relleno de serpentina en las fracturas, y algunos cristales se encuentran alterados a iddingsita. Por otra parte, el clinopiroxeno se encuentra alterado en sus bordes y planos de clivaje a tremolita-actinolita. Presenta textura primaria de tectonitas del manto (granoblástica) con extinción ondulosa, textura bastítica de tremolita en clinopiroxeno y textura pseudomórfica mallada por serpentización parcial (muestra SVA-19; Figura 11).

5.2.1.2 Websterita de olivino

Corresponden a rocas con textura holocristalina fanerítica inequigranular, con cristales subhedrales a anhedrales de olivino (31,91%), ortopiroxeno (43,44%) y clinopiroxeno (8,33%) como minerales esenciales, espinela (1,06%) como mineral accesorio, y lizardita-crisotilo (15,25%) y actinolita-tremolita (<1%) como minerales secundarios. El olivino está muy fracturado con relleno de serpentina en las fracturas, el clinopiroxeno presenta tremolita-actinolita en los planos de clivaje y en general la roca presenta textura primaria de tectonitas del manto (granoblástica). También se observó textura bastítica de tremolita en clinopiroxeno, textura *schiller* de piroxenos, textura pseudomórfica mallada por serpentización parcial y textura poiquilítica de espinela en olivino (muestra SVA-46; Figura 12).

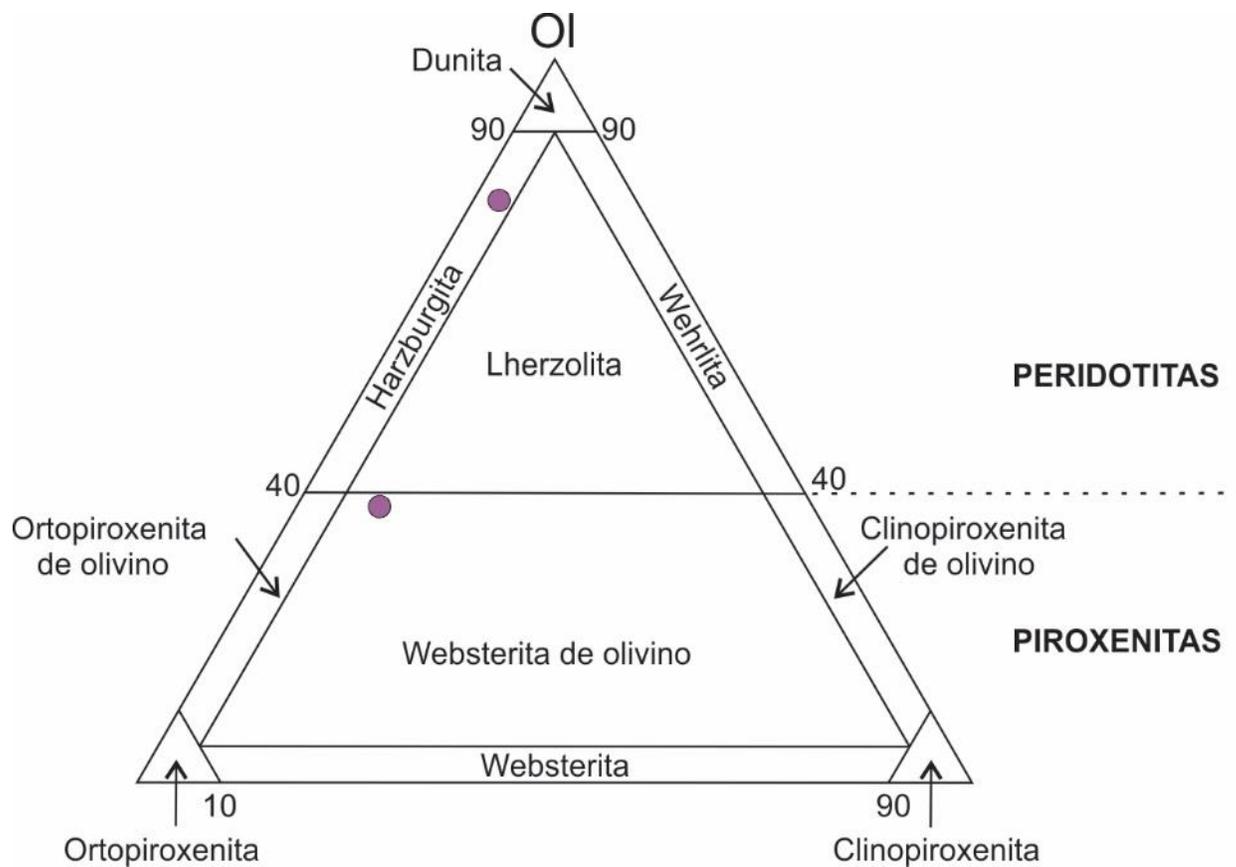


Figura 10. Diagrama para la clasificación de rocas ultramáficas con base en la abundancia modal de olivino y piroxeno (Streckeisen, 1976).

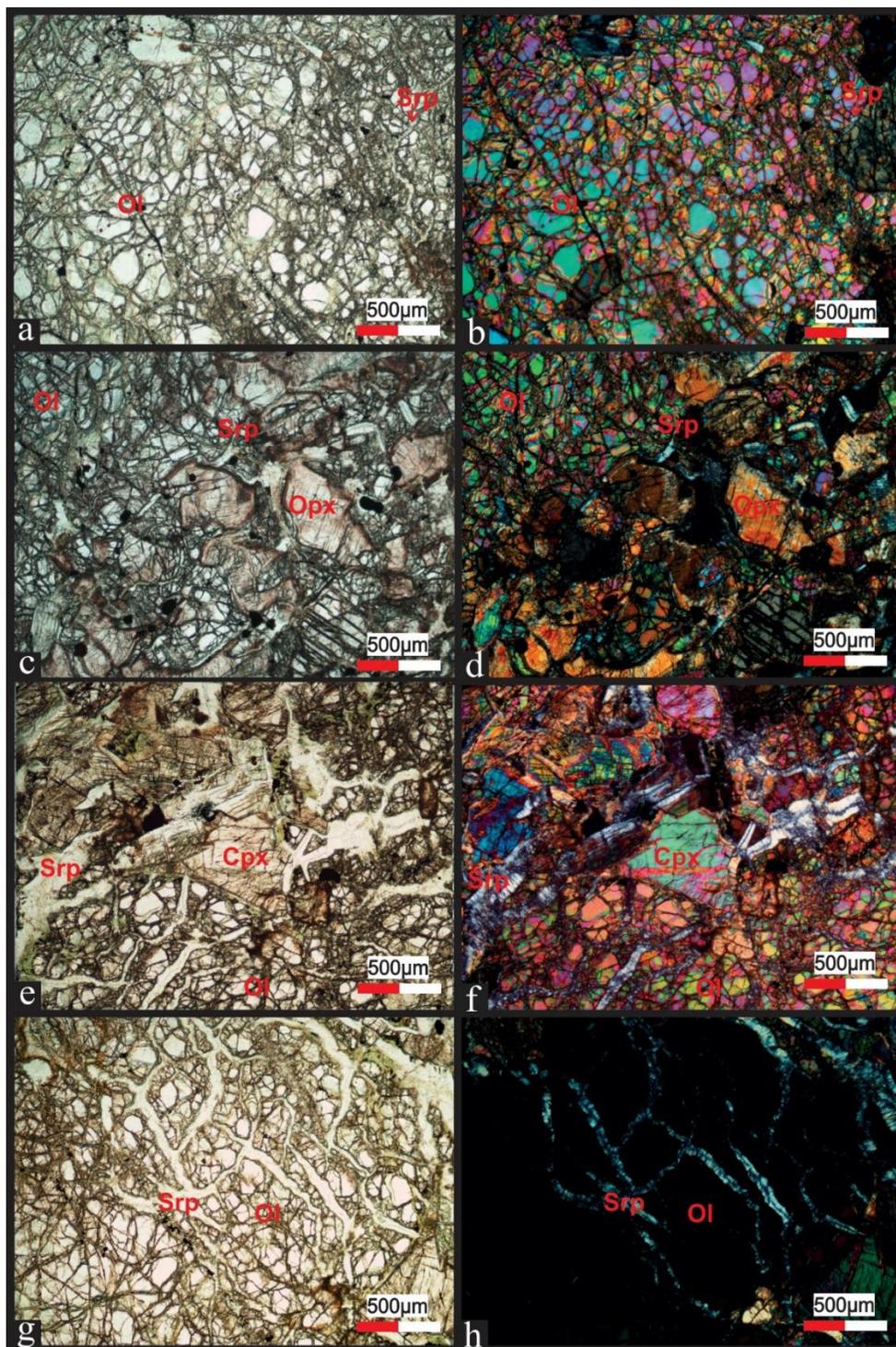


Figura 11. Microfotografías representativas de la harzburgita tomadas con el objetivo 4X. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. **a-b.** Olivino (Ol) de tamaño fino-grosso muy fracturado. **c-d.** Olivino (Ol) y ortopiroxeno (Opx) en textura granoblástica. Se observan fracturas rellenas por serpentina (Srp). **e-f.** Serpentina (rellenando fracturas y clinopiroxeno (Cpx) con textura granoblástica. **g-h.** Textura pseudomórfica mallada de serpentina (Srp) en olivino (Ol).

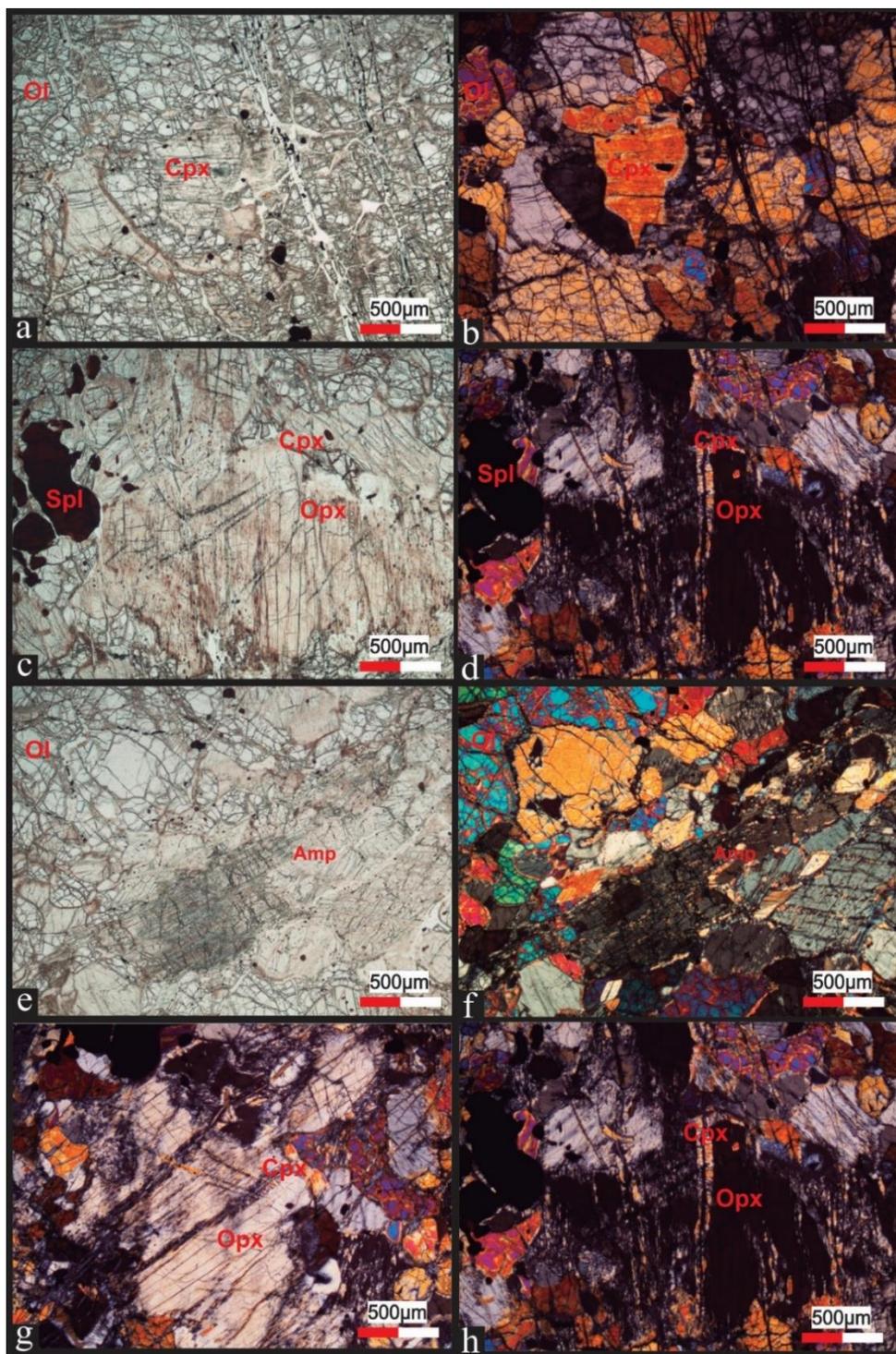


Figura 12. Microfotografías representativas de la websterita de olivino tomadas con el objetivo 4X. Nicoles paralelos a la izquierda y nicoles cruzados a la derecha. **a-b.** Olivino (Ol) fracturado de tamaño medio y clinopiroxeno (Cpx) de tamaño grueso; algunas fracturas están rellenas por serpentina (Srp). **c-d.** Textura schiller entre los piroxenos (Opx, Cpx), y textura poiquilítica de espinela (Spl) en olivino (Ol). **e-f.** Tremolita (Amp) formando textura bastítica en clinopiroxeno (Cpx). **g-h.** Textura schiller entre los piroxenos (Opx, Cpx).

5.2.2 Facies máfica

Sus rocas representan la composición principal del Plutón de Pueblito y están alteradas por meteorización e hidrotermalismo, de acuerdo con sus asociaciones minerales. Se determinaron dos grupos de litotipos, uno de los cuales varía entre gabro (muestras SVA-04, SVA-55 y SVA-57), gabronorita (muestras SVA-27 y SVA-65) y norita (muestra SVA-56), los cuales en el presente trabajo se agruparon como gabro, y el otro litotipo corresponde con gabronorita de piroxeno y hornblenda (muestras SVA-23, SVA-48, SVA-58 y SVA-64) y gabro de hornblenda (muestra SVA-49), agrupados y nombrados como gabronorita de piroxeno y hornblenda de acuerdo con la clasificación de Streckeisen (1976) (Figuras 13 y 16).

5.2.2.1 Gabro

Este grupo está representado por rocas con textura holocristalina fanerítica inequigranular, con cristales subhedrales de ortopiroxeno (5,24-38,35%), clinopiroxeno (3,38-46,15% incluyendo abundancia de actinolita-tremolita) y plagioclasa (36,07-59,16% a partir del conteo de saussurita) como minerales esenciales, apatito (0,17-1,13%), circón (0,19-1,34%), rutilo (<1%) y biotita (1,91% en la muestra SVA-04) como minerales accesorios, y clorita (0,38-10,61%), titanita (0,75-4,18%), zoisita-clinozoisita (0,35-3,98%) y epidota (<1%) como minerales secundarios (Figura 14). La roca presenta bandeamiento textural por variaciones en el tamaño de los cristales (fino hasta grueso; Figura 15), localmente con sulfuros diseminados y venas de cuarzo subparalelas al bandeamiento. El clinopiroxeno está uralitizado, presenta tremolita-actinolita en los planos de

clivaje y hacia los bordes de los cristales (textura bastítica), y las plagioclasas están totalmente saussuritizadas. Son comunes los circones y apatitos, y se presentan venas de minerales opacos, cuarzo, anfíbol y esporádicamente calcita (<1%).

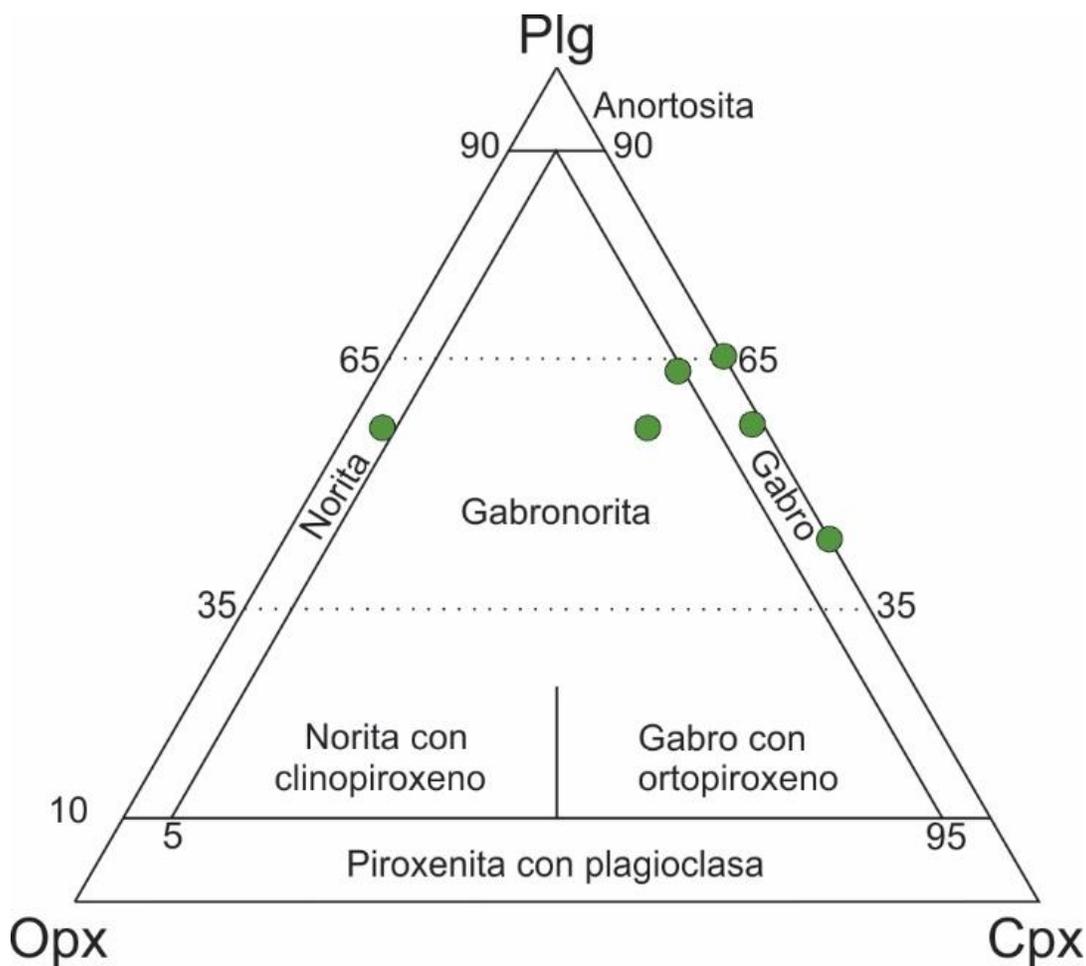


Figura 13. Diagrama para la clasificación de rocas ultramáficas con base en la abundancia modal de olivino y piroxeno (Streckeisen, 1976).

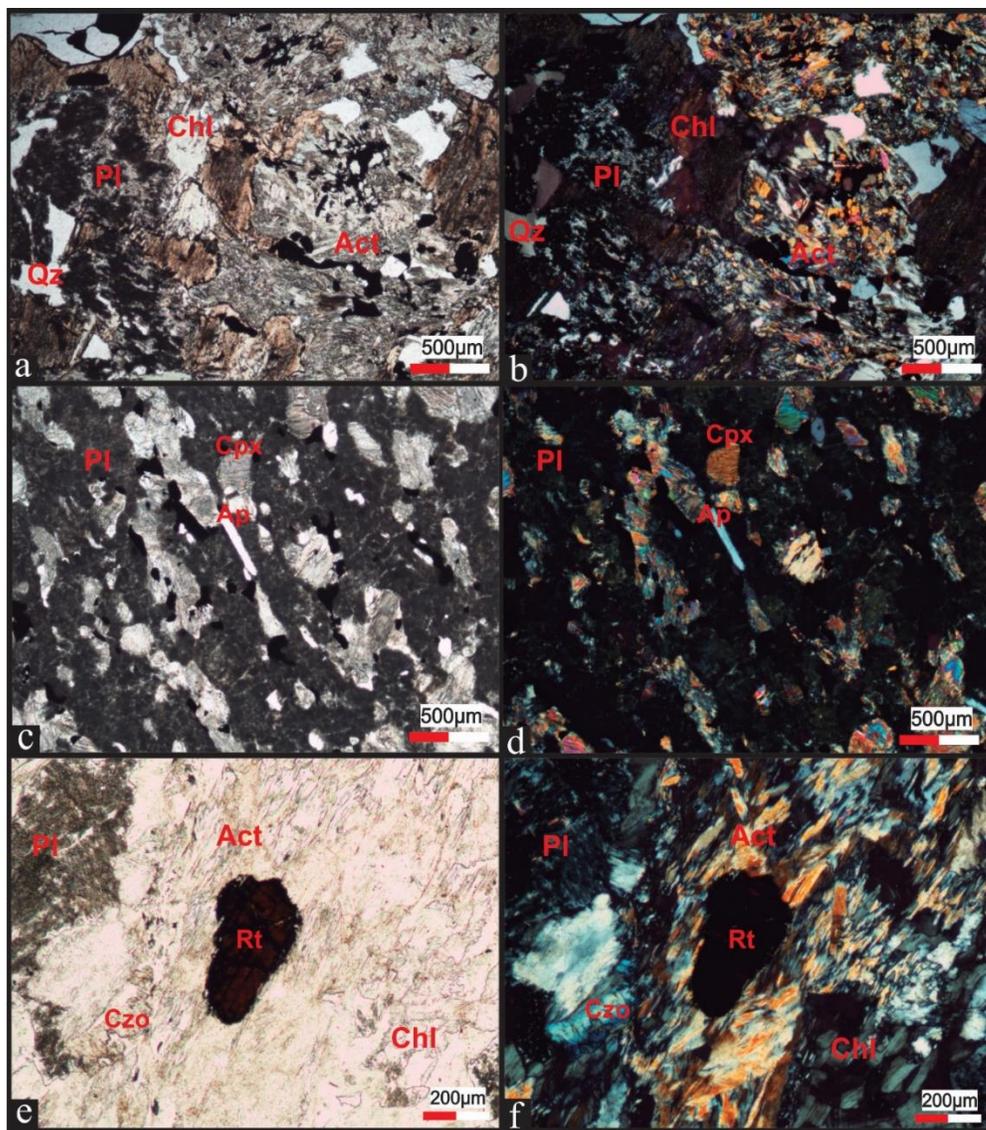


Figura 14. Microfotografías representativas de gabro (gabro y gabronorita) tomadas con el objetivo 4X y 10X. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. **a-b.** Plagioclasa (Pl), actinolita (act), clorita (Chl) y cuarzo (Qz) de relleno. **c-d.** Clinopiroxeno (Cpx), apatito (Ap) y plagioclasa saussuritizada (Pl). **e-f.** Rutilo (Rt), clinozoisita (Czo), actinolita (Act) por uralitización de piroxeno, clorita (Chl) y plagioclasa (Pl) saussuritizada.

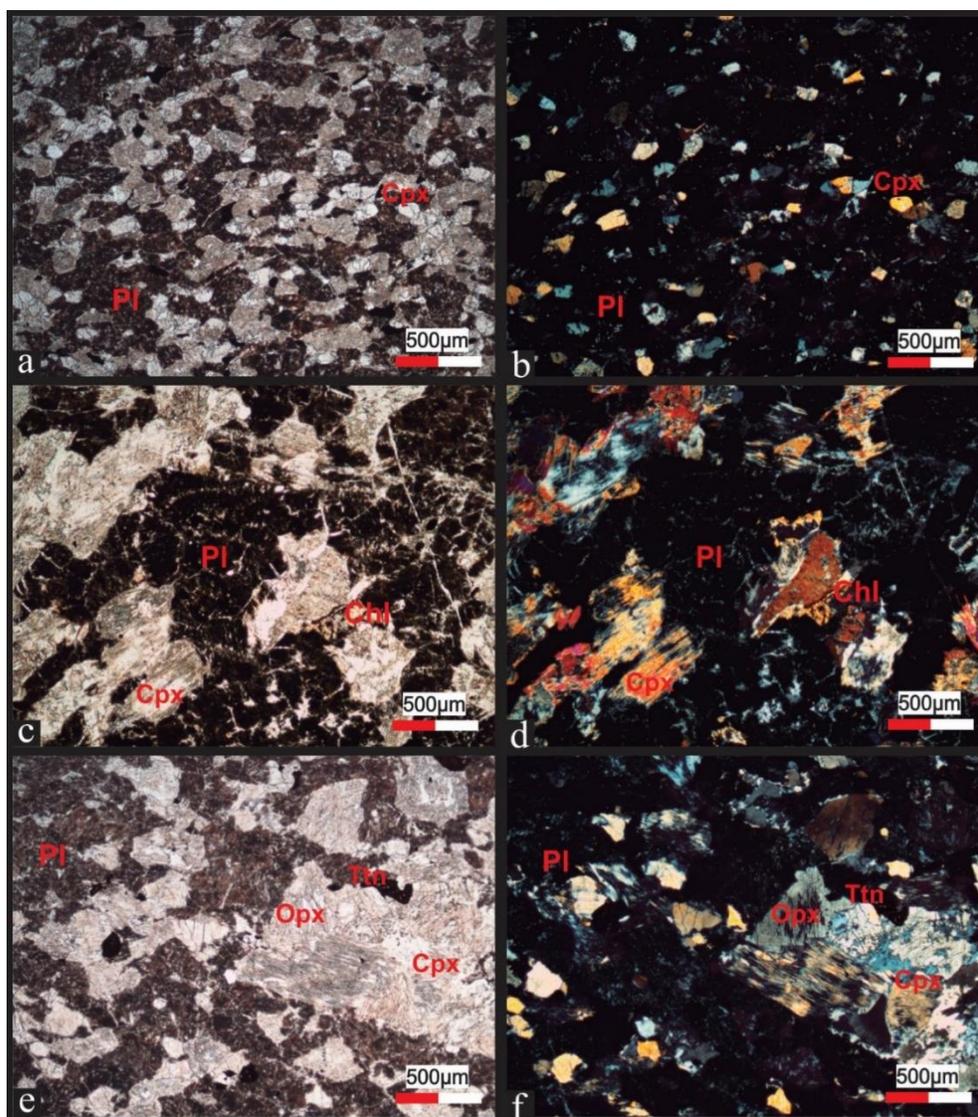


Figura 15. Microfotografías de gabro bandeado (norita) tomadas con el objetivo 4X. Nicoles paralelos a la izquierda y nicoles cruzados a la derecha. **a-b.** Banda de tamaño de grano fino con Plagioclasa (Pl) y Clinopiroxeno (Cpx). **c-d.** Banda de tamaño de grano grueso Clinopiroxeno (Cpx) con textura en bahía por absorción de plagioclasa (Pl) de segunda generación, y clorita (Chl) de alteración. **e-f.** Titanita (Ttn), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Pl) saussuritizada.

5.2.2.2 Gabronorita de piroxeno y hornblenda

Son rocas con textura holocristalina fanerítica inequigranular, con cristales subhedrales de anfíbol (7,88-48,3%), clinopiroxeno (5,03-17% incluyendo abundancia de actinolita-tremolita), ortopiroxeno (2,33-6,56%) y plagioclasa (22,44-57,55% a partir del conteo de saussurita) como minerales esenciales, apatito (<1%) y circón (<1%) como minerales accesorios, y clorita (0,22-19,6%), titanita (0,52-2,84%), zoisita-clinozoisita (4,55% en la muestra SVA-49) y epidota (3,06-3,13%) como minerales secundarios (Figura 17). El clinopiroxeno está uralitizado, presenta tremolita-actinolita en los planos de clivaje y hacia los bordes de los cristales (textura bastítica), y las plagioclasas están totalmente saussuritizadas. Los anfíboles tienen bordes de reacción con la plagioclasa, formando bahías (Figura 18), comunes en este grupo de rocas.

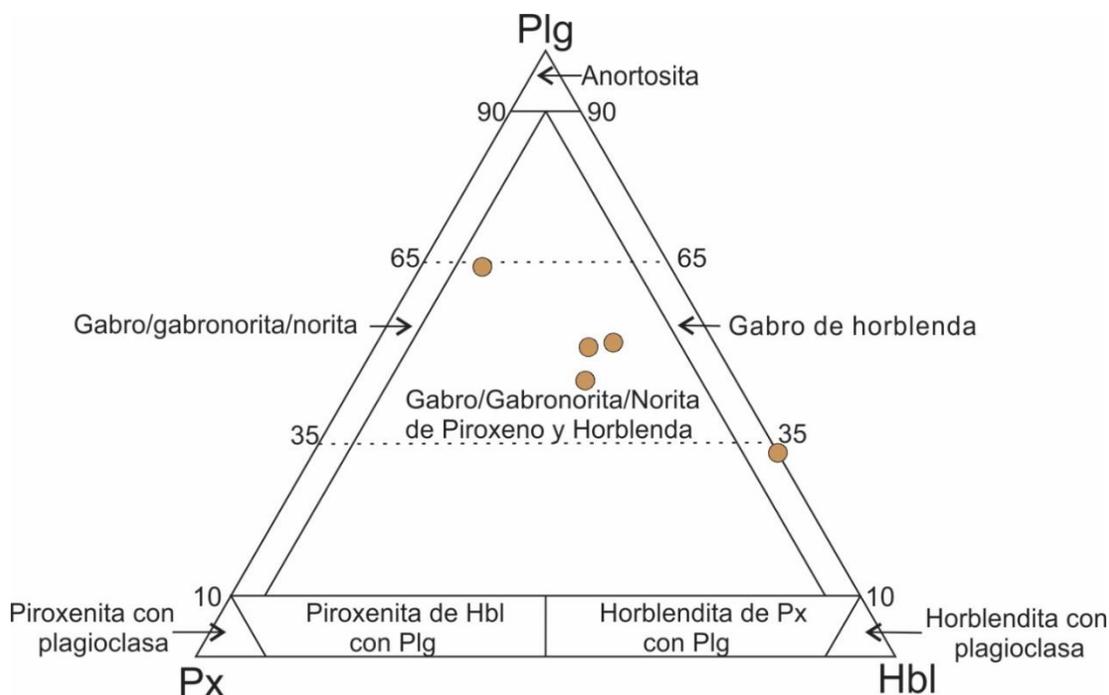


Figura 16. Diagrama para la clasificación de rocas ultramáficas con base en la abundancia modal de olivino y piroxeno (Streckeisen, 1976).

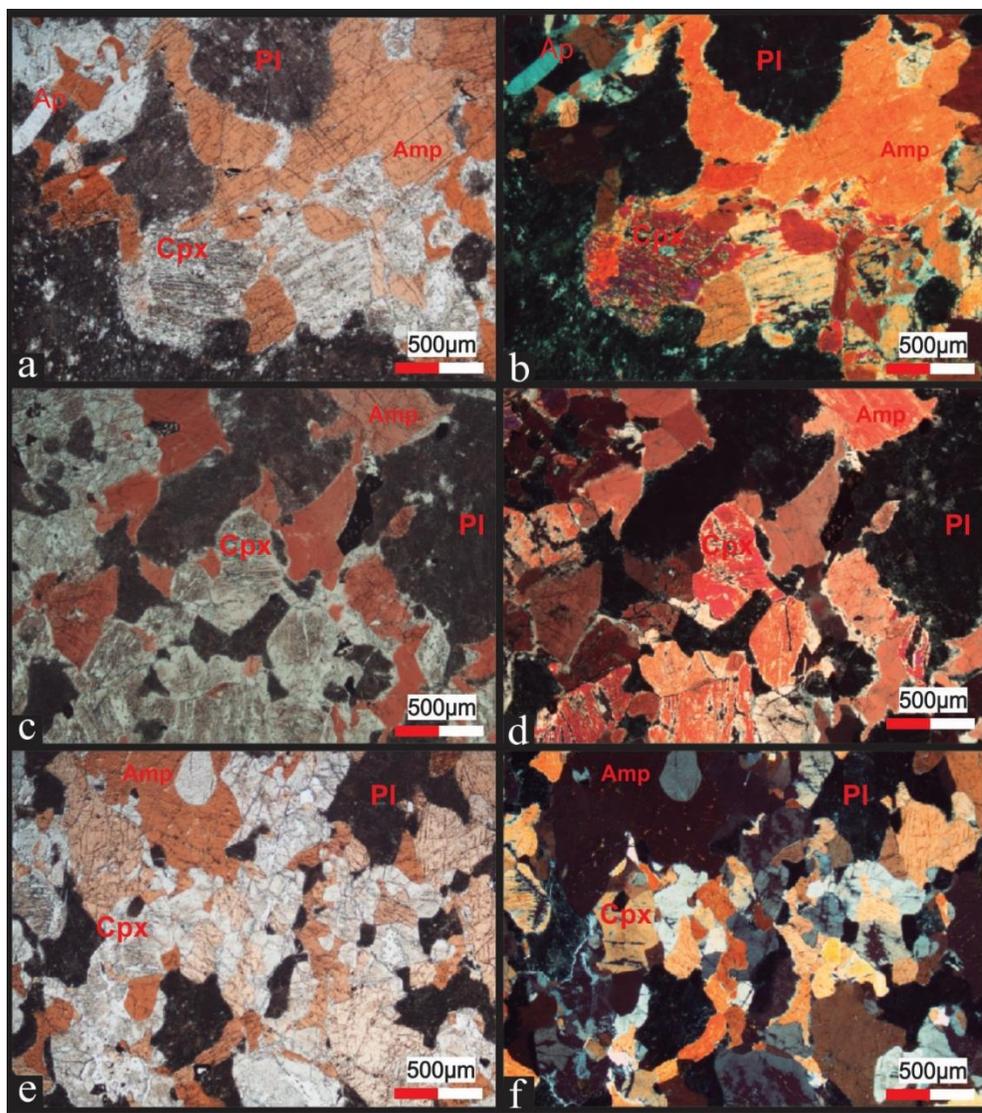


Figura 17. Microfotografías de gabronorita de piroxeno y hornblenda, tomadas con el objetivo 4X. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. **a-b.** Plagioclasa (Pl) y anfíbol (Amp) de tamaño medio, clinopiroxeno (Cpx), apatito (Ap) y plagioclasa (Pl) formando bahías con el anfíbol (Amp). **c-f.** Clinopiroxeno (Cpx), anfíbol (Amp) y plagioclasa (Pl) saussuritizada.

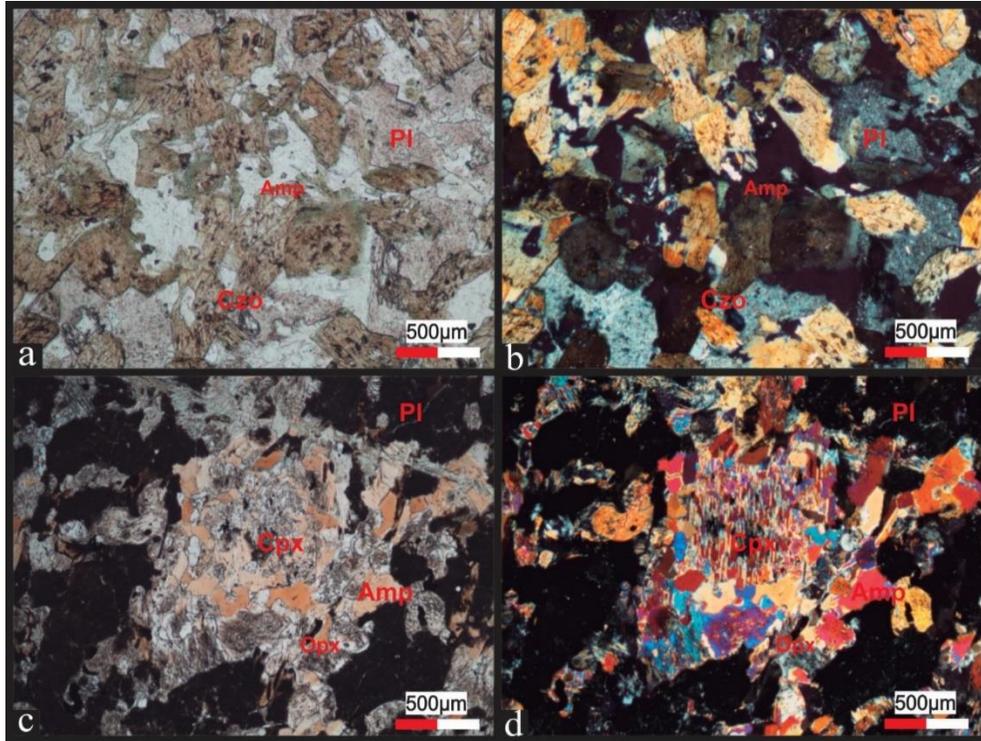


Figura 18. Microfotografías de gabronorita de piroxeno y hornblenda, tomadas con el objetivo 4X. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. **a-b.** Plagioclasa poco alterada (Pl), clinzoisita (Czo) y anfíboles (Amp) de tonalidad verde. **c-d.** Clinopiroxeno (Cpx) rodeado de anfíboles (Amp) de tonalidad rojiza, plagioclasa (Pl) saussuritizada y textura simplectítica.

5.2.3 Tonalita

Como se mencionó al inicio de este capítulo, esta roca representa un cuerpo intrusivo que no hace parte de las facies magmáticas del Plutón de Pueblito, y corresponde con una roca con textura holocristalina fanerítica inequigranular, con cristales subhedrales a anhedrales de cuarzo (13,55%) y plagioclasa (18,32% a partir del conteo de saussurita) como minerales esenciales (Figura 19), biotita (8,06), rutilo (2,38) y circón (<1%) como minerales accesorios, y sericita (33,52%), actinolita-tremolita (9,89%) y clorita (7,33%) como minerales secundarios. La sericita y la saussurita son producto de la alteración de plagioclasas y la actinolita-tremolita está

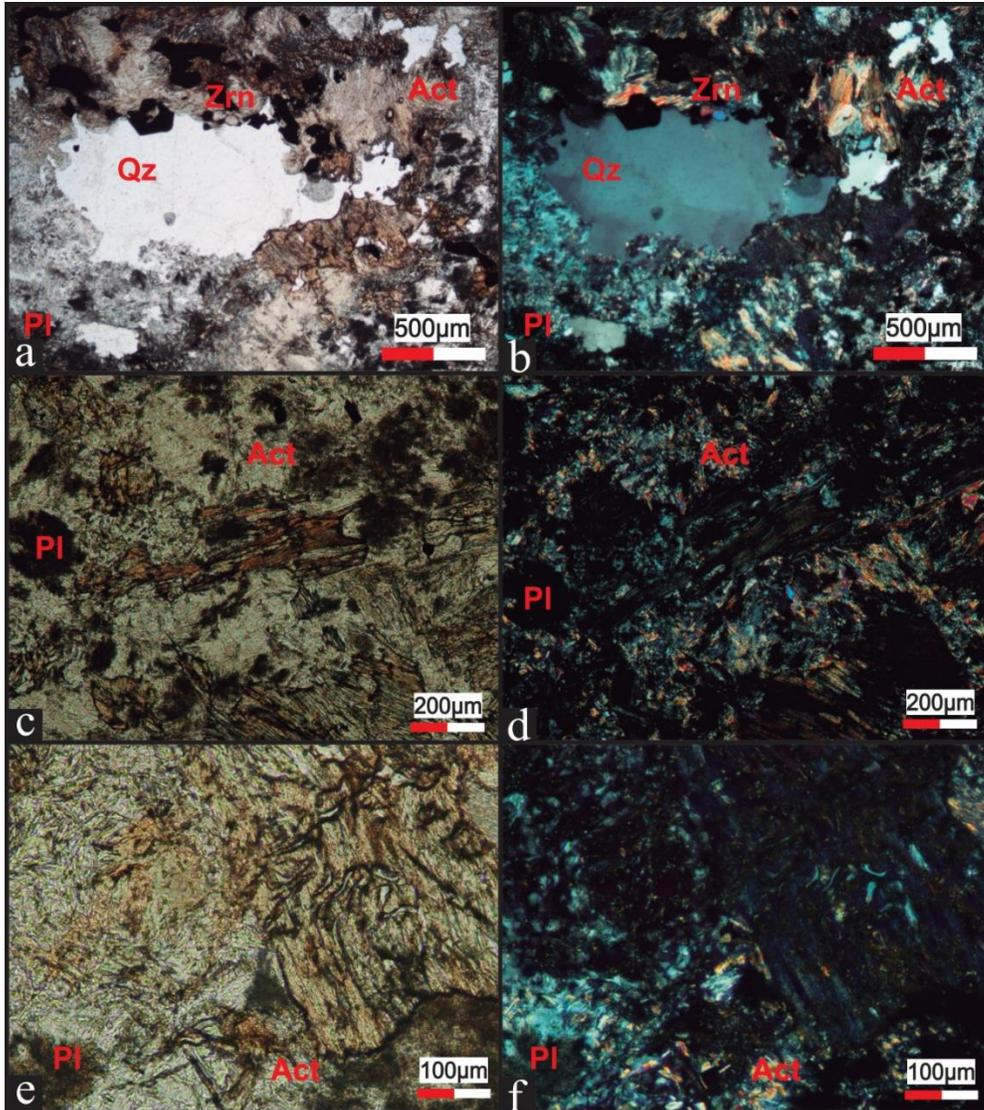


Figura 20. Microfotografías de gabronorita de piroxeno y hornblenda, tomadas con el objetivo 4X. Nicoles paralelos a la izquierda y nicoles cruzados a la derecha. **a-b.** Plagioclasa parcialmente alterada (PI), cuarzo primario y cuarzo de introducción. Se aprecian también circones (Zrn) y actinolita-tremolita (Act). **c-d.** Actinolita (Act) y plagioclasa (PI) saussuritizada. **e-f.** Textura simplectítica de biotita (objetivo de 20X).

Muestra	Esenciales					Secundarios						Accesorios										Clasificación
	Ol	Hbl	Opx	Cpx	Pl	Qz	Act/Tr	Chl	Ttn	Ep	Zo/Czo	Ctl	Sau	Ser	Spl	Idg	Opq	Ap	Zrn	Rt	Bt	
SVA-04	-	-	-	-	0,38	-	23,85	3,05	1,15	0,38	-	-	44,66	-	-	-	0,57	0,38	1,34	0,95	1,91	Gabro
SVA-27	-	-	10,81	11,06	-	-	16,46	-	4,18	-	-	-	50,37	-	-	-	-	-	0,25	-	-	Gabronorita
SVA-55	-	-	-	0,80	-	-	46,15	10,61	1,33	-	3,98	-	36,07	-	-	-	-	0,27	0,27	0,27	0,00	Gabro
SVA-56	-	-	38,35	3,38	-	-	-	0,75	0,75	-	-	-	54,89	-	-	-	0,38	1,13	0,38	-	-	Gabronorita
SVA-57	-	-	0,96	8,05	-	-	27,39	0,38	2,68	0,77	-	-	48,66	-	-	-	6,51	0,96	0,19	-	-	Gabro
SVA-65	-	-	5,24	-	-	-	28,62	1,05	1,05	-	0,35	-	59,16	-	-	-	-	0,17	0,35	-	-	Norita
SVA-23	-	33,27	3,74	10,28	-	-	0,19	-	0,75	-	-	-	51,03	-	-	-	0,00	0,75	-	-	-	Gabronorita de Px y Hbl
SVA-48	-	30,46	3,96	14,29	2,07	-	-	-	0,52	-	-	-	48,71	-	-	-	-	-	-	-	-	Gabronorita de Px y Hbl
SVA-49	-	48,30	-	-	1,99	-	-	19,60	-	3,13	4,55	-	22,44	-	-	-	-	-	-	-	-	Gabro de Hbl
SVA-58	-	7,88	6,56	5,03	-	-	12,47	0,22	2,84	3,06	-	-	57,55	-	-	-	3,72	0,22	0,44	-	-	Gabronorita de Px y Hbl
SVA-64	-	29,50	2,33	17,00	-	-	-	0,33	1,67	-	-	-	40,83	-	-	-	1,33	0,50	-	-	-	Gabronorita de Px y Hbl
SVA-19	61,34	-	12,52	2,36	-	-	5,63	2,90	-	-	-	13,25	-	-	-	0,91	1,09	-	-	-	-	Harzburgita
SVA-46	31,91	-	43,44	8,33	-	-	-	-	-	-	-	15,25	-	-	1,06	-	-	-	-	-	-	Websterita de Ol
SVA-54	-	-	-	-	-	13,55	9,89	7,33	-	-	-	-	18,32	33,52	-	-	-	-	0,18	2,38	8,06	Tonalita

Tabla 1. Composición modal de las facies del Plutón de Pueblito. Los colores indican cada grupo petrográfico definido para el presente trabajo.

5.3 Geoquímica

A partir de las descripciones petrográficas, donde se identificaron las rocas más frescas, fueron seleccionadas 10 muestras para análisis químicos en roca total (localización en Figura 5), donde se obtuvieron valores de óxidos mayores y elementos traza distribuidas de la siguiente manera: dos muestras de la facies ultramáfica (harzburgita y websterita de olivino) y ocho muestras de la facies máfica (dos de gabro, dos de gabronorita, tres de gabronorita de piroxeno y hornblenda y una de gabro de hornblenda) (Tabla 2).

Con el fin de tener certeza en cuanto al grado de alteración de las muestras, se determinaron las relaciones entre $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs $100 * \text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ de acuerdo con la propuesta de Hugues (1972) y se evidencia que las muestras de ambas facies son adecuadas para realizar el análisis petrogenético del plutón (Figura 21). Las muestras de peridotita, en el diagrama, quedan por fuera de los campos diagnósticos debido al bajo contenido de Na_2O y K_2O , sin embargo, estas muestras también son óptimas para su análisis ya que los bajos contenidos mencionados son primarios y representan el magma a partir del cual cristalizaron.

Los análisis químicos de elementos mayores muestran contenido de SiO_2 entre 38, y 40,1% en peso para la facies ultramáfica, y composiciones toleíticas para las facies máficas (SiO_2 entre 44,2 y 50,9 % en peso, FeO_t entre 7,72 y 13,1 % en peso y Al_2O_3 entre 14,15 y 16,45 %) (Tabla 2).

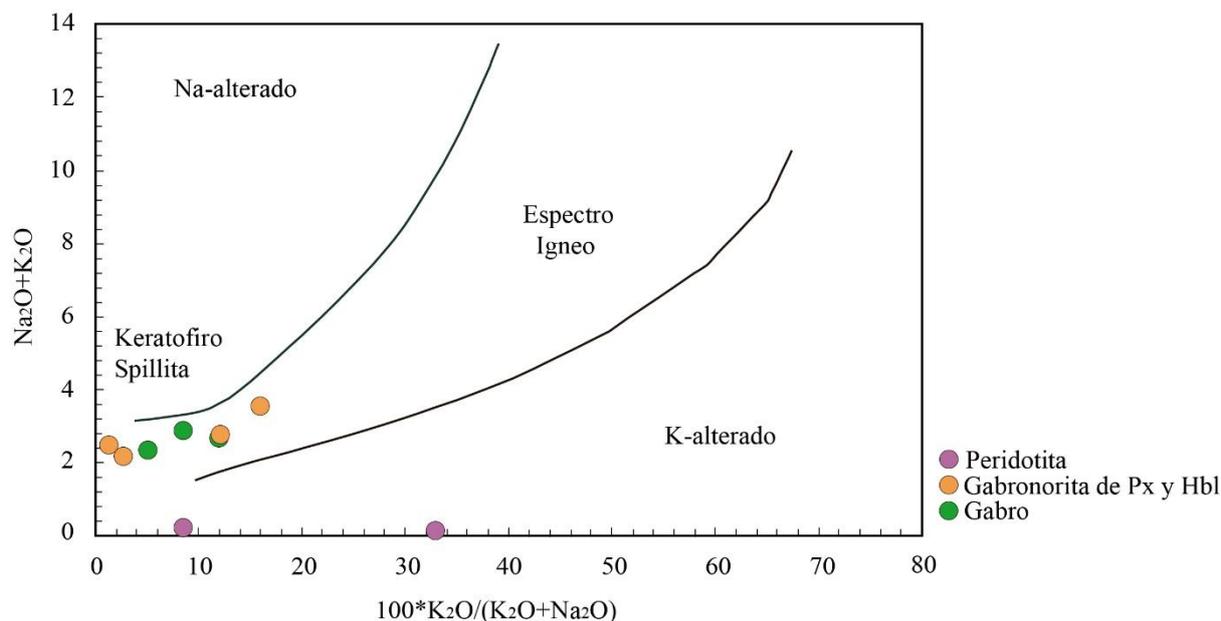


Figura 21. Grado de alteración de las muestras. Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs $100*\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ propuesto por Hughes (1972).

5.3.1 Clasificación geoquímica

La clasificación química de las facies del plutón se realizó usando la sistemática propuesta por Winchester & Floyd (1977) (Figura 22), la cual relaciona el SiO_2 vs Zr/TiO_2 y utiliza nombres de rocas volcánicas, sin embargo, dichos autores desarrollaron el sistema de clasificación aplicable a los equivalentes plutónicos, (*cf.* Winchester & Floyd). Las muestras de gabro y gabronorita de piroxeno y hornblenda corresponden con rocas básicas, proyectándose en el campo de basalto subcalino, cuyo equivalente plutónico es el gabro toleítico. También fue usada la relación de álcalis – sílice ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2) de acuerdo con el sistema propuesto por Middlemost (1994) (Figura 23), en el cual las facies máficas se proyectan principalmente en el campo de los gabros, y las facies ultramáficas, aunque no hacen parte de un campo específico, corresponden con peridotitas.

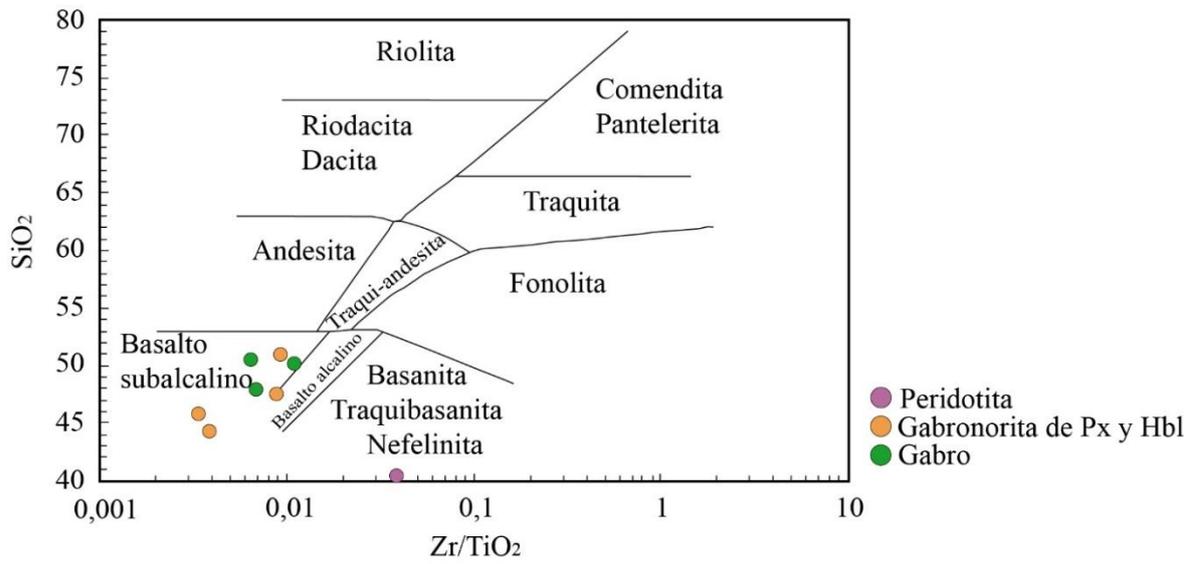


Figura 22. Clasificación química de las rocas del Plutón de Pueblito con base en Zr/TiO_2 vs SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977).

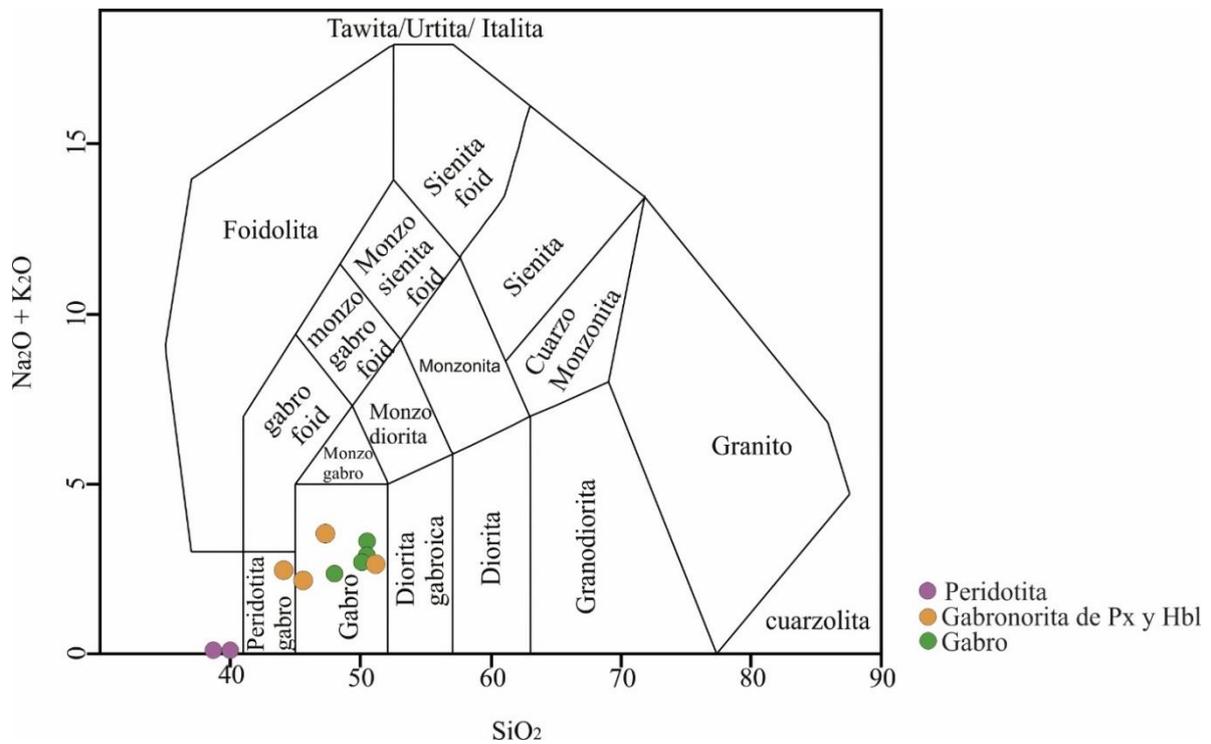


Figura 23. Clasificación química de las rocas del Plutón de Pueblito con base en el diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2) (Middlemost, 1994).

5.3.2 Afinidad geoquímica e índice de saturación de alúmina del magma

Con el fin de analizar la composición del magma del cual provienen las muestras del Plutón de Pueblito, se proyectaron las muestras en el diagrama AFM propuesto por Irvine & Baragar (1971) (Figura 24), donde se puede apreciar que los gabros y gabronoritas de piroxeno y hornblenda hacen parte de la serie toleítica, mostrando enriquecimiento en Fe y Mg. La misma afinidad toleítica se presenta en los gabros y gabronoritas de piroxeno y hornblenda al proyectar los datos químicos en el diagrama presentado por Jensen & Pyke (1982) (Figura 25), y al relacionar TiO_2 vs FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974), sin tener en cuenta alcalis y sílice, se corrobora dicha afinidad toleítica (Figura 26). En las tres sistemáticas, las peridotitas no muestran una tendencia con respecto a las facies máficas, debido a su nulo contenido de álcalis y TiO_2 .

Posteriormente se determinó la saturación de alúmina del magma del cual se formó el Plutón de Pueblito, mediante la relación Al vs Fe^* propuesto por Frost & Frost (2008) en el cual se registra la saturación del aluminio, y se concluye que las rocas de la facies máfica son de carácter metaluminoso (Figura 27).

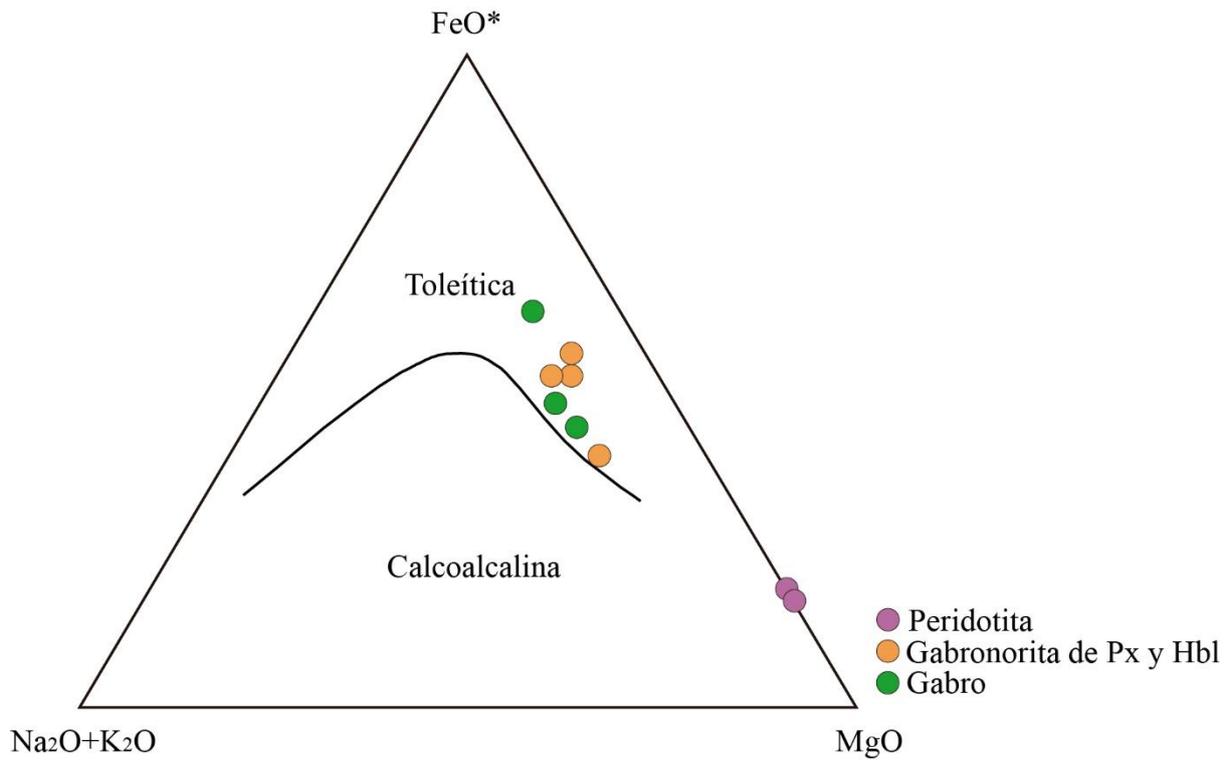


Figura 24. Afinidad e índice de saturación de alúmina con base en el diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).

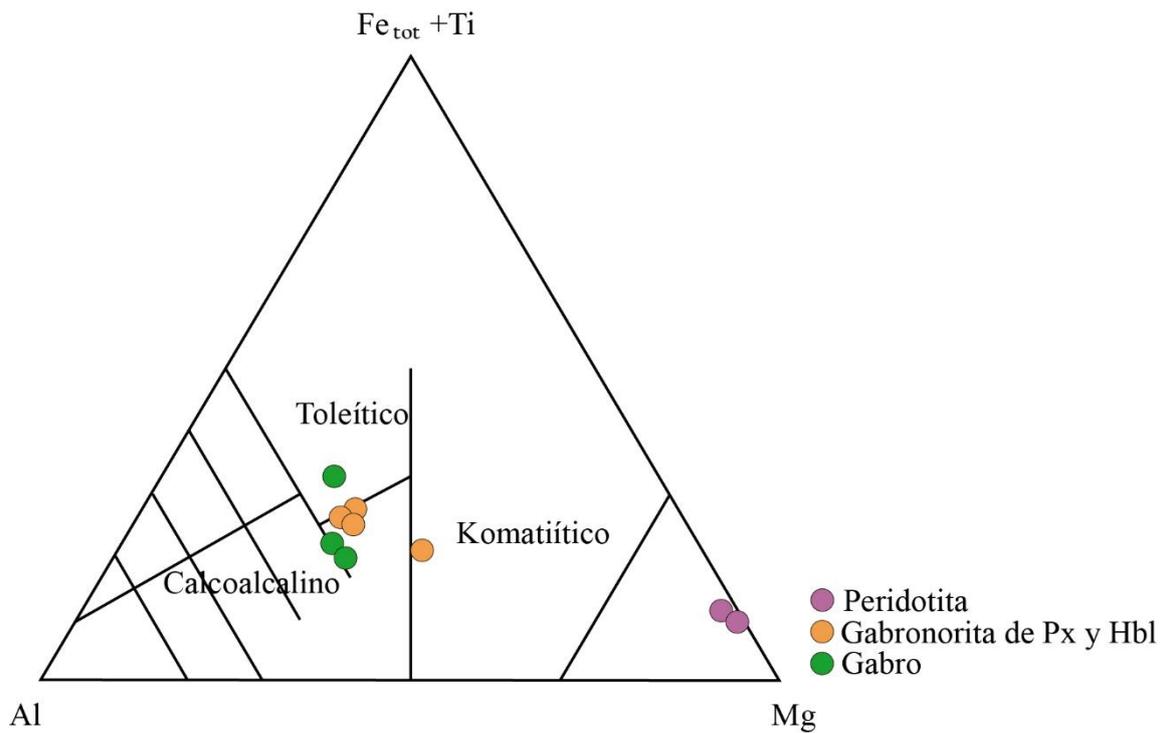


Figura 25. Afinidad e índice de saturación de alúmina con base en las proporciones de Al , Mg y $\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Ti}$ (Jensen & Pyke, 1982).

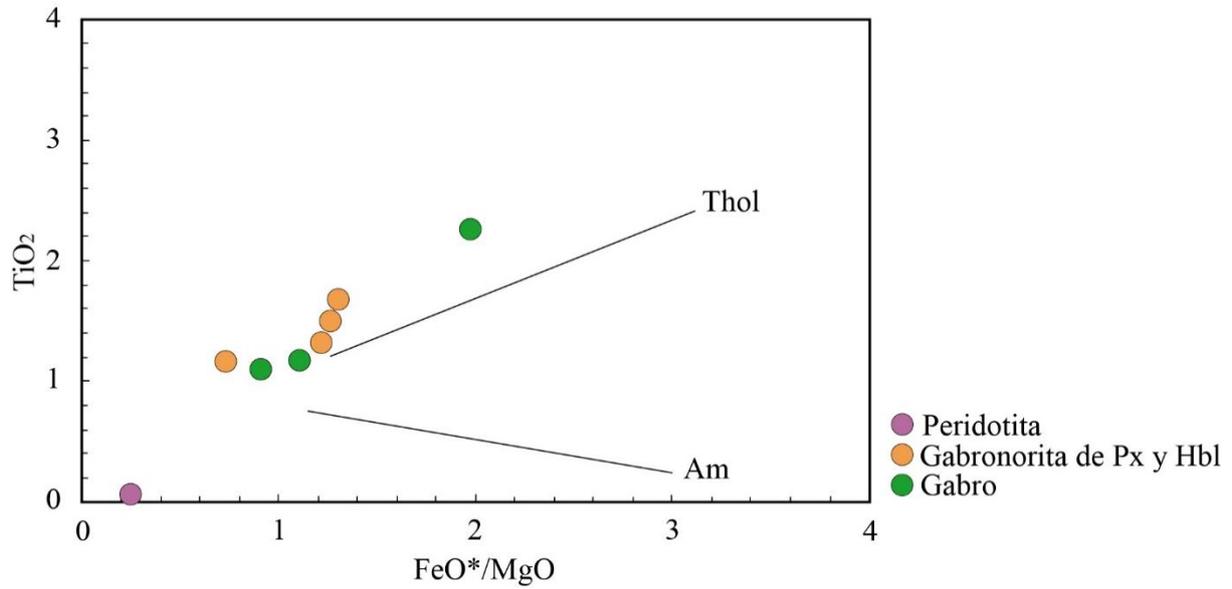


Figura 26. Afinidad e índice de saturación de alúmina con base en FeO^*/MgO vs TiO_2 (Miyashiro, 1974).

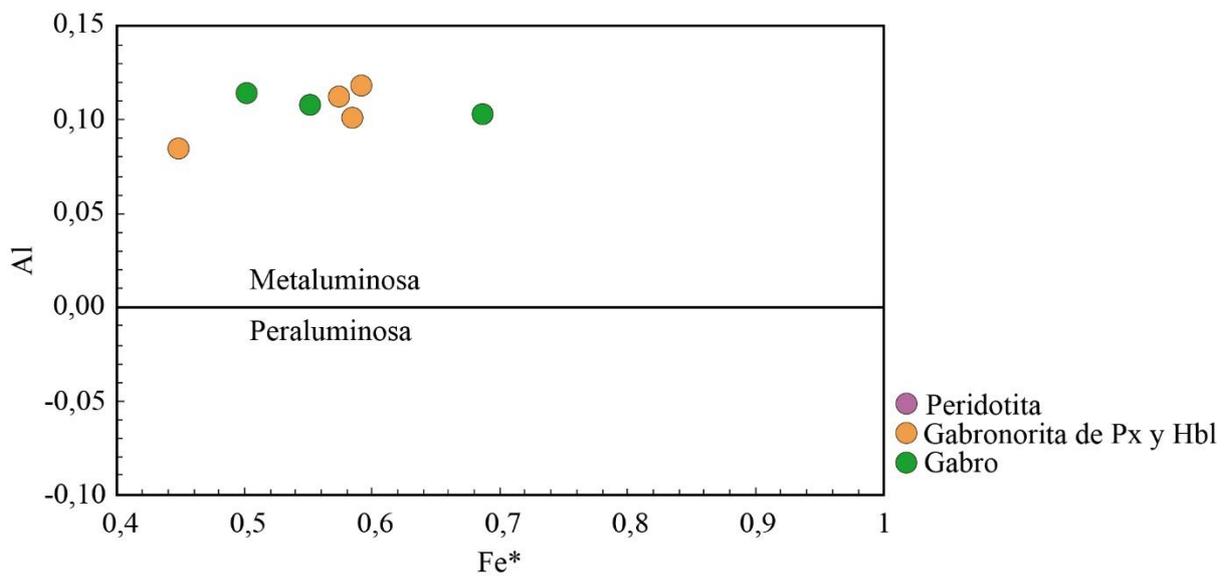


Figura 27. Saturación de aluminio con base en Fe^* vs Al (Frost & Frost, 2008).

5.3.3 Diagramas Harker

Se relacionaron los óxidos mayores con respecto a MgO (Figura 28) donde es posible apreciar una tendencia de cristalización fraccionada en las rocas de las facies máficas (gabros, gabronoritas de piroxeno y hornblenda). Sin embargo, en todas las proyecciones se observa un salto analítico hacia las muestras de la facies ultramáfica (harzburgita, websterita de olivino), con las cuales no se observa una relación química continua. Tampoco se observa una tendencia clara de correlación en las relaciones TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , SiO_2 , P_2O_5 , FeO^* y MnO con respecto a MgO (positiva o negativa), debido a que el contenido en MgO en las rocas analizadas es similar (Figura 28, Tabla 2). Sin embargo, el enriquecimiento y/o empobrecimiento relativo de los óxidos se observa progresivo. La única relación que muestra una correlación positiva es Cr_2O_3 vs MgO (Figura 28).

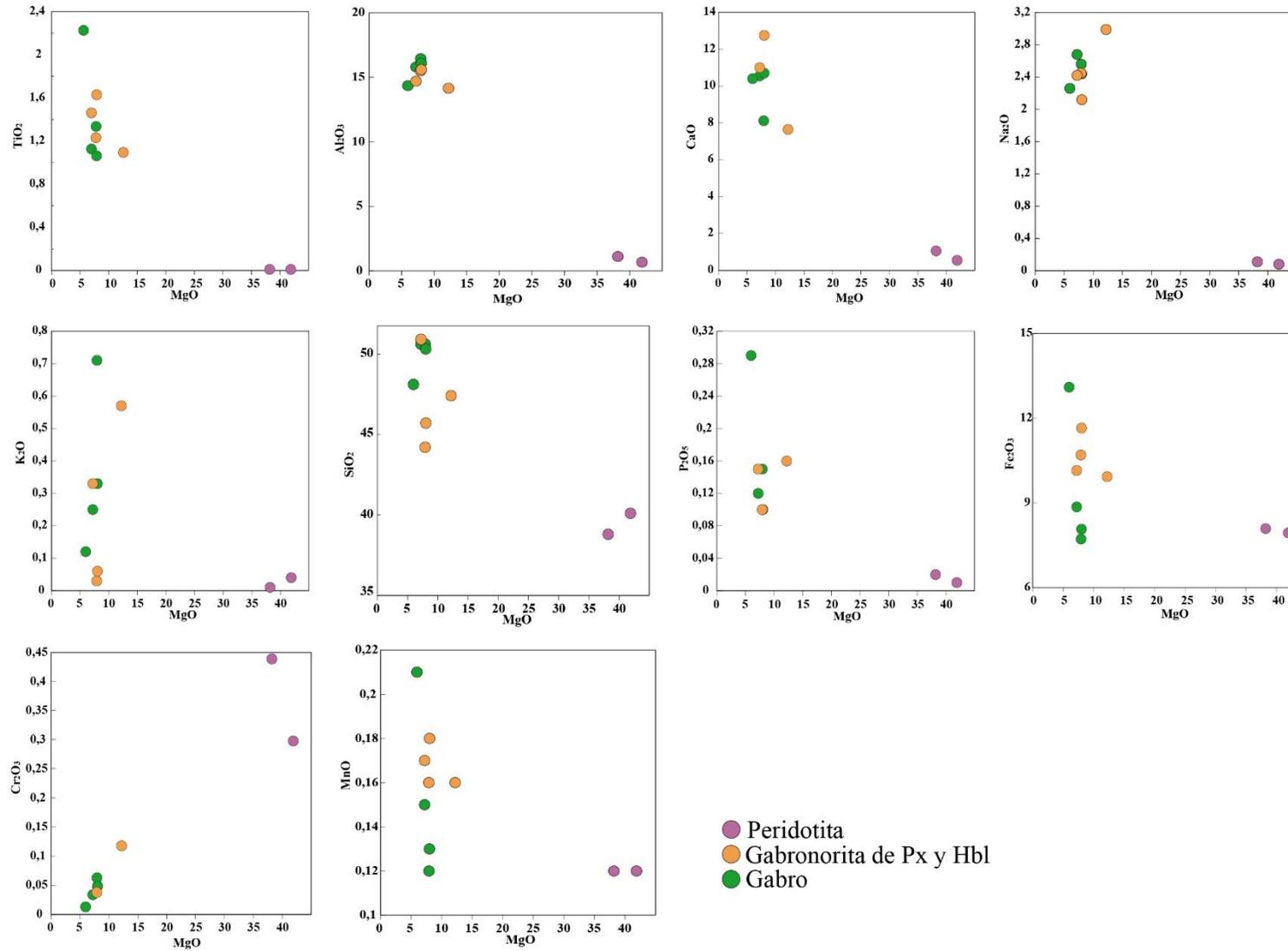


Figura 28. Diagramas Harker de MgO vs óxidos mayores.

5.3.4 Elementos traza y elementos de tierras raras (REE)

El diagrama multielemental normalizando las REE a condrito con los valores de Sun & McDonough (1989) (Figura 29), evidencia el salto analítico mencionado en el presente capítulo, entre las rocas de las facies ultramáficas (peridotitas) y las rocas de las facies máficas. De estas últimas, las gabronoritas y los gabros de hornblenda presentan un enriquecimiento desde 10 hasta 100 veces en las tierras raras livianas (LREE), el cual es un patrón similar al E-MORB, y a su vez se observa empobrecimiento en estas LREE, principalmente en el gabro de hornblenda que coincide con N-MORB, y un patrón equilibrado (plano) en las tierras raras pesadas (HREE), evidenciando una anomalía en Eu la cual es más notable en los gabros de hornblenda que en las gabronoritas.

Se realizó también la normalización a MORB con los valores propuestos por Pearce (1983) (Figura 30), donde se analizó un enriquecimiento en los elementos LILE (K, Rb, Ba) con respecto a MORB, con límites entre el 0,8 y 10 aproximadamente para las muestras de gabro de hornblenda y gabronorita. La facies ultramáfica en general se encuentra empobrecida en REE y en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE), y levemente enriquecida en elementos de alto potencial iónico (HFSE). También se observa una anomalía negativa en Nb, Rb y enriquecimiento en Ba.

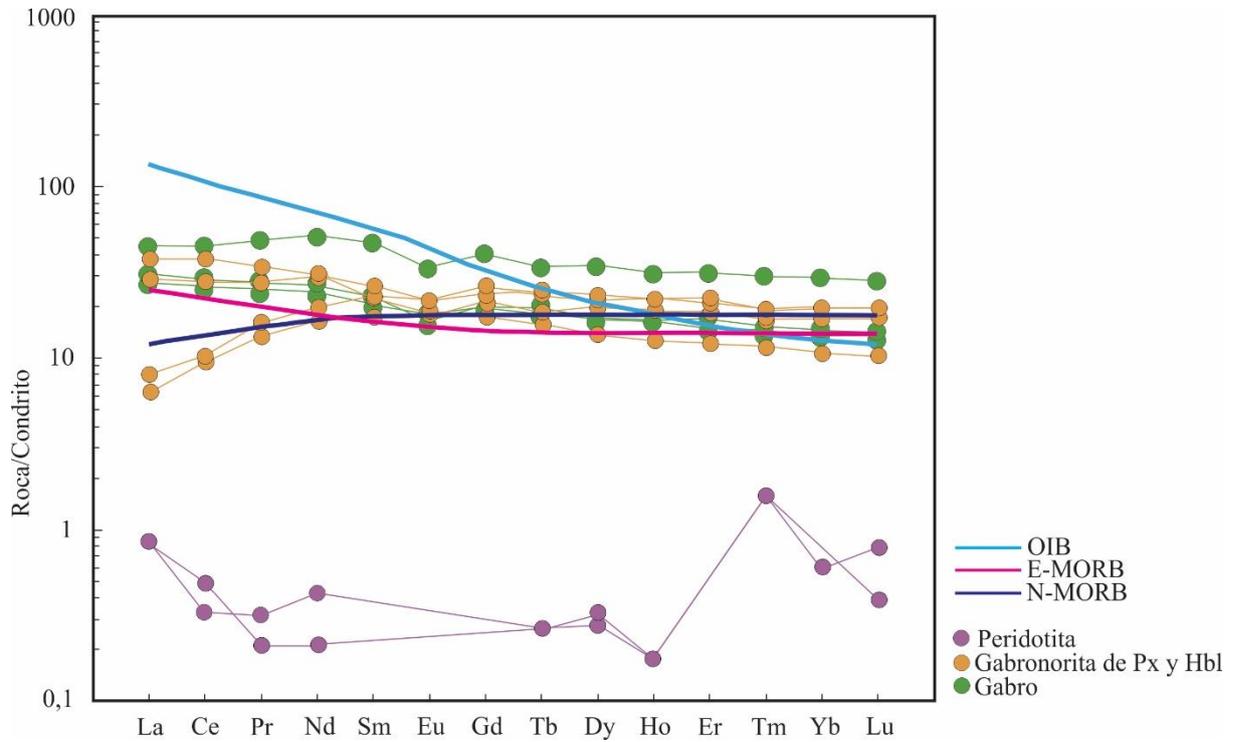


Figura 29. Diagrama multielemental de patrones de REE. Normalización de REE a condrito (Sun & McDonough, 1989).

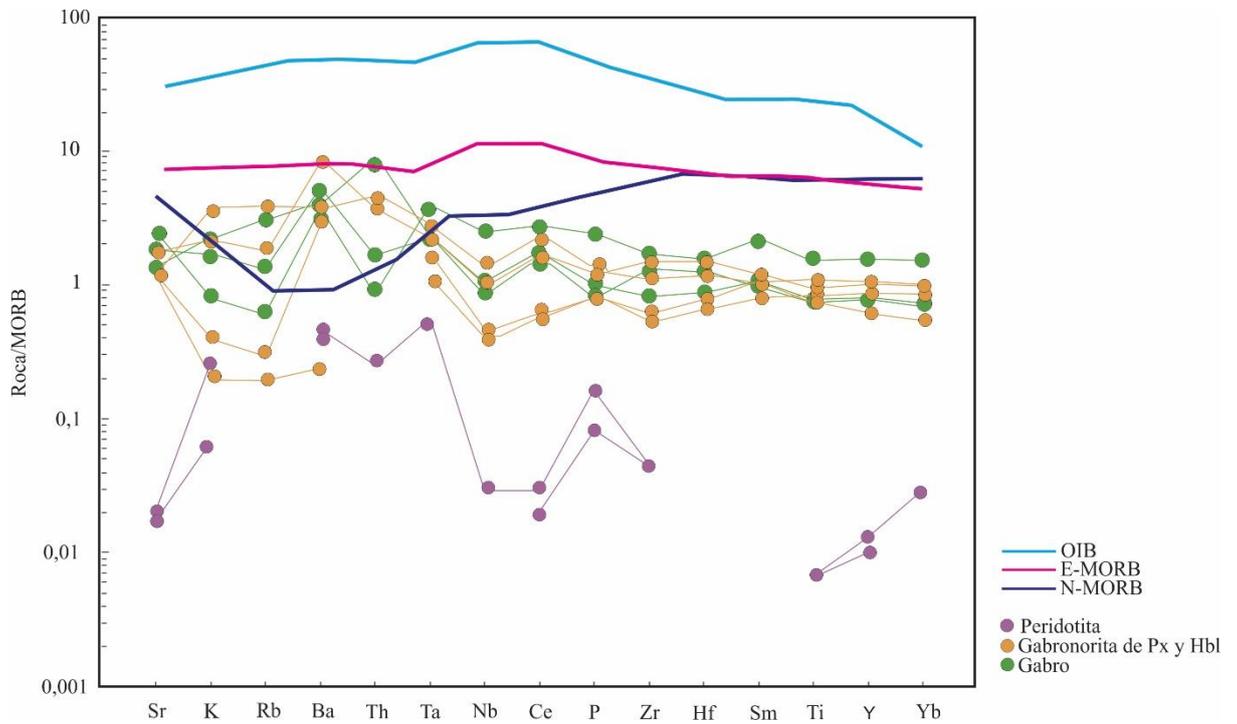


Figura 30. Diagrama multielemental de patrones de elementos traza. Normalización a MORB (Pearce, 1983).

Muestra	SVA-27	SVA-55	SVA-57	SVA-65	SVA-48	SVA-49	SVA-58	SVA-64	SVA-19	SVA-46
Facies	Máfica								Ultramáfica	
Grupo petrográfico	Gabro				Gabronorita de Px y Hbl				Peridotita	
Tipo de roca	Gabronorita	Gabro	Gabro	Gabronorita	Gabronorita Px y Hbl	Gabro de Hbl	Gabronorita Px y Hbl	Gabronorita Px y Hbl	Harzburgita	Websterita de Ol
%Wt										
SiO ₂	50,6	50,6	48,1	50,3	44,2	47,4	50,9	45,7	38,8	40,1
Al ₂ O ₃	15,8	16,45	14,35	16,1	15,5	14,15	14,7	15,6	1,11	0,67
Fe ₂ O ₃	8,86	7,72	13,1	8,07	10,7	9,93	10,15	11,65	8,09	7,94
MgO	7,21	7,93	5,97	8	7,9	12,2	7,21	8,02	38,2	41,9
MnO	0,15	0,12	0,21	0,13	0,16	0,16	0,17	0,18	0,12	0,12
Cr ₂ O ₃	0,034	0,063	0,013	0,048	0,038	0,118	0,037	0,049	0,439	0,298
CaO	10,55	8,12	10,4	10,7	12,65	7,65	11	12,75	1,06	0,55
K ₂ O	0,25	0,71	0,12	0,33	0,03	0,57	0,33	0,06	0,01	0,04
Na ₂ O	2,68	2,56	2,26	2,44	2,45	2,99	2,42	2,12	0,11	0,08
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,29	0,1	0,1	0,16	0,15	0,1	0,02	0,01
TiO ₂	1,15	1,35	2,2	1,09	1,25	1,12	1,47	1,63	0,01	0,01
SrO	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	d.l.d	d.l.d
BaO	0,01	0,02	0,01	0,01	d.l.d	0,01	0,02	0,01	d.l.d	d.l.d
LOI	2,89	3,55	2,28	2,91	2,53	3,37	2,16	2,64	7,57	6,39
Total	100,32	99,35	99,33	100,25	97,52	99,84	100,74	100,52	95,54	98,11
Ppm										
Cr	260	460	100	370	280	900	270	360	3230	2230
Ba	107	184,5	73,9	81,8	4,8	74,6	173	61,4	9,3	7
Cs	0,26	0,85	0,32	0,63	0,07	0,34	0,51	0,2	0,08	0,08
Ga	16,9	15,6	19,5	15,9	17,1	18	18,6	18,3	1,5	1,2
Hf	2,1	2,7	3,7	3	1,6	2,9	3,6	1,9	d.l.d	d.l.d
Nb	3,6	3,6	8,6	2,9	1,4	4,8	3,5	1,6	0,1	d.l.d
Rb	2,6	12,4	1,2	6,1	0,4	7,8	3,6	0,6	d.l.d	d.l.d
Sn	d.l.d	d.l.d	d.l.d	2	1	1	1	1	d.l.d	d.l.d
Sr	220	152	298	161,5	147	145	209	145	2,1	2,4
Ta	0,4	0,4	0,7	0,4	0,2	0,5	0,4	0,3	0,1	0,1
Th	0,33	2,01	0,17	1,72	d.l.d	0,93	0,75	d.l.d	0,05	d.l.d
U	0,14	0,62	0,12	0,56	d.l.d	0,39	0,18	d.l.d	d.l.d	d.l.d
V	210	168	318	208	314	275	283	350	80	29
W	1	d.l.d	d.l.d	4	1	1	d.l.d	2	2	3
Zr	73	109	150	119	49	100	136	55	4	3
Y	23,7	13,5	46,9	23,8	26,9	18,8	31,2	31,7	0,4	0,3
La	7,4	9,6	10,8	6,6	1,5	8,9	6,9	1,9	0,2	0,2
Ce	17,7	19,5	27,6	16,3	5,8	23,3	17,1	6,3	0,3	0,2
Pr	2,62	2,44	4,66	2,42	1,28	3,25	2,64	1,54	0,02	0,03
Nd	12,3	10,2	24,1	11,3	7,7	14,4	14	9,2	0,1	0,2
Sm	3,49	2,34	7,21	3,21	2,71	3,43	4,02	3,56	d.l.d	d.l.d
Eu	0,96	0,88	1,95	1,04	1,03	1,07	1,26	1,25	d.l.d	d.l.d
Gd	4,1	2,5	8,35	3,97	4,35	3,6	5,4	4,9	d.l.d	d.l.d
Tb	0,74	0,36	1,28	0,69	0,7	0,59	0,87	0,92	0,01	0,01
Dy	4,4	2,37	8,89	4,24	5,06	3,48	5,52	5,87	0,08	0,07
Ho	0,94	0,49	1,79	0,93	1,08	0,72	1,26	1,24	0,01	0,01
Er	2,79	1,49	5,24	2,53	3,07	2,02	3,45	3,7	d.l.d	d.l.d
Tm	0,39	0,25	0,77	0,37	0,43	0,3	0,5	0,48	0,04	0,04
Yb	2,49	1,7	5,07	2,33	2,9	1,84	3,34	3,36	0,1	d.l.d
Lu	0,36	0,25	0,72	0,34	0,44	0,26	0,5	0,49	0,02	0,01

Tabla 2. Geoquímica de roca total (óxidos mayores y elementos traza) de las facies del Plutón de Pueblito. Los colores indican cada grupo petrográfico definido para el presente trabajo. d.l.d = debajo del límite de detección.

6. Discusión

6.1 Evolución magmática del Plutón de Pueblito

El mapeo geológico y los análisis petrográficos del Plutón de Pueblito permitieron diferenciar dos facies: una máfica y otra ultramáfica, las cuales son heterogéneas en cuanto a su composición mineralógica. De esta manera, la facies máfica (gabro) varía en su composición entre gabro, gabronorita, norita, gabronorita de piroxeno y hornblenda y gabro de hornblenda (Figuras 13 y 16, Tabla 1), y la facies ultramáfica (peridotita) corresponde con harzburgita y websterita de olivino (Figura 10, Tabla 1). Además, con evidencias de campo entre las que se encuentran geformas como silletas, hombreras, facetas triangulares alineadas (Figura 8) y zonas trituradas con mezcla ambos litotipos (Figura 9f) se determinó que el contacto entre los gabros y las peridotitas es fallado.

Adicionalmente, las peridotitas tienen evidencia de haber estado sometidas a metamorfismo, ya que presentan textura primaria de tectonitas del manto (granoblástica) con extinción ondulosa, textura pseudomórfica mallada por serpentinización parcial y textura bastítica de tremolita en clinopiroxeno, siendo la tremolita un mineral metamórfico que generalmente se forma en facies anfibolita (García Casco *et al.*, 2020 y referencias citadas en el). Estas texturas y mineralogía metamórfica son comunes en la Unidad Metaharzburgítica de Medellín (UMM), la cual corresponde con una metaperidotita en facies anfibolita (Hernández-González, 2014; García-Casco *et al.*, 2020; Hernández-González *et al.*, 2020) cuyo protolito se formó en el Triásico tardío, en el entre aproximadamente 235 y 228 Ma y fue obducida hace 221 Ma (Ibáñez-Mejía *et al.*, 2020 y referencias citadas en el), siendo la obducción el proceso responsable del metamorfismo. Por otra parte, en los gabros no se observaron minerales

metamórficos o texturas que permitieran determinar metamorfismo. Son rocas que presentan alteración meteórica e hidrotermal, esta última generada posiblemente por intrusiones locales de cuerpos sub-volcánicos, como la tonalita descrita en el presente estudio (muestra SVA-54, Figuras 19 y 20). Las diferencias mineralógicas y estructurales de los gabros permiten inferir que tuvieron una historia tectónica de emplazamiento diferente a las peridotitas.

Las diferencias observadas tanto en el campo, como en los análisis petrográficos, también son notorias en los análisis geoquímicos. Si bien el magma que dio origen a los dos litotipos es de afinidad toleítica (Figuras 24, 25 y 26) y de carácter metaluminoso (Figura 27), las relaciones de los principales óxidos con respecto al MgO muestran dos grupos de datos separados, no correlacionables (Figura 28), correspondiendo con cada de las dos facies descritas. En trabajos previos se propone un proceso de cristalización fraccionada entre las facies, desde la formación de peridotitas hasta dioritas (*cf.* Giraldo, 2010; Rodríguez-Jiménez, 2010; Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018), sin embargo, el proceso de cristalización fraccionada solo es evidente en los gabros (relación Cr_2O_3 vs MgO, Figura 28), existiendo un salto en los datos con respecto a los análisis químicos de las peridotitas.

Este salto en los datos también es observable en los diagramas multielementales normalizados a condrito (Figura 29) y a MORB (Figura 30), donde las gabronoritas y los gabros de hornblenda presentan un enriquecimiento desde 10 hasta 100 veces en LREE similar al patrón E-MORB, en los gabros de hornblenda se observa empobrecimiento en LREE coherente con el N-MORB, y un patrón plano en las tierras raras pesadas (HREE). Por otra parte, los patrones de REE en las peridotitas muestran una forma de “U”, similar a los que presenta la UMM, los cuales son comunes en magmas generados en cuencas de trasarco que dan origen a ofiolitas de zona de suprasubducción (ZSS) (Hernández-González *et al.*, 2020).

El comportamiento químico diferencial entre ambas facies del Plutón de Pueblito es el reflejo de los procesos evolutivos que tuvo magma hasta su emplazamiento. Por ejemplo, los enriquecimientos en LILE en los gabros (Figura 30) posiblemente se dieron debido a leve contaminación cortical del magma, ya que la corteza al momento del emplazamiento del gabro estaba delgada como consecuencia de la extensión que llevó a la formación de una cuenca de trasarco. Esta inferencia es más evidente en la transición de los datos en los patrones de REE pasando de un N-MORB a un E-MORB (Figura 29) y al comparar las relaciones Th/Yb vs Nb/Yb y TiO_2/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008), donde se observa una tendencia de los datos hacia la zona de interacción del magma con la corteza (Figuras 31 y 32).

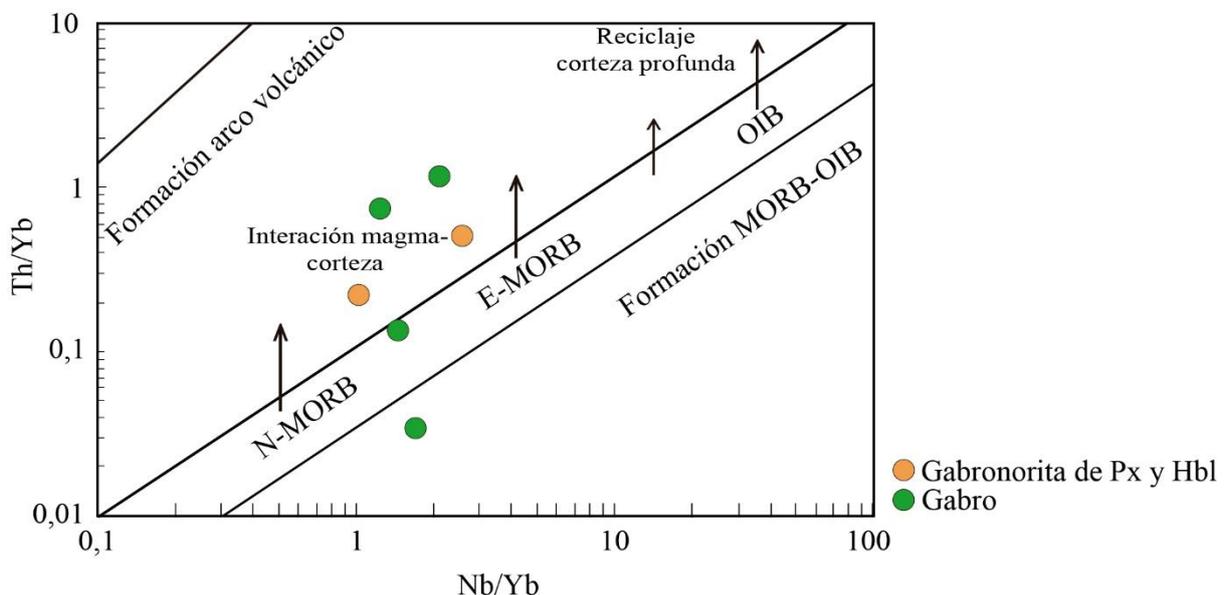


Figura 31. Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce (2008) para evolución magmática y contaminación cortical.

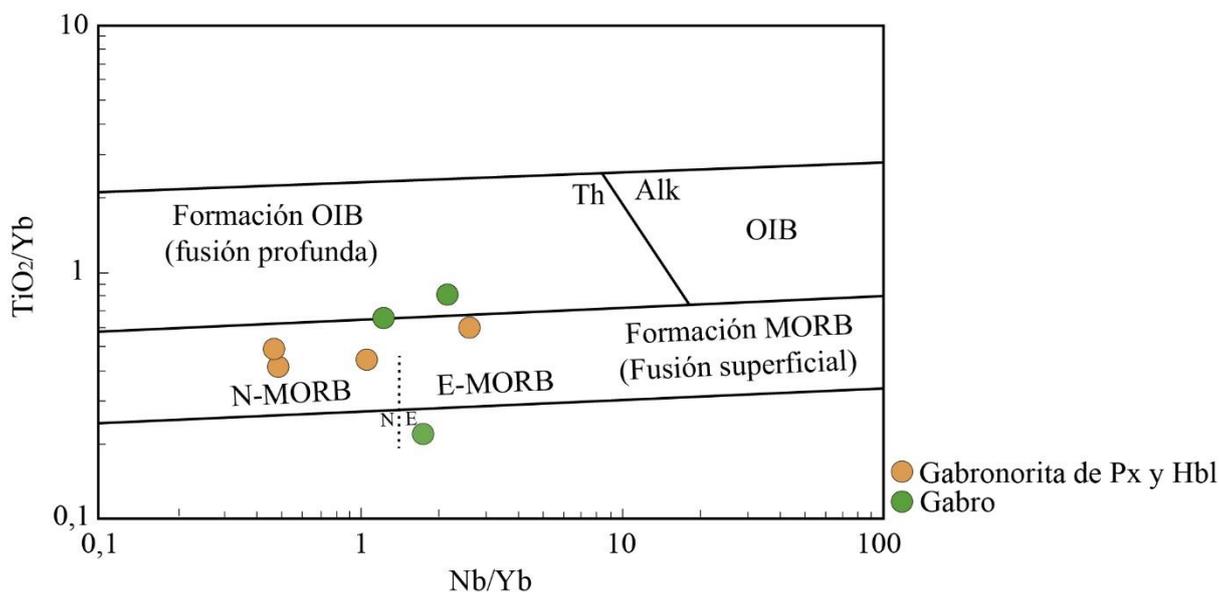


Figura 32. Diagrama TiO_2/Yb vs Nb/Yb de Pearce (2008) para evolución magmática y contaminación cortical

Sin embargo, en general los datos analíticos coinciden en que la fuente magmática es tipo MORB (Pearce, 1982; Mullen, 1983, Figuras 33 y 34) o BABB (Shervais, 1982; Shuto *et al.*, 2006, Figuras 35 y 36) formada en un margen de placa (Figura 37, Pearce & Gale, 1977), lo que muestra una coherencia con un ambiente de trasarco en la zona de suprasubducción (ZSS) con generación de ofiolitas (facies ultramáfica) (*cf.* Ibáñez-Mejía *et al.*, 2020).

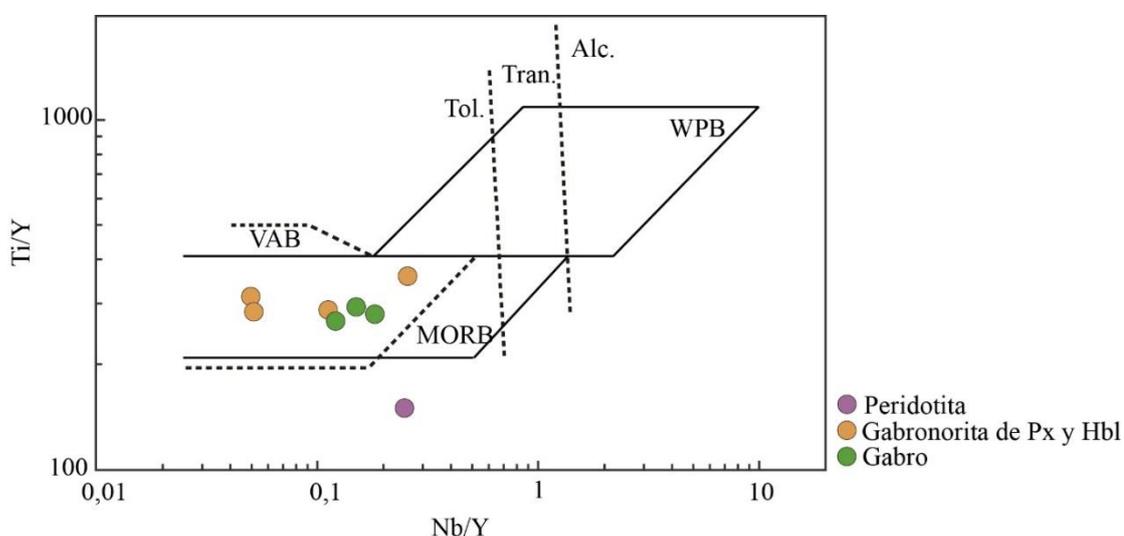


Figura 33. Diagrama Ti/Y Vs Nb/Y de Pearce (1982) para determinación del tipo de Fuente magmática.

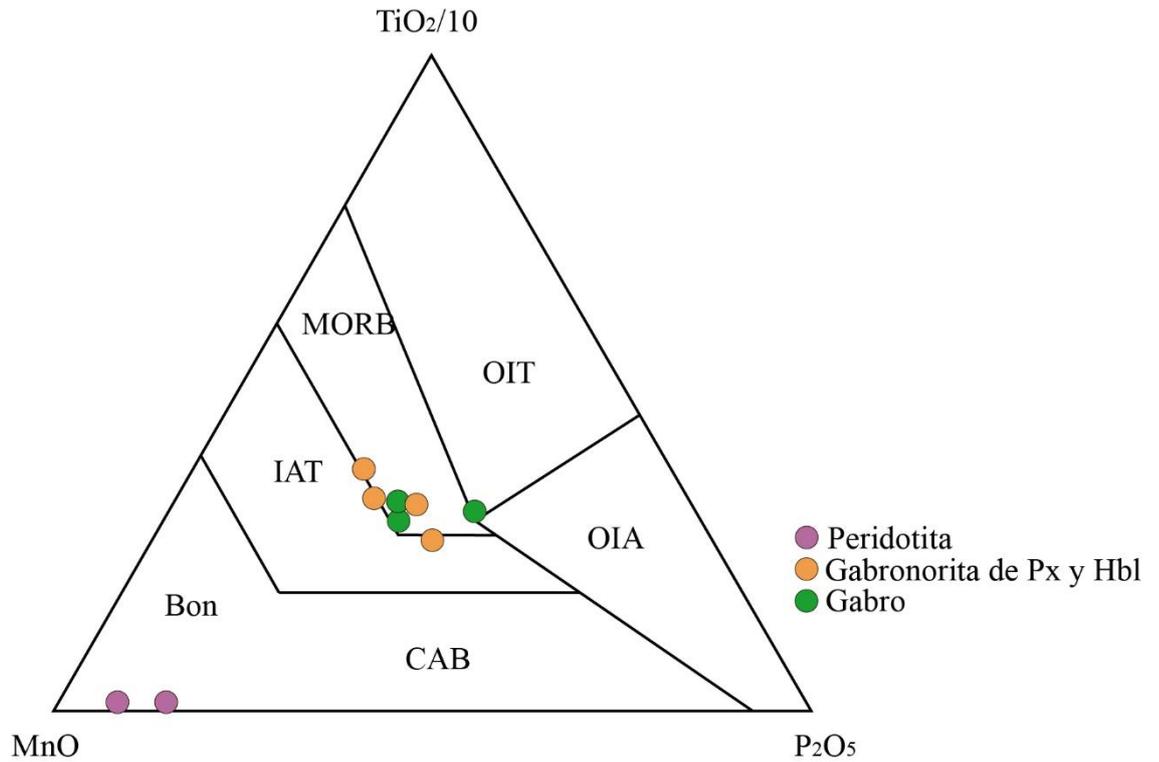


Figura 34. Diagrama ternario $\text{TiO}_2/10 - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{MnO}$ de Mullen (1983) para determinación del tipo de fuente magmática.

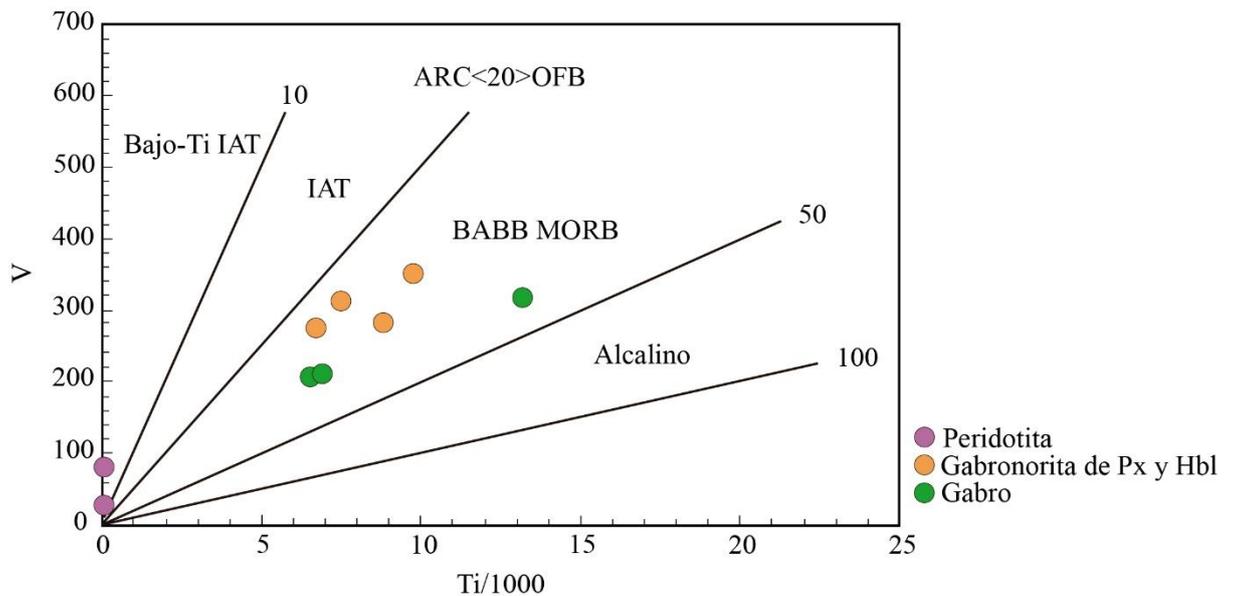


Figura 35. Diagrama V vs $\text{Ti}/1000$ de Shervais (1982) para determinación del tipo de fuente magmática.

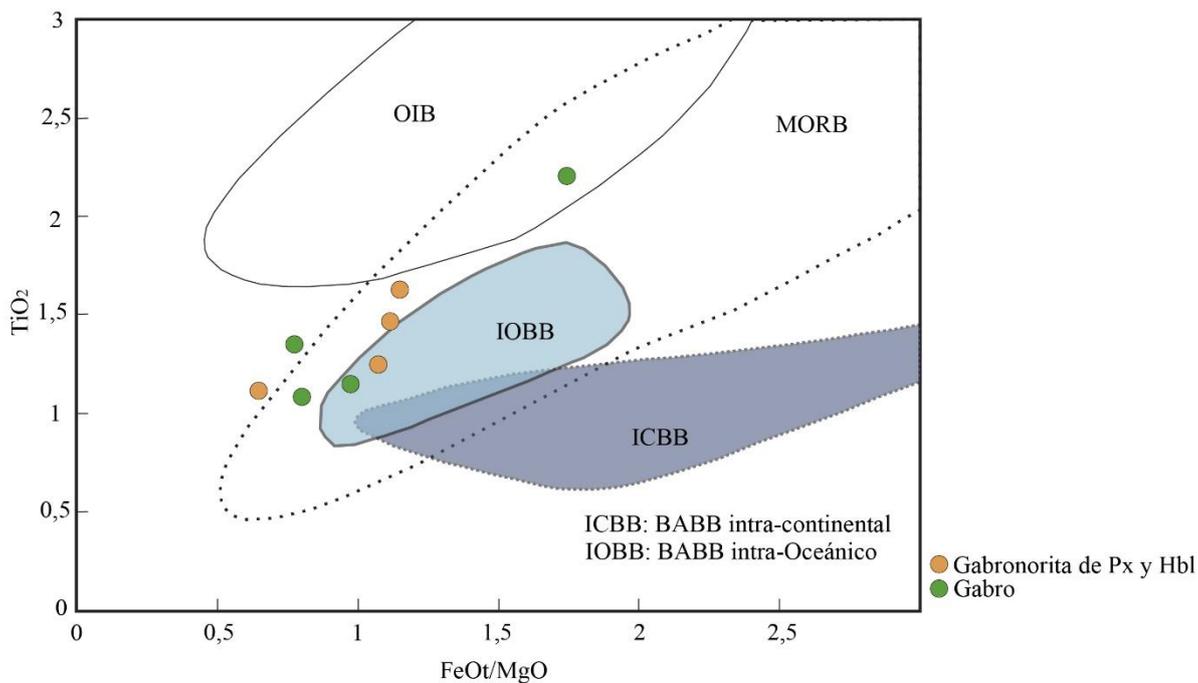


Figura 36. Diagrama TiO_2 vs FeO_t/MgO de Shuto et al. (2006) para determinación del tipo de fuente magmática y ambiente tectónico.

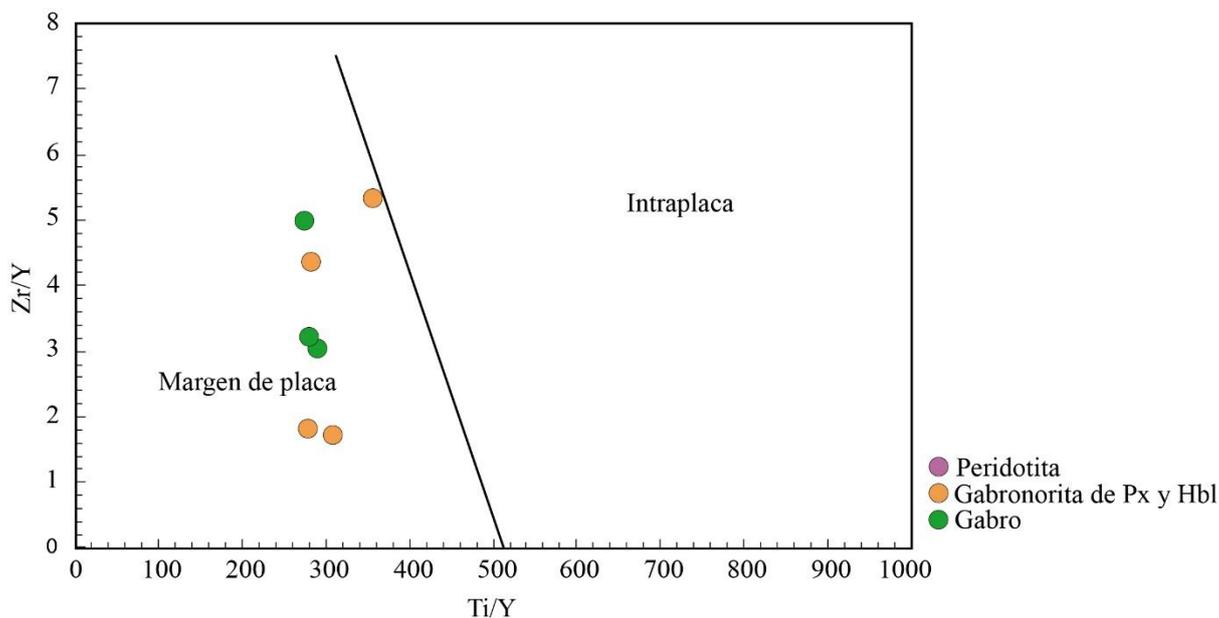


Figura 37. Diagrama Zr/Y vs Ti/Y de Pearce & Gale (1977) para determinación del ambiente tectónico.

Finalmente, aunque cada facies del Plutón de Pueblito tuvo una evolución magmática diferente con respecto a la otra facies, las evidencias estructurales, mineralógicas y geoquímicas obtenidas en este estudio permiten inferir que el ambiente tectónico en el cual se

originaron y posteriormente se emplazaron corresponde con una cuenca de trasarco en un esquema de inicio de subducción con generación y obducción de fragmentos ofiolíticos de zona de suprasubducción (ZSS). Siguiendo la propuesta de Dilek & Furnes (2014) de una secuencia ofiolítica (Figura 4), los gabros corresponden posiblemente con el nivel 2 (fragmento de corteza oceánica superior) y las peridotitas representan la base del nivel 4 y el tope del nivel 5 (cúmulos ultramáficos del manto superior).

6.2 Esquema tectonomagmático

La historia del emplazamiento de las dos facies del Plutón de Pueblito se puede diferenciar en tres eventos sucesivos que se dieron durante el Triásico en una zona de suprasubducción (ZSS), los cuales se describen a continuación.

En la base del Triásico superior (Carniano: ~ 235 – 228 Ma) (Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018; Spikings & Paul, 2019; Vinasco, 2019; Ibáñez-Mejía *et al.*, 2020), se dio la apertura de una cuenca de trasarco en la margen NW de Gondwana, debido al proceso de *slab rollback* provocando adelgazamiento de la corteza continental. Dicho adelgazamiento permitió a la generación de magmas toleíticos, tipo MORB y BABB con poca contaminación cortical (facies máfica: gabros), los cuales se emplazaron en paleo-suturas (proto-Zona de Cizalla de Romeral, Vinasco, 2019) originadas por tectónica transpresiva sinistral (determinación de la cinemática con base en estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética ASM) (*cf.* Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018) y también se originaron ofiolitas de zona de suprasubducción (ZSS) (Figura 38a).

Posteriormente, en la parte media del Triásico superior (Norian: ~ 228 – 221 Ma) (Ibáñez-Mejía *et al.*, 2020) se da un cambio en la dirección de los esfuerzos, pasando de

tectónica de extensión a compresión, generando el inicio de subducción oblicua con un régimen transpresivo sinistral (*cf.* Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018), en la cual se emplazó una escama tectónica de la base de una secuencia ofiolítica (facies ultramáfica: peridotitas) contra gabros de la facies máfica (Figura 38b).

Finalmente, en la etapa subsecuente en la parte media del Triásico superior (Norian: < 221 Ma) se cerró la cuenca de trasarco, dando como resultado el emplazamiento de las dos facies del Plutón de Pueblito en rocas metamórficas de grado alto a bajo del basamento continental del NW de Gondwana, entre los Esquistos de Sabaletas (?) al oeste y las Metasedimentitas de Sinifaná (?) al este (*cf.* Rodríguez-Jiménez, 2010) (Figura 38c).

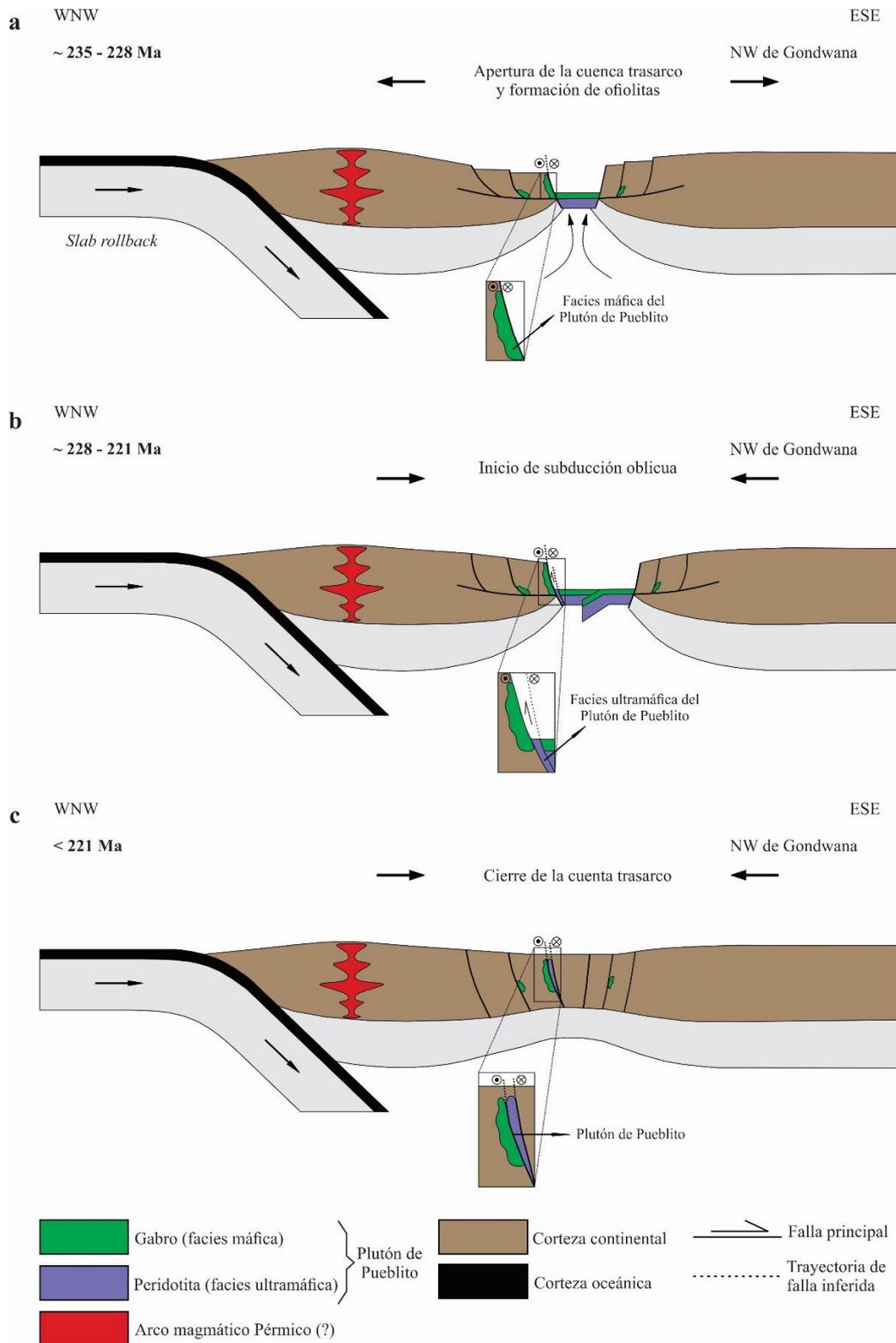


Figura 38. Interpretación tectónica esquemática para la formación y emplazamiento del Plutón de Pueblito (sin escala). La sucesión de eventos es inferida con base en los datos geocronológicos y modelos tectónicos de Vinasco *et al.* (2006), Rodríguez-Jiménez (2010), Cochrane *et al.* (2014), Rodríguez-Jiménez *et al.* (2018), Spikings & Paul (2019), Vinasco (2019), García-Casco *et al.* (2020) e Ibáñez-Mejía *et al.* (2020), y a partir de los datos obtenidos en este estudio.

7. Conclusiones

- La cartografía geológica, por medio del análisis de geoformas, datos estructurales en afloramientos y evidencias de zonas de alta deformación, permitió establecer que el Plutón de Pueblito está compuesto por una facies máfica principal de gabro de grano grueso, con variaciones texturales locales de tamaño de grano y fábrica, y se encuentra en contacto fallado con una facies ultramáfica de peridotitas que se encuentran parcialmente serpentinizadas.
- Los análisis petrográficos de ambas facies permitieron establecer que la facies máfica es de composición heterogénea, variando entre gabronorita de piroxeno y horblenda de grano grueso con clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, sausurita, epidota, apatito y circón, y gabro con clinopiroxeno, ortopiroxeno, sausurita y actinolita-tremolita, apatito y circón. Por otra parte, la facies ultramáfica está compuesta por websterita de olivino a harzburgita parcialmente serpentinizada, con olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y tremolita metamórfica.
- La afinidad de los gabros es toleítica con poca contaminación cortical debido al ascenso del magma casi directamente desde el manto, emplazándose en una corteza delgada, a diferencia de otros plutones contemporáneos como lo son el Stock de Cambumbia y el Stock de Amagá.
- El magma que dio origen para la facies máfica es tipo MORB (basalto de dorsal centro oceánica), hasta tipo BABB (basalto de cuenca de trasarco), los cuales son comunes en zonas de suprasubducción (ZSS).
- Los diagramas de variación de óxidos mayores con respecto a MgO y los patrones de elementos traza normalizados a MORB y REE normalizados a condrito, evidencian cristalización fraccionada entre las facies máficas y no se observa transición desde la facies

ultramáfica. Dicha transición es evidente en otras asociaciones máficas-ultramáficas en la Cordillera Central (p.e. Ofiolita de Aburrá).

- Las evidencias estructurales, mineralógicas y geoquímicas permiten inferir que el escenario tectónico en el cual se originaron y emplazaron las facies del Plutón de Pueblito es el de una cuenca de trasarco, con un régimen tectónico transpresivo sinistral en un esquema de inicio de subducción con generación y obducción de fragmentos ofiolíticos de zona de suprasubducción (ZSS).

Referencias

- Álvarez, A. J. (1983). Geología de la cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenoicos. *Boletín Geológico*, 26(2), p, 1–175. doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol26.2.1983.53
- Álvarez, J. (1987). Mineralogía y química de los depósitos de cromita podiforme de las dunitas de Medellín. Departamento de Antioquia, Colombia: *Boletín Geológico Ingeominas*, 33, p. 1-3.
- Barrero, D. (1978). Geology of the central western cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia.
- Bebout, G. E. (2013). Metasomatism in subduction zones of subducted oceanic slabs, mantle wedges, and the slab-mantle interface. In *Metasomatism and the chemical transformation of rock*, p. 289-349. Springer, Berlin, Heidelberg. [doi: 10.1007/978-3-642-28394-9_9](https://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_9)
- Best, M. G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology* second edition.
- Bourgois, J., Toussaint, J. F., Gonzalez, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L. A., Acevedo, A. P., Parra, E. & Tournon, J. (1987). Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern South America (Colombian Andes). *Tectonophysics*, 143(4), p. 307-327. [doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90215-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90215-0)
- Cardona, A., León, S., Jaramillo, J.S., Valencia, V., Zapata, S., Pardo–Trujillo, A., Schmitt, A.K., Mejía, D. & Arenas, J.C. (2020). Cretaceous record from a Mariana– to an Andean–type margin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. In *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, p. 335–373. Bogotá. doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.10

- Cediel, F., & Shaw, R. P. (2019). The romeral shear zone in Geology and Tectonics of Northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean Junction. Springer International Publishing, p. 833-856. doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9
- 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*, 190, p. 383-402. doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.020
- Correa Martínez, A. M. (2007). Petrogênese e evolução do Ofiolito de Aburrá, Cordilheira central dos Andes Colombianos. Tesis de doctorado. Universidade de Brasília. Brasília-DF.
- Correa, A. M., Martens, U., Restrepo, J. J., Ordóñez-Carmona, O., & Martins-Pimentel, M. (2005). Subdivisión de las metamorfitas básicas de los alrededores de Medellín-Cordillera Central de Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc*, 29(112), p. 325-344.
- Dilek, Y., & Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Bulletin*, 123(3-4), p. 387-411.
- Dilek, Y., & Furnes, H. (2014). Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2), p. 93-100. doi.org/10.1130/B30446.1
- Dilek, Y., Furnes, H., & Shallo, M. (2007). Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, 11(4), p. 453-475. doi.org/10.1016/j.gr.2007.01.005
- Feininger, T., Barrero, D., & Castro, N. (1972). Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II-B). *Boletín geológico*, 20(2), p. 1-173.
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), p. 1955-1969.
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2014). *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press. (1. ed). p. 72-100.

- Furnes, H., & Dilek, Y. (2017). Geochemical characterization and petrogenesis of intermediate to silicic rocks in ophiolites: A global synthesis. *Earth-Science Reviews*, 166, p. 1-37. doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.01.001.
- García Chinchilla, D. A. (2011). Caracterización de la deformación y metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas, parte norte de la Cordillera Central de Colombia. *Ingeniería de Petróleos*.
- García-Casco, A., Restrepo, J.J., Correa-Martínez, A.M., Blanco-Quintero, I.F., Proenza, J.A., Weber, M. & Butjosa, L. (2020). The petrologic nature of the “Medellín Dunite” revisited: An algebraic approach and proposal of a new definition of the geological body. *The Geology of Colombia*, 2(36), p. 31. doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.02
- Gillespie, M., & Styles, M. (1999). BGS rock classification scheme, Volume 1. Classification of igneous rocks.
- Giraldo Arroyave, M. I. (2010). Esquema geodinámico de la parte noroccidental de la Cordillera Central de Colombia. *Escuela de Ingeniería de Materiales*.
- Gómez, J. & Montes, N.E., compiladores. (2020). Mapa Geológico de Colombia en Relieve 2020. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico Colombiano, 2 hojas. Bogotá
- González Ospina, L. J. (2016). Petrogénesis de los complejos ultramáficos de Heliconia-Angelópolis y del oriente de Medellín, Antioquia, Colombia. *Geología*.
- González, H. (2001). Memoria explicativa del Mapa geológico del departamento de Antioquia. Esc. 1:400000. INGEOMINAS.
- Grosse, E. (1926). Estudio geológico del terciario carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera central de Colombia: entre el río Arma y Sacaojal, ejecutado en los años de 1920-1923. Reimer.

- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W., & Van Calsteren, P. (1997). U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312), p. 551-555. [doi : 10.1126/science.276.5312.551](https://doi.org/10.1126/science.276.5312.551)
- Hernández-González, J.S., Butjosa, L., Pujol-Solà, N., Aiglsperger, T., Weber, M., Escayola, M., Ramírez-Cárdenas, C., Blanco-Quintero, I.F., González-Jiménez, J.M., & Proenza, J.A., (2020). Petrology and geochemistry of high-Al chromitites from the Medellín Metaharzburgitic Unit (MMU), Colombia: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72 (3). doi.org/10.18268/BSGM2020v72n3a120620
- Hernández-González, J.S. (2014). Mineralizaciones de Cr y elementos del grupo del platino (EGP) asociadas a las Metaperidotitas de Medellín, Colombia. Tesis de Maestría, Universidad de Barcelona y Universidad Autónoma de Barcelona, p. 21 . Barcelona.
- Hughes, C. J. (1972). Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109(6), p. 513-527. doi.org/10.1017/S0016756800042795
- Ibañez-Mejía, M., Restrepo, J. J., & García-Casco, A. (2020). Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano in Tectonic juxtaposition of Triassic and Cretaceous meta-(ultra) mafic complexes in the Central Cordillera of Colombia (Medellin area) revealed by zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes. São Paulo. *Solaris Edições Culturais* (1. ed). p. 421-424. hdl.handle.net/10261/235545
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), p. 523-548. doi.org/10.1139/e71-055
- Jensen, L. S., & DR, P. (1982). Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt.
- Kerr, A. C., Tarney, J., Kempton, P. D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G. F., & Duncan, R. A. (2002). Pervasive mantle plume head heterogeneity: Evidence from the late

- Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B7), ECV-2. doi.org/10.1029/2001JB000790
- Kerr, A. C., Tarney, J., Marriner, G. F., Nivia, A., Klaver, G. T., & Saunders, A. D. (1996). The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1-2), p. 111-120. [doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00031-4](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00031-4)
- Le Bas, M. J., & Streckeisen, A. L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(5), p. 825-833. doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., & Bateman, P. (Eds.). (2002). *Classification and nomenclature in Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.
- Leal-Mejía, H., Shaw, R. P., & Melgarejo i Draper, J. C. (2019). Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the Phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes. In *Geology and tectonics of northwestern South America*. p. 253-410. Springer, Cham.
- López, M. C., Moreno-Sánchez, M., & Audemard, F. A. (2009). Deformación tectónica reciente en los pie de montes de las cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca, Colombia. *Boletín de Geología*, 31(1), p. 11-29.
- Martens, U. C., RESTREPO, J. J., & Solari, L. A. (2012). Sinifaná metasedimentites and relations with Cajamarca paragneisses of the central cordillera of Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (32), p. 99-110.
- Maya Sánchez, M., & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*, 35(2-3), p. 44-57. doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol35.2-3.1995.316

- McCourt, W. J., Aspden, J. A., & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141(5), p. 831-845. doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831
- Meza, C. A. O., & Perdomo, A. H. C. (2007). Petrogénesis de las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra entre las veredas La Honda (Ginebra) y El Diamante (Buga) en el departamento del Valle del Cauca. *Geología Colombiana*, 32, p. 97-110.
- Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), p. 215-224.
- Millward, D., Marriner, G. F., & Saunders, A. D. (1984). Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *Journal of the Geological Society*, 141(5), p. 847-860. doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0847
- Miyashiro, A. (1973). The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), p. 218-224. [doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90118-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90118-0)
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American journal of science*, 274(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*, 198, 102903.
- Montoya, D., & Peláez, I. (1993). Ultramafitas y rocas relacionadas de Heliconia, Antioquia. Trabajo de grado. Medellín, Antioquia, Colombia: Universidad Nacional de Colombia.
- Mullen, E. D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and planetary science letters*, 62(1), p. 53-62. [doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5)

- Nivia, A. (1996). The Bolivar mafic-ultramafic complex, SW Colombia: the base of an obducted oceanic plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1-2), p. 59-68. [doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00027-2](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00027-2)
- Nivia, A., (1987). The geochemistry and origin of the Amaime and Volcanic sequences, SW Colombia, MSc. Thesis, University of Leicester, Unpublished, p. 164.
- Nivia, A., Tarazona, C., & Paz, D. (2017). Geología y geocronología del Batolito de Buga y el Macizo Ofiolítico de Ginebra, Colombia. In *Memorias XVI Congreso Colombiano de Geología III Simposio de exploradores: Geología, sociedad y territorio*. Santa Marta, Colombia.
- Nivia, A., Tarazona, C., Paz, D., Ríos, J., Melo, A., Patiño, H., Torres, E., & Montoya, A. (2019). Geología de las planchas 261 y 280 en los sectores de afloramiento del Macizo Ofiolítico de Ginebra y el Batolito de Buga. *Servicio Geológico Colombiano*. 530.
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), p. 14-48.
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Orogenic andesites and related rocks*, p. 528-548.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.
- Pearce, J. A. (2014). Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements*, 10(2), p. 101-108.
- Pearce, J. A., & Gale, G. H. (1977). Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 7(1), p. 14-24. doi.org/10.1144/GSL.SP.1977.007.01.03

- Pearce, J. A., & Stern, R. J. (2006). Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 166, p. 63.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J., & Roberts, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*, 16(1), p. 77-94.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E., & Birkett, T. C. (1977). The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(1), p. 121-132. [doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90193-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90193-5)
- Restrepo, J. J., Frantz, J. C., OrdóñezCarmona, O., Correa, A. M., Martens, U., & Chemale, F. (2007). Edad triásica de formación de la Ofiolita de Aburrá. En *Memorias XI Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga* (p. 1).
- Restrepo, J.; Toussaint, J. (1987). Cuencas de traccion sinistrales en la falla de minas del Sistema Cauca-Romeral, en las cercanías de Medellin, Colombia. *Revista Geológica de Chile* (31), p. 57-60.
- Rodríguez Jiménez, J. V. (2010). *Fábrica y emplazamiento de la Diorita de Pueblito, NW Cordillera Central de Colombia: análisis de fábrica magnética y mineral*. Escuela de Ingeniería de Materiales.
- Rodriguez-Jimenez, J. V., Vinasco, C., & Archanjo, C. J. (2018). Emplacement of the Triassic Pueblito Pluton, NW Colombia: Implications for the evolution of the western margin of Pangea. *Tectonics*. 37, p. 4150-4172. doi.org/10.1029/2018TC005138
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation*, 1. Pearson prentice hall.
- Sanchez, M. M., & Pardo-Trujillo, A. (2003). Stratigraphical and sedimentological constraints on western Colombia: Implications on the evolution of the Caribbean plate.

- Sen, G., & Stern, R. J. (2021). Subduction Zone Magmas, *Encyclopedia of Geology*, (Vol. 2), Academic Press, p. 33-51.
- Serrano, L., Ferrari, L., Martínez, M. L., Petrone, C. M., & Jaramillo, C. (2011). An integrative geologic, geochronologic and geochemical study of Gorgona Island, Colombia: Implications for the formation of the Caribbean Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(3-4), p. 324-336.
- Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1), p. 101-118.
- Shervais, J. W. (2001). Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(1).
doi.org/10.1029/2000GC000080
- Shuto, K., Ishimoto, H., Hirahara, Y., Sato, M., Matsui, K., Fujibayashi, N., Takazawa E., Yabuki, K., Sekine, M., Kato, M., & Rezanov, A. I. (2006). Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: Asthenospheric mantle upwelling during back-arc basin opening. *Lithos*, 86(1-2), p. 1-33.
- 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. & Pinilla-Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, p. 1–43. doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.01
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*. 40(4), 1012.
- Stern, R. J., & Bloomer, S. H. (1992). Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America*

- Bulletin, 104(12), p. 1621-1636. [doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<1621:SZIEFT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1621:SZIEFT>2.3.CO;2)
- Streckeisen, A., (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. 12(1), p. 1-33.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), p. 313-345. doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., & Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), p. 787-813. doi.org/10.1029/2000TC900004
- Taylor, B., & Martinez, F. (2003). Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(3-4), P. 481-497. [doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00167-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00167-5)
- Toussaint, J. F., González, H., Restrepo, J. J., & Linares, E. (1980). Edad K/Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (5-6), p. 63–70.
- Vinasco, C. (2019). The romeral shear zone. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. p. 833-856. Springer Nature Switzerland. doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_12
- Vinasco, C. J., Cordani, U. G., González, H., Weber, M. A., & 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*, 21(4), p. 355-371. doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.007
- Wakabayashi, J., Ghatak, A., & Basu, A. R. (2010). Suprasubduction-zone ophiolite generation, emplacement, and initiation of subduction: A perspective from

- geochemistry, metamorphism, geochronology, and regional geology. *Bulletin*, 122(9-10), p. 1548-1568. doi.org/10.1130/B30017.1
- White, D. A., Roeder, D. H., Nelson, T. H., & Crowell, J. C. (1970). Subduction. *Geological Society of America Bulletin*, 81(11), p. 3431-3432.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 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*, 20, p. 325-343.
- Winter, J. D. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (vol. 2). Harlow, UK: Pearson Education Limited.
- Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, J. S., Patiño, A., Valencia, V., León, S., Mejía, D., Pardo-Trujillo, A., & Castaneda, J. (2019). Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau. *Gondwana Research*, 66, p. 207-226. doi.org/10.1016/j.gr.2018.10.008

Anexo 1: Descripciones petrográficas

Muestra SVA- 04

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	524				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, mesocrática, con densidad media, se reconoce plagioclasa y minerales máficos.</i>					
Clasificación de campo: <i>Diorita-gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con tamaño de grano medio a fino, cortada por venas de cuarzo.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Poiquilítica de circón en piroxeno Poiquilítica de apatito				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Plagioclasa	0,38	Apatito	0,38	Actinolita-tremolita	23,85
		Circón	1,33	Saussurita	44,65
		Rutilo	0,95	Clorita	3,05
		Opacos	0,57	Epidota	0,38
				Minerales de introducción	
				Cuarzo	21,37
TOTAL	0,38	TOTAL	3,23		
Clasificación de la roca: <i>Gabro</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

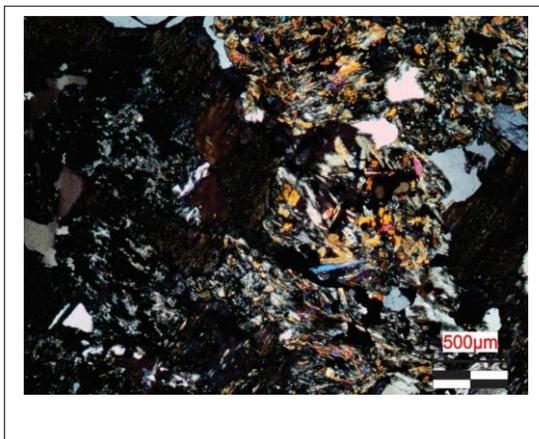
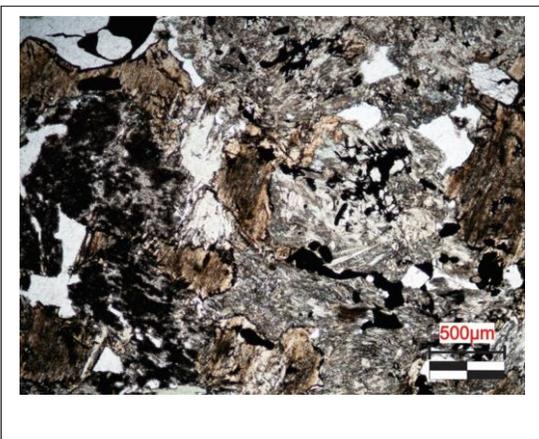
Actinolita-tremolita: mineral incoloro en forma de prismas alargados fibrosos, euhedrales, distribuidos por toda la sección producto de alteración de clinopiroxenos.

Apatito: mineral incoloro, euhedral con relieve alto, de tamaño fino. Algunos se presentan en corte basal. Forma textura poiquilítica en cuarzo

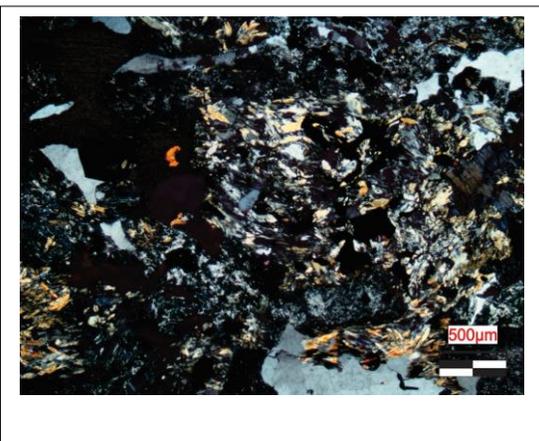
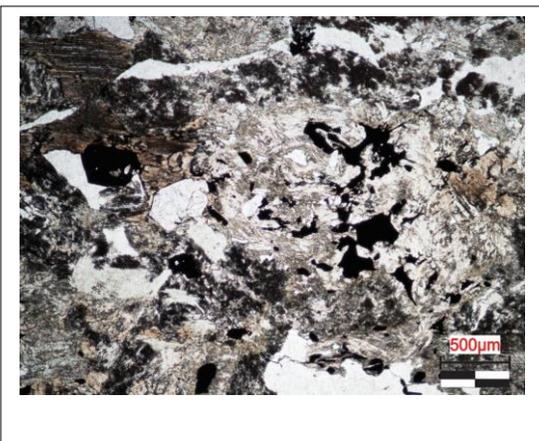
Circón: mineral incoloro, euhedral, con relieve alto a muy alto, de tamaño fino distribuido por toda la sección formando textura poiquilítica en piroxeno.

OBSERVACIONES: La roca presenta venas de cuarzo cortando la roca, y sus cristales son anhedrales de tamaño fino a grueso.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-04, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa la actinolita-tremolita reemplazando parcial a totalmente piroxeno, al cual se le logra apreciar su esqueleto; se observa también saussurita y clorita.



Muestra SVA-04, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa textura simplectítica y la presencia de cuarzo anhedral rellenando fracturas.

Muestra SVA-27

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	407				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, mesocrática, densidad media, compuesta por plagioclasa y minerales máficos.</i>					
Clasificación de campo: <i>Diorita-gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad			<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con tamaño de grano medio a fino; la roca se presenta moderadamente alterada.</i>		
Otras texturas o texturas especiales					
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Ortopiroxeno	10,81	Circón	0,24	Actinolita-tremolita	16,46
Clinopiroxeno	11,05			Saussurita	50,36
				Titanita	4,17
				Minerales de introducción	
				Cuarzo	6,87
TOTAL	21,86	TOTAL	0,24		
Clasificación de la roca: <i>Gabronorita</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Clinopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de segundo orden y extinción oblicua, en cristales con tamaño fino a medio, subhedrales, con exfoliación en una dirección. Se encuentra alterado en sus bordes y planos de clivaje a tremolita-actinolita (uralitizados).

Ortopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de primero a segundo orden con extinción recta, en cristales con tamaño fino a medio, subhedrales, con exfoliación en una dirección.

Actinolita-tremolita: mineral incoloro en forma de prismas alargados fibrosos, euhedrales, distribuidos por toda la sección producto de alteración de clinopiroxeno.

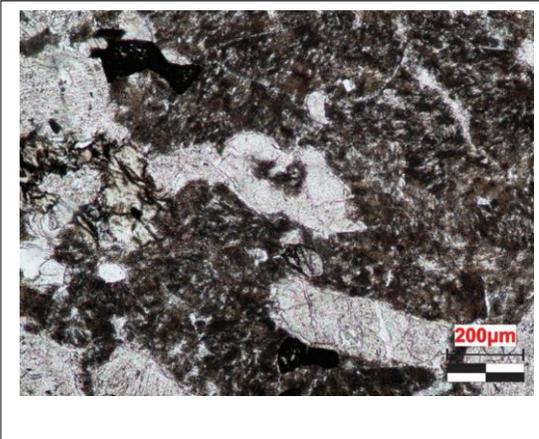
Circón: mineral incoloro, euhedral, con relieve alto a muy alto, de tamaño fino distribuido por toda la sección formando textura poiquilítica en piroxeno.

OBSERVACIONES: La roca presenta los piroxeno deformados, venas de cuarzo recristalizado cortando los cristales de piroxeno y plagioclasa de segunda generación en textura de absorción.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-27, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa piroxeno, algunos cristales urutilizados y plagioclasa casi en su totalidad alterada a saussurita.



Muestra SVA-27, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa circón y piroxenos.

Muestra SVA-55

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	377				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, color gris oscuro, mesocrática, densidad media, con plagioclasa y minerales máficos.</i>					
Clasificación de campo: <i>Diorita-gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad		<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con tamaño de grano medio.</i>			
Otras texturas o texturas especiales		Poiquilitica de apatito en plagioclasa			
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Clinopiroxeno	0,79	Circón	0,26	Actinolita-tremolita	46,15
		Rutilo	0,26	Saussurita	36,07
		Apatito	0,26	Titanita	1,32
				Clinozoisita-zoisita	3,97
				Clorita	10,61
				Minerales de introducción	
				Cuarzo	0,26
TOTAL	0,79	TOTAL	0,78		
Clasificación de la roca: <i>Gabro</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Actinolita-tremolita: minerales en forma de prismas alargados casi fibrosos, euhedrales, con pleocroísmo débil, distribuidos por toda la sección producto de alteración de clinopiroxenos.

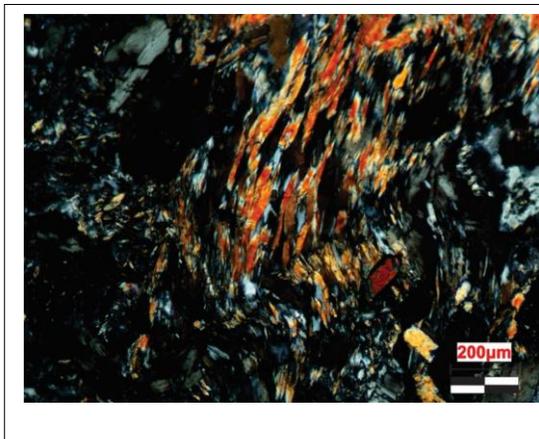
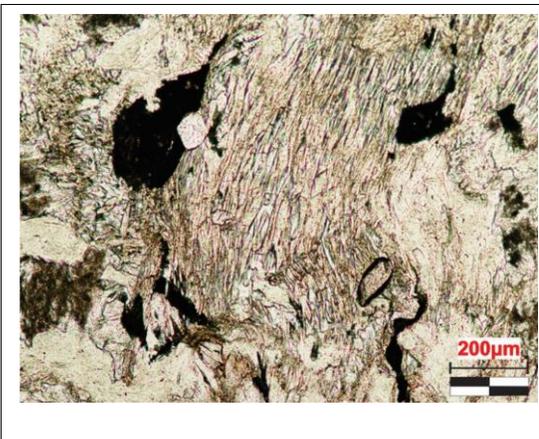
Apatito: mineral incoloro, euhedral con relieve alto, de tamaño fino. Algunos se presentan en corte basal. Forma textura poiquilítica en plagioclasa

Rutilo: mineral color marrón, con relieve muy alto, con buena exfoliación.

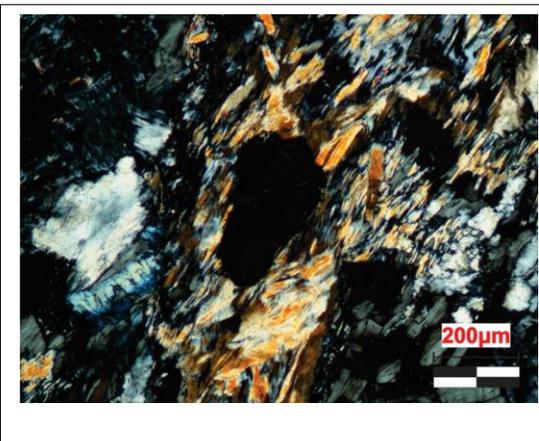
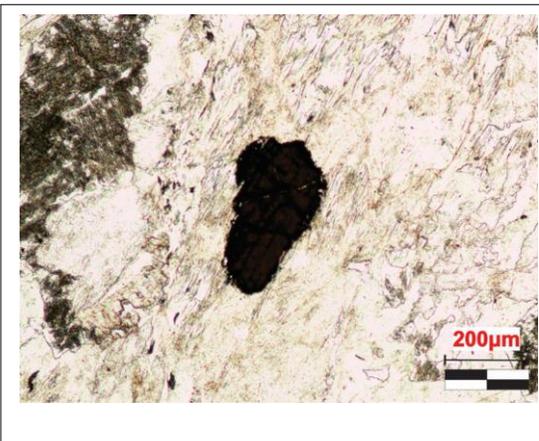
Circón: mineral incoloro, euhedral, con relieve alto a muy alto, de tamaño fino distribuido por toda la sección formando textura poiquilítica en plagioclasa. En un cristal se observó zonación.

OBSERVACIONES: La roca presenta epidota zonada, y circones zonados.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-55, tomada en objetivo 10x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa la actinolita-tremolita reemplazando parcial a totalmente piroxeno, al cual se le logra apreciar su esqueleto; se observa también un circón zonado formando textura poiquilitica.



Muestra SVA-55, tomada en objetivo 10x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa rutilo, clorita y clinozoisita-zoisita.

Muestra SVA-56

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	262				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
<p>Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica con estructura bandeada dada por diferencia en el tamaño de grano (bandas de grano fino y otras de grano grueso. Está compuesta por plagioclasa y minerales máficos. Se presentan también bandas de cuarzo de grano grueso y pirita diseminada y en fracturas delgadas.</i></p>					
Clasificación de campo: <i>Diorita-gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con bandas de tamaño de grano grueso y otras de tamaño fino; la roca se presenta moderadamente alterada.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Concantal de cuarzo Poiquilítica de circón en piroxeno Poiquilítica de apatito en plagioclasa				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Ortopiroxeno	38,91	Circón		Saussurita	55,75
Clinopiroxeno	3,4	Apatito		Titanita	0,76
				Clorita	0,76
				Minerales de introducción	
				Cuarzo	
TOTAL	42,31	TOTAL		Calcita	
Clasificación de la roca: <i>Norita</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Actinolita-tremolita: mineral incoloro en forma de prismas alargados fibrosos, euhedrales, distribuidos por toda la sección producto de alteración de clinopiroxeno (observado en las bandas de grano grueso).

Ortopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de primero a segundo orden con extinción recta, en cristales con tamaño fino a medio, subhedrales, con exfoliación en una dirección.

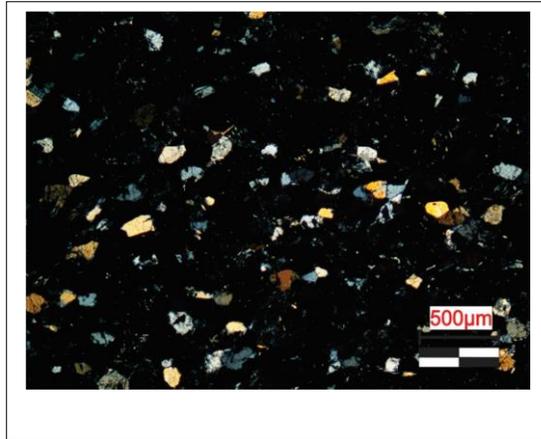
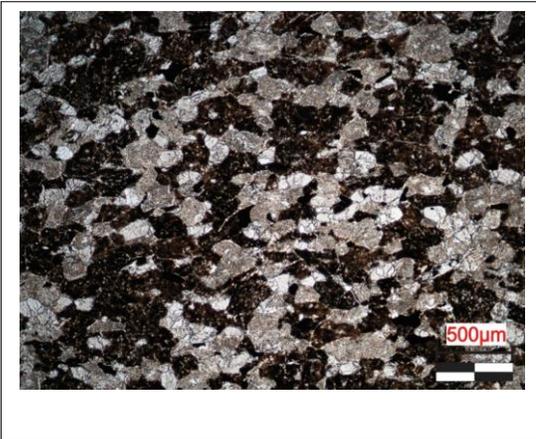
Clinopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de mitad de segundo orden con extinción oblicua, en cristales con tamaño de grano medio, subhedrales parcialmente uralitizados (observado en las bandas de grano grueso).

Apatito: mineral incoloro euedral, con relieve alto, de tamaño fino.

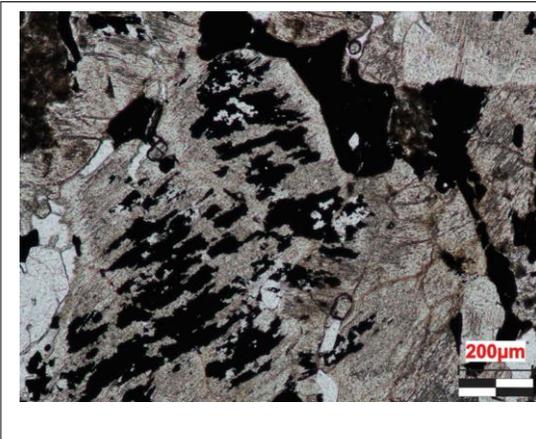
Circón: mineral incoloro, euedral, con relieve alto a muy alto, de tamaño fino, con zonación evidente.

OBSERVACIONES: La roca presenta venas de cuarzo recristalizado y en localmente estas son cortadas por calcita. La roca presenta bandeamiento textural dado por diferencias en el tamaño de los cristales.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-56, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observan piroxenos y plagioclasa saussuritizada en una de las bandas de grano fino.



Muestra SVA-56, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa piroxeno saussuritizado, la textura poiquilítica del circón zonado en piroxeno. Corresponde a una de las bandas de grano grueso.

Muestra SVA-57.

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	522				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
<p>Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, mesocrática, densidad media, en la cual se reconocen cristales de tamaño fino de plagioclasa y minerales máficos.</i></p>					
Clasificación de campo: <i>Gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad		<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con tamaño de grano medio; la roca se presenta moderadamente alterada.</i>			
Otras texturas o texturas especiales		Poiquilítica de apatito en clinopiroxeno			
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Ortopiroxeno	0,95	Circón	0,19	Actinolita-tremolita	27,39
Clinopiroxeno	8,04	Apatito	0,95	Saussurita	48,65
		Opacos	6,51	Titanita	2,68
				Clorita	0,38
				Epidota	0,76
				Minerales de introducción	
				Anfíbol	3,44
TOTAL	8,99	TOTAL	7,65		
Clasificación de la roca: <i>Gabro</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Actinolita-tremolita: mineral incoloro en forma de prismas alargados fibrosos, euhedrales, distribuidos por toda la sección producto de alteración de clinopiroxenos (uralitización).

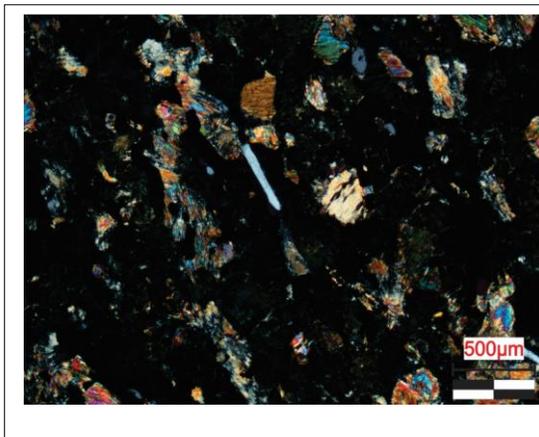
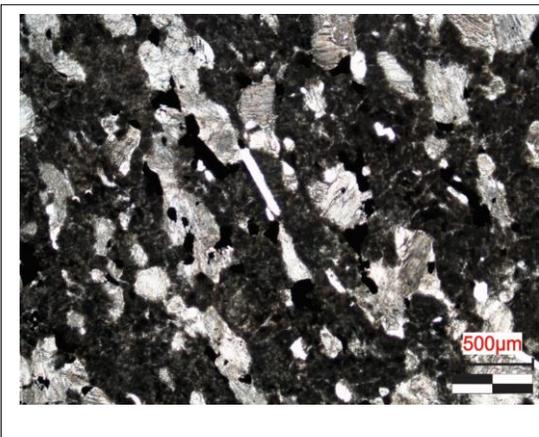
Clinopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de segundo orden y extinción oblicua, en cristales con tamaño fino a medio, subhedrales, con exfoliación en una dirección. Se encuentra alterado en sus bordes y planos de clivaje a tremolita-actinolita.

Apatito: mineral incoloro, euhedral con relieve alto, de tamaño fino. Algunos se presentan en corte basal. Forma textura poiquilítica en clinopiroxeno.

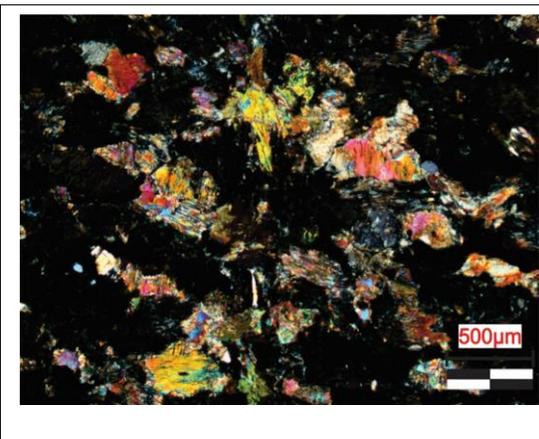
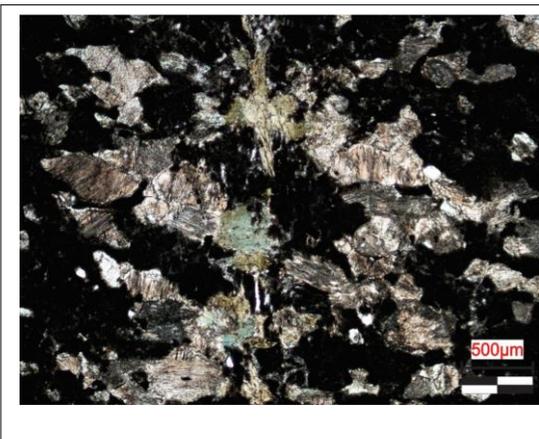
Circón: mineral incoloro, euhedral, con relieve alto a muy alto, de tamaño fino, escaso en la muestra.

OBSERVACIONES: La roca presenta dos generaciones de plagioclasa, la primera se encuentra alterada a saussurita, la segunda se encuentra reabsorbiendo los piroxenos formando textura en bahía, además se presenta una vena donde predominan anfíboles de color verde.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-57, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa el apatito, saussurita y piroxenos uralitizados.



Muestra SVA-57, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa una vena de anfíbol, cortando cristales de clinopiroxeno.

PETROGRAFÍA: Muestra SVA- 65

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	573				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, mesocrática, tamaño de grano fino, densidad media, compuesta por plagioclasa, minerales máficos y presencia de sulfuros.</i>					
Clasificación de campo: <i>Diorita-gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con tamaño de grano medio a fino.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Textura simplectítica Textura poiquilítica de circón en piroxeno				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Ortopiroxeno	5,23	Circón	0,34	Actinolita-tremolita	28,62
		Apatito	0,17	Saussurita	59,16
				Titanita	1,04
				Clinozoisita-zoisita	0,34
				Clorita	1,04
				Minerales de introducción	
				Cuarzo	4,01
TOTAL	5,23	TOTAL	0,51		
Clasificación de la roca: <i>Gabronorita</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Actinolita-tremolita: mineral incoloro en forma de prismas alargados fibrosos, euhedrales, distribuidos por toda la sección producto de alteración de clinopiroxeno.

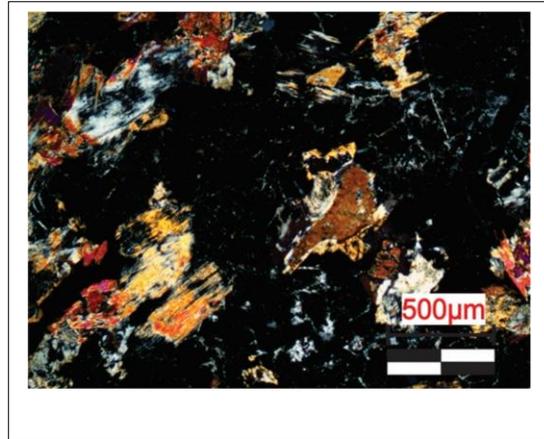
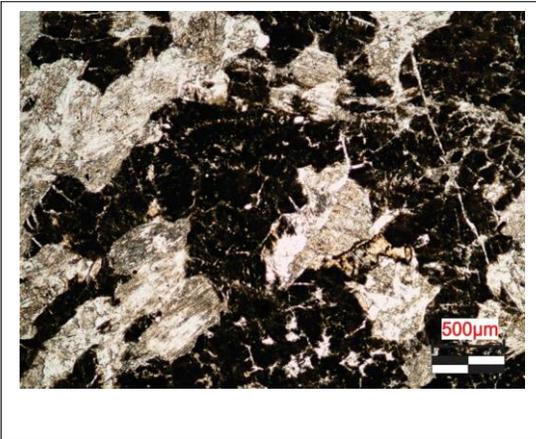
Ortopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de primero a segundo orden con extinción recta, en cristales con tamaño fino a medio, subhedrales, con exfoliación en una dirección.

Apatito: mineral incoloro euhedral, con relieve alto, de tamaño fino, formando textura poiquilítica en plagioclasa.

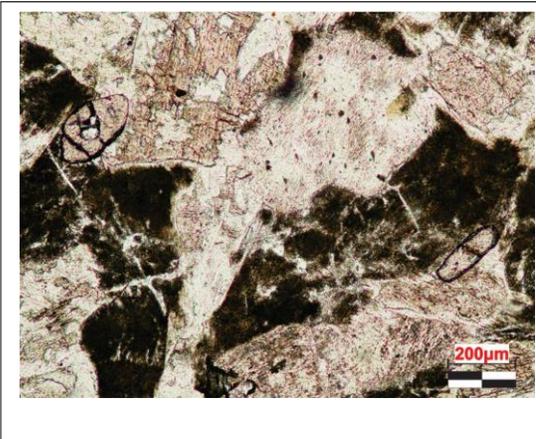
Circón: mineral incoloro, euhedral, con relieve alto a muy alto, de tamaño fino, formando textura poiquilítica en piroxeno.

OBSERVACIONES: La roca presenta venas de cuarzo cortando la roca, y dos generaciones de plagioclasa, una primaria saussuritizada y la segunda menos alterada formando texturas de absorción en piroxenos.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-65, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observan clinopiroxenos uralitizados, plagioclasa saussuritizada y la plagioclasa de segunda generación.



Muestra SVA-65, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa la textura poiquilitica de circón en piroxeno, plagioclasa de segunda generación en los bordes del piroxeno en la esquina superior derecha, y tremolita-actinolita.

Muestra SVA-23

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	535				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, color moteado, mesocrática, densidad media-alta, donde se reconoce plagioclasa y minerales máficos.</i>					
Clasificación de campo: <i>Gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular con tamaño de grano medio.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Poiquilitica de apatito. En bahía de anfíbol por plagioclasa. Crecimiento de ortopiroxeno en anfíbol.				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Anfíbol	33,27	Apatito	0,74	Saussurita	51,02
Ortopiroxeno	3,73	Titanita	0,74	Tremolita-Actinolita	0,18
Clinopiroxeno	10,28				
				Minerales de introducción	
TOTAL	47,28	TOTAL	2,78		
Clasificación de la roca: <i>Gabronorita de piroxeno y hornblenda</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Anfíbol: mineral prismático alargado, subhedral, color marrón con pleocroísmo fuerte en tonalidades marrones, tamaño de grano medio, con exfoliación buena en una dirección.

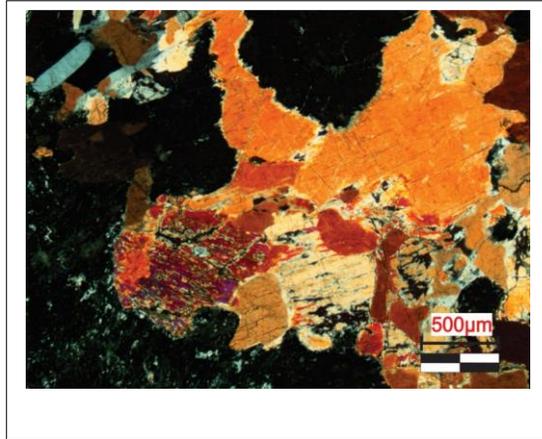
Clinopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de mitad de segundo orden con extinción oblicua, en cristales con tamaño de grano medio, subhedral.

Ortopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de primero a segundo orden con extinción recta, en cristales con tamaño fino a medio, subhedral, con exfoliación en una dirección.

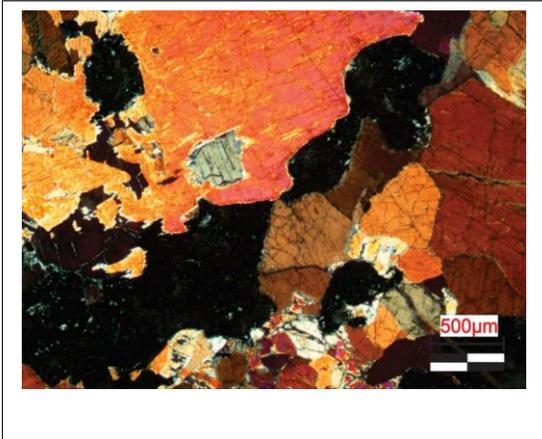
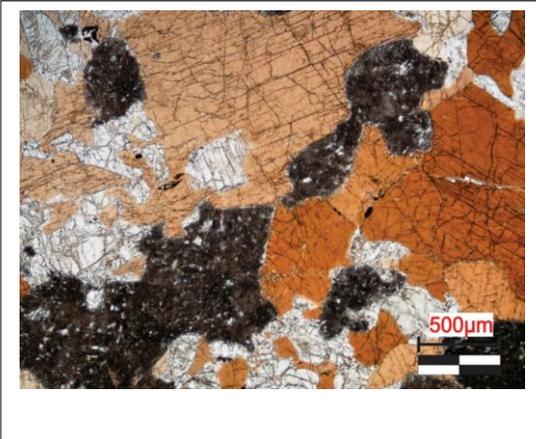
Apatito: mineral incoloro, euhedral, con relieve alto, de tamaño fino, sin embargo, se observó un cristal de 0,5 mm en su diámetro mayor.

OBSERVACIONES: De acuerdo con las relaciones de contacto entre los cristales se evidencia que se formó primero el ortopiroxeno y después el anfíbol, seguido de la formación de plagioclasa posterior generando bahías en los bordes de los anfíboles.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-23, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa el tamaño de grano medio, la presencia de apatito, anfíbol y clinopiroxeno con bahías.



Muestra SVA-23, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se evidencia la formación de anfíbol a partir de piroxeno.

Muestra SVA-48

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	581				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, color moteado, mesocrática, densidad media-alta, donde se reconoce plagioclasa y anfíboles.</i>					
Clasificación de campo: <i>Gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con tamaño de grano fino a medio.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Piroxeno reabsorbido por anfíbol Textura en bahía del anfíbol por la plagioclasa				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Anfíbol	30,46	Titanita	0,51	Saussurita	50,77
Ortopiroxeno	3,95				
Clinopiroxeno	14,28				
				Minerales de introducción	
TOTAL	48,69	TOTAL	0,51		
Clasificación de la roca: <i>Gabronorita de piroxeno y hornblenda</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

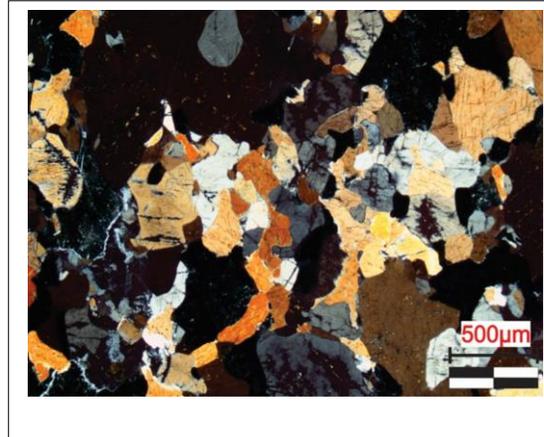
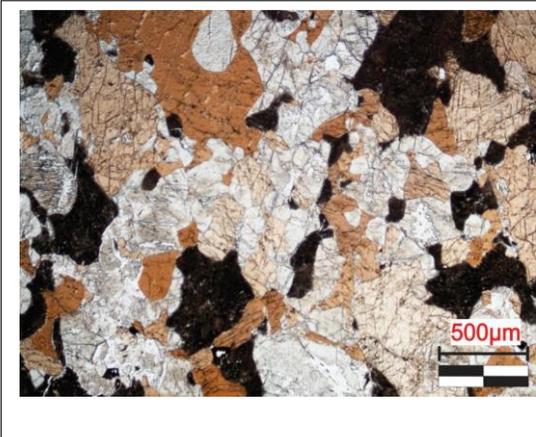
Anfíbol: mineral prismático alargado, subhedral, color marrón con pleocroísmo fuerte en tonalidades marrones, tamaño de grano medio, con exfoliación perfecta en una y dos direcciones.

Ortopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de primero a segundo orden con extinción recta, en cristales con tamaño fino a medio, subhedral, con exfoliación en una dirección.

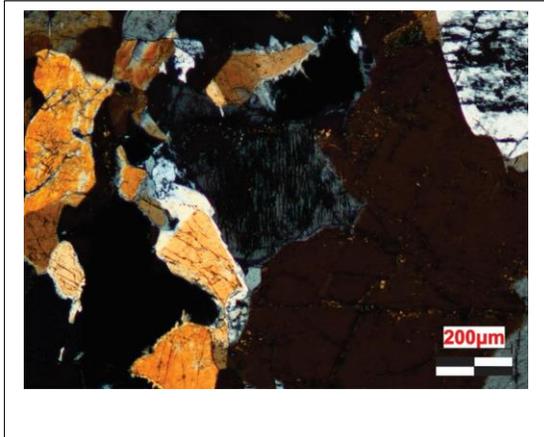
Clinopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de mitad de segundo orden con extinción oblicua, en cristales con tamaño de grano medio, subhedral, con exfoliación buena en dos direcciones.

OBSERVACIONES: La roca presenta una textura en bahía generada a partir de la plagioclasa, más común en los bordes de los anfíboles, y esta plagioclasa se presenta con poca alteración, a diferencia de la plagioclasa primaria, la cual está totalmente saussuritizada.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-48, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa el tamaño de grano medio, presencia de anfíbol, piroxeno y plagioclasa formando bahías en los bordes de los cristales de anfíbol.



Muestra SVA-48, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa anfíbol y en la parte inferior izquierda ortopiroxeno. Sobre el anfíbol se presenta plagioclasa sin alteración.

Muestra SVA-49

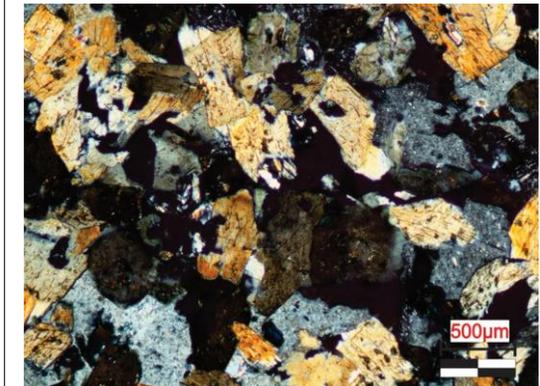
Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	352				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, color gris, mesocrática, densidad media, donde se reconoce plagioclasa y anfíbol.</i>					
Clasificación de campo: <i>Diorita-gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, tamaño de grano medio.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Poiquilitica de apatito en plagioclasa Textura en bahía de anfíbol por plagioclasa.				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Anfíbol	48,29			Saussurita	24,43
				Clorita	19,60
				Clinozoisita/Zoisita	4,54
				Epidota	3,12
				Minerales de introducción	
TOTAL	48,29	TOTAL			
Clasificación de la roca: <i>Gabro de hornblenda.</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

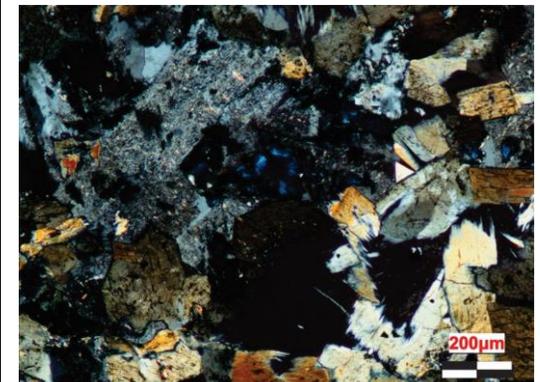
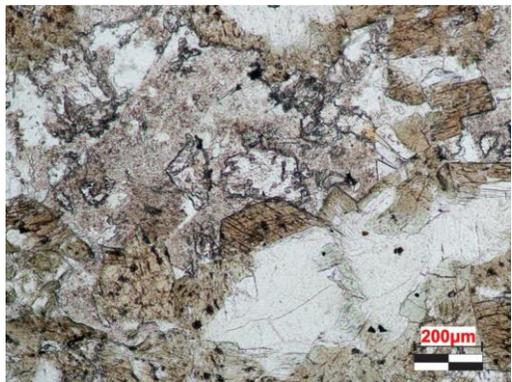
Anfíbol: mineral prismático alargado, euhedral subhedral, color verde, con pleocroísmo en tonalidades verdosas, de tamaño medio, con exfoliación perfecta en una y dos direcciones.

OBSERVACIONES: La roca presenta remanentes de piroxeno en algunos granos de anfíbol que se notan a los bordes del anfíbol, además la roca presenta hematita y antofilita, esta última en el borde del anfíbol.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-49, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa anfíbol y plagioclasa saussuritizada.



Muestra SVA-49, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa clinzoisita-zoisita, anfíboles, y plagioclasa saussuritizada.

Muestra SVA-58

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	457				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
<p>Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, mesocrática, densidad media, donde se reconoce plagioclasa y anfíbol.</i></p>					
Clasificación de campo: <i>Diorita</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, tamaño de grano medio a fino.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Poiquilitica de circón en piroxeno. Textura en bahía de plagioclasa en anfíbol.				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Anfíbol	7,87	Circón	0,43	Saussurita	57,54
Ortopiroxeno	6,56	Apatito	0,21	Tremolita-Actinolita	12,47
Clinopiroxeno	5,03	Titanita	2,84	Epidota	3,06
		Opacos	3,72	Clorita	0,21
				Minerales de introducción	
TOTAL	19,46	TOTAL	7,2		
Clasificación de la roca: <i>Gabronorita de piroxeno y hornblenda</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Anfíbol: mineral prismático alargado, subhedral a anhedral, color marrón con pleocroísmo fuerte en tonalidades marrones, tamaño de grano medio, con exfoliación buena en una dirección.

Clinopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de mitad de segundo orden con extinción oblicua, en cristales con tamaño de grano medio, subhedral.

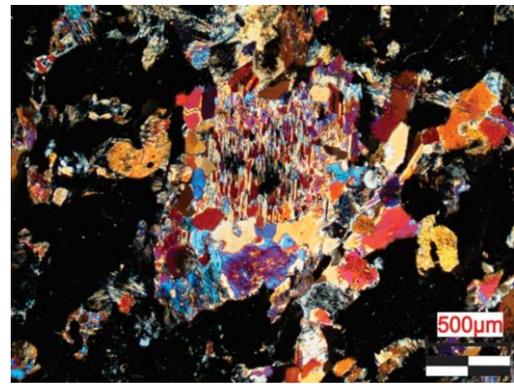
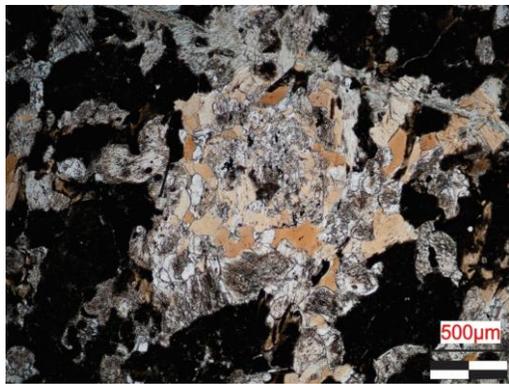
Ortopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de primer orden con extinción recta, en cristales con tamaño fino a medio, subhedral, con exfoliación en una dirección.

Apatito: mineral incoloro, euhedral a subhedral, con relieve alto y tamaño de grano fino.

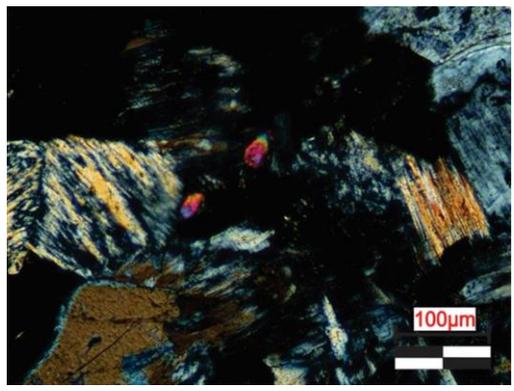
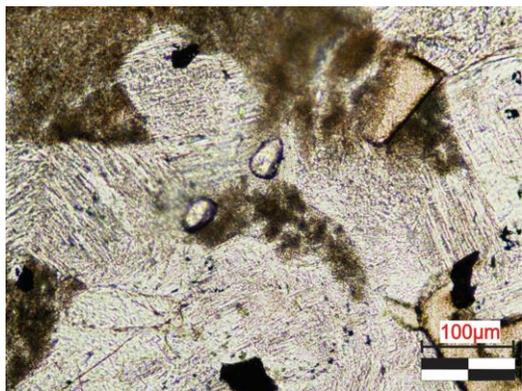
Circón: mineral incoloro, euhedral, con relieve alto a muy alto, en tamaño de grano fino; en algunos cristales la zonación es evidente.

OBSERVACIONES: Los piroxenos están parcialmente a totalmente uralitizados.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-58, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa anfíbol, clinopiroxeno y plagioclasa saussuritizada.



Muestra SVA-58, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se evidencia el proceso de uralitización en piroxenos y anfíboles, también se aprecian circones zonados y la textura en bahía en el piroxeno.

Muestra SVA-64

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	600				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
<p>Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, color moteado, mesocrática, densidad media, donde se reconoce plagioclasa y anfíboles.</i></p>					
Clasificación de campo: <i>Gabro</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, tamaño de grano medio.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Poiquilitica de apatito en anfíbol Textura en bahía de anfíbol por plagioclasa.				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Anfíbol	29,5	apatito	0,5	Saussurita	40,83
Ortopiroxeno	2,33	Titanita	1,66	Clorita	0,33
Clinopiroxeno	17,0				
				Minerales de introducción	
TOTAL	48,83	TOTAL	2,16		
Clasificación de la roca: <i>Gabronorita de anfíbol y piroxeno</i>					

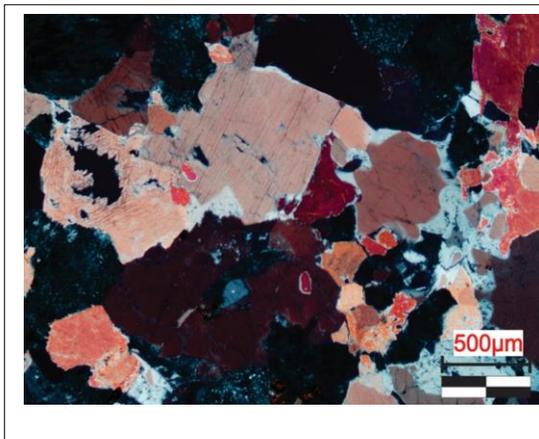
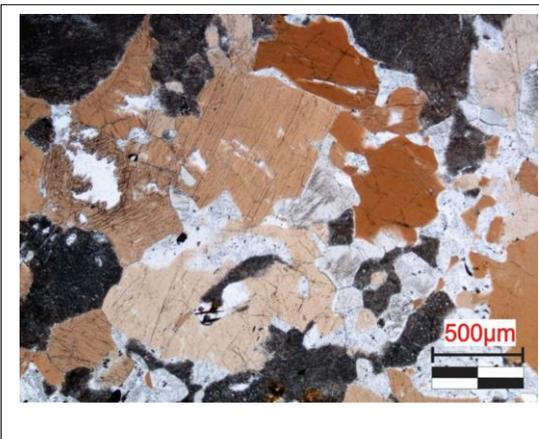
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Anfíbol: mineral prismático alargado, subhedral, color marrón con pleocroísmo fuerte en tonalidades marrones, tamaño de grano medio, con exfoliación buena en una y dos direcciones.

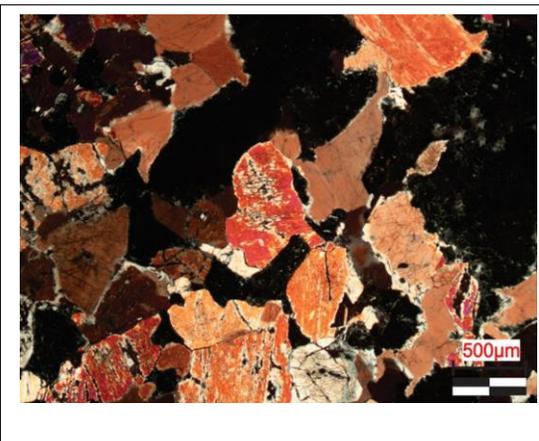
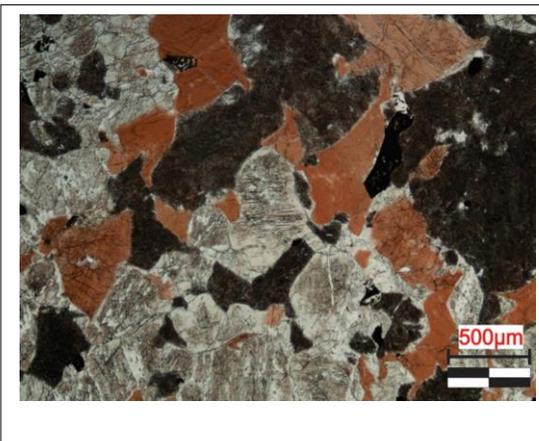
Clinopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de mitad y final de segundo orden con extinción oblicua, en cristales con tamaño de grano medio, subhedrales.

OBSERVACIONES: De acuerdo con las relaciones de contacto entre los cristales se evidencia que se formó primero el ortopiroxeno y después el anfíbol.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-64, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa anfíbol con textura en bahía formada por la plagioclasa.



Muestra SVA-64, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa anfíbol, clinopiroxeno, y plagioclasa saussuritizada.

Muestra SVA-19

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	551				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
<p>Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca de color verde, con magnetismo, con olivino y piroxeno. Se presenta moderadamente alterada y parcialmente serpentinizada, y localmente se observan estrías de falla.</i></p>					
Clasificación de campo: <i>Peridotita</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con tamaño de grano medio a grueso</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Textura pseudomórfica mallada Textura bastítica en piroxeno				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Olivino	61,34	Iddingsita	0,90	Actinolita-tremolita	5,62
Ortopiroxeno	12,52	Opacos	1,08	Clorita	2,90
Clinopiroxeno	2,63			Lizardita-crisotilo	13,24
TOTAL	76,49	TOTAL	1,98		
Clasificación de la roca: <i>Harzburgita.</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Olivino: mineral incoloro, con colores de interferencia de segundo a tercer orden, en cristales con tamaño medio a grueso, subhedrales a anhedrales muy fracturados, con relleno de serpentina en las fracturas. Algunos cristales se encuentran alterados a iddingsita.

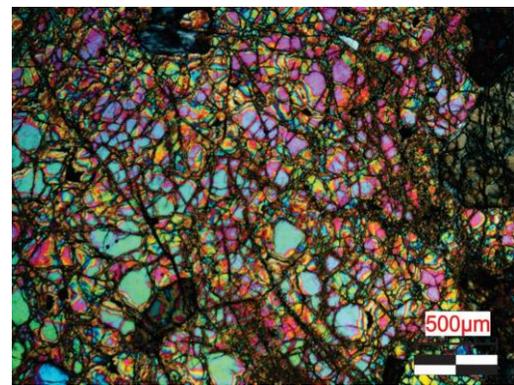
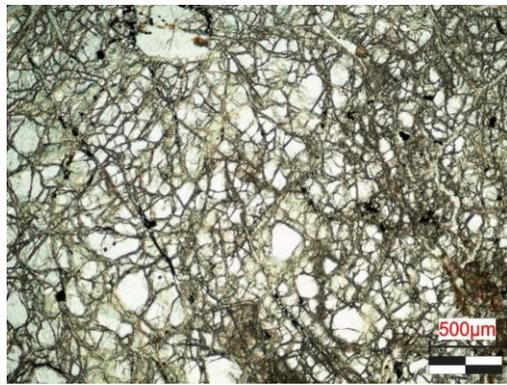
Clinopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de segundo orden y extinción oblicua, en cristales con tamaño fino a medio, subhedrales, con exfoliación en una dirección. Se encuentra alterado en sus bordes y planos de clivaje a tremolita-actinolita.

Ortopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de primero a segundo orden con extinción recta, en cristales con tamaño fino a medio, subhedrales, con exfoliación en una dirección. Presentan uralitización.

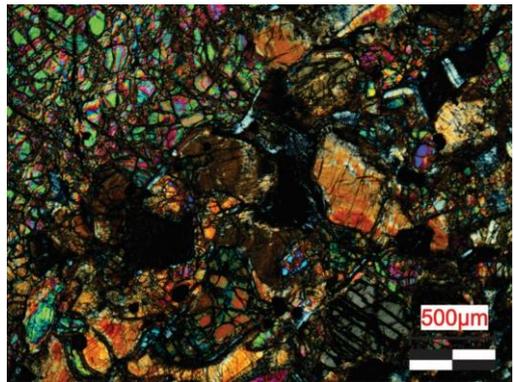
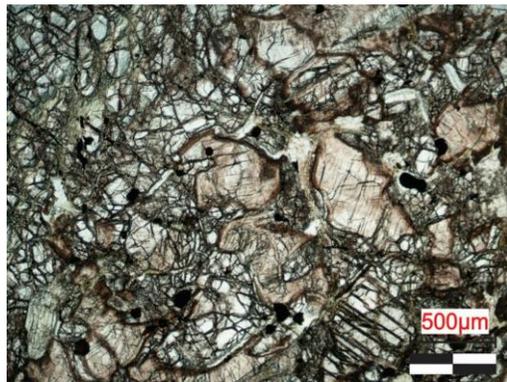
Crisotilo: mineral incoloro, el cual se presenta en los bordes de los cristales y principalmente rellenando fracturas, formando la textura pseudomórfica mallada en el olivino.

OBSERVACIONES: Se presenta uralitización de los piroxenos, clorita por alteración y texturas tectónicas del manto (granoblástica). La tremolita forma textura bastítica en los piroxenos, representando un proceso metamórfico.

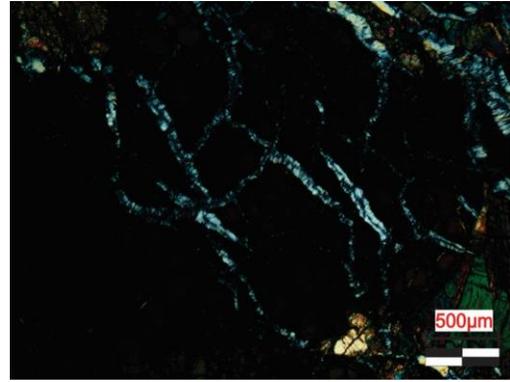
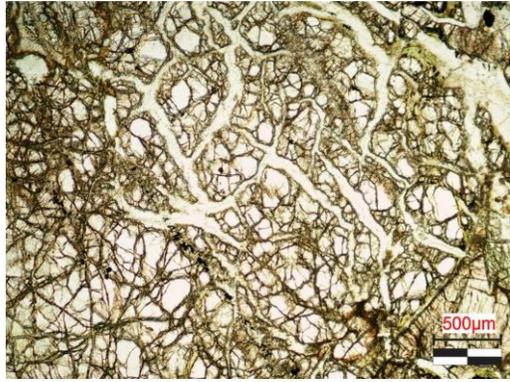
REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-19 tomada con el objetivo 4x. Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se muestra el tamaño de grano medio, la presencia de apatito, anfíbol y clinopiroxeno.



Muestra SVA-19 tomada con el objetivo 4x. Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se muestra la presencia de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, espinela, clorita, serpentina.



Muestra SVA-19 tomada con el objetivo 4x. Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa la textura pseudomórfica mallada en el olivino.

Muestra SVA-46

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	564				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
<p>Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca de color verde en las zonas alteradas y melanocrática en las zonas frescas, con densidad media-alta. Presenta magnetismo, y se observan cristales de olivino y piroxeno.</i></p>					
Clasificación de campo: <i>Peridotita</i>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con tamaño de grano medio a grueso.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	Textura pseudomórfica mallada Textura schiller en piroxeno Textura poiquilitica de espinela en olivino Textura bastítica				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Olivino	31,91	Espinela	1,06	Lizardita-crisotilo	15,24
Ortopiroxeno	43,44				
Clinopiroxeno	8,33				
				Minerales de introducción	
TOTAL	83,68	TOTAL	1,08		
Clasificación de la roca: <i>Websterita de olivino</i>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Olivino: mineral incoloro, con colores de interferencia de segundo a tercer orden, en cristales con tamaño medio a grueso, subhedrales a anhedrales con fracturas rellenas de serpentina.

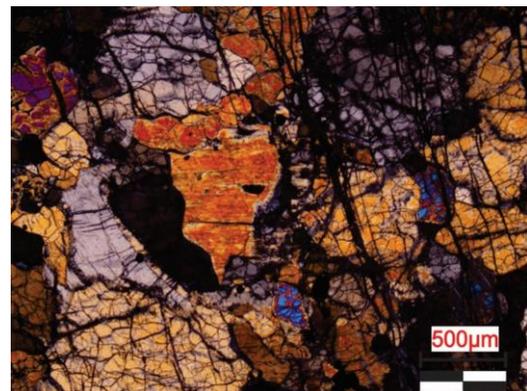
Ortopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de primer orden con extinción recta, en cristales con tamaño medio, subhedrales.

Clinopiroxeno: mineral incoloro, con colores de interferencia de mitad de segundo orden con extinción oblicua, en cristales con tamaño medio, subhedrales.

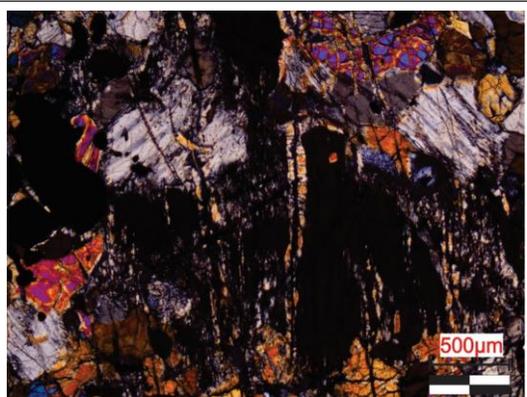
Espinela: mineral color marrón, isotrópico, en cristales anhedrales, sin exfoliación, con tamaño de fino a grueso.

OBSERVACIONES: Se presenta lizardita-crisotilo relleno de microfisuras, formando una textura incipiente pseudomórfica mallada. Presenta tremolita en clinopiroxeno formando textura bastítica, indicadora de metamorfismo.

REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-46 tomada con el objetivo 4x. Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se muestra el tamaño de grano medio, la presencia de clinopiroxeno, espinela y fragmentos de olivino.



Muestra SVA-46 tomada con el objetivo 4x. Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se muestra el tamaño de grano grueso, la textura schiller entre los piroxenos, y textura poiquilítica de espinela en olivino.

Muestra SVA-54

Proyecto	Plutón de Pueblito				
Número de puntos de conteo	457				
Fecha del análisis	Octubre 2021				
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA					
<p>Características de la roca en campo y/o en muestra de mano. <i>Roca holocristalina fanerítica, equigranular, color gris, mesocrática, densidad media, se reconoce plagioclasa, cuarzo, micas y biotita.</i></p>					
<p>Clasificación de campo: <i>Granito-tonalita.</i></p>					
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA					
Textura general/grado de cristalinidad	<i>Roca holocristalina, fanerítica, inequigranular, con tamaño de grano fino, medio y grueso.</i>				
Otras texturas o texturas especiales	<p>Textura poiquilítica de circón. Textura concertal de cuarzo.</p>				
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% Vol.):					
MINERALES PRIMARIOS				MINERALES SECUNDARIOS	
Minerales principales	%	Minerales accesorios	%	Minerales de alteración	
Cuarzo	13,55	Rutilo	2,38	Saussurita	18,31
		Biotita	8,05	Sericita	33,51
		Circón	0,18	Tremolita-actinolita	9,89
				Clorita	7,32
				Minerales de introducción	
				Cuarzo	6,787
TOTAL	13,55	TOTAL	10,61		
<p>Clasificación de la roca: <i>Tonalita</i></p>					

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE MINERALES

Cuarzo: mineral anhedral, extinción ondulante, colore de interferencia gris de primer orden, con tamaño de grano fino y grueso. Se presenta también como mineral de introducción.

Rutilo: mineral con tonalidad marrón- amarillento, se presenta en agujas y con tamaño de grano fino.

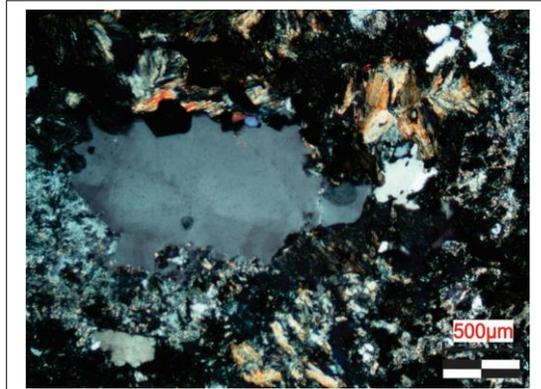
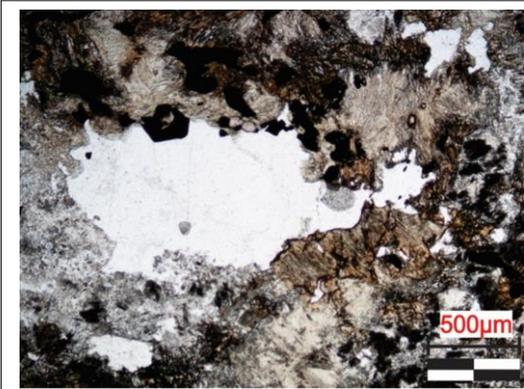
Biotita: mineral incoloro a marrón, con pleocroísmo en tonalidad marrón, habito micáceo-laminar, y se presenta generalmente alterado a clorita.

Actinolita-tremolita: mineral prismático fibroso, con colores de interferencia de mitad del segundo orden.

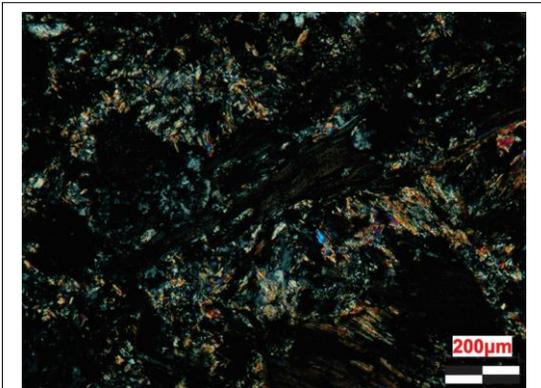
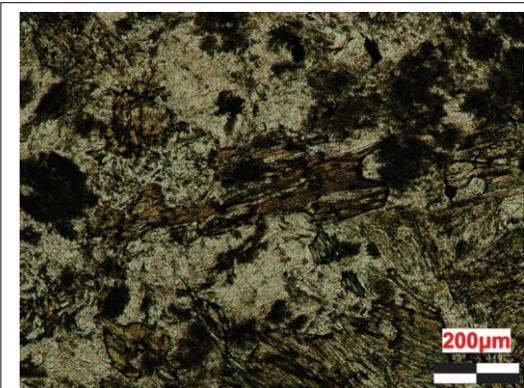
Circón: mineral euhedral, incoloro, con relieve alto, extinción recta, y colores de interferencia de tercer orden.

OBSERVACIONES: La roca presenta venas de cuarzo y una característica es la textura simplectítica no muy bien definida entre biotita y cuarzo.

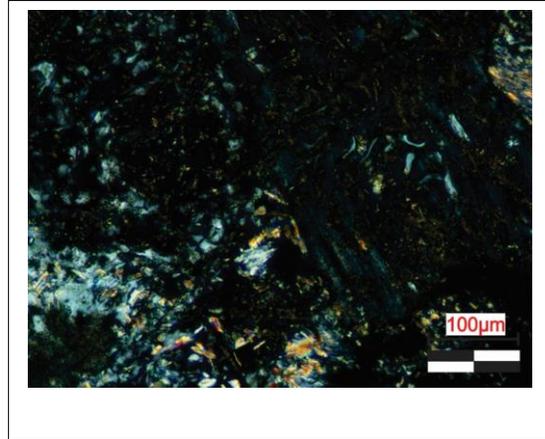
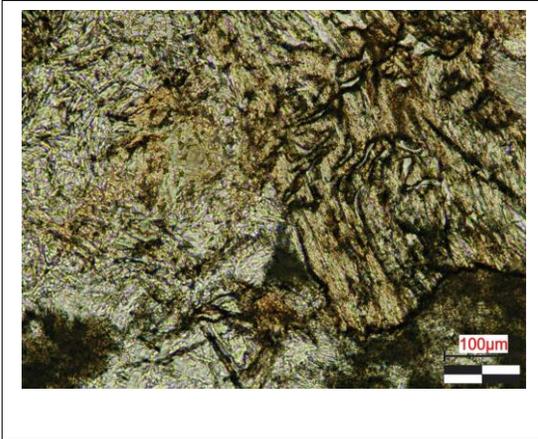
REGISTRO FOTOGRÁFICO



Muestra SVA-54, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa cuarzo de relleno, circones y tremolita-actinolita.



Muestra SVA-54, tomada en objetivo 10x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se observa la biotita parcialmente alterada a clorita y formando textura simplectítica



Muestra SVA-54, tomada en objetivo 4x Al lado izquierdo PPL y XPL al lado derecho. En la microfotografía se muestra la textura simplectítica entre la biotita y el cuarzo, con presencia de anfíbol (tremolita-actinolita).