

Cartografía y Petrografía del Stock de Irra, entre los Departamentos de Caldas y Risaralda

Jose Gabriel Paredes Yamá

Santiago Giraldo Serna

Universidad de Caldas

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Programa de Geología

Manizales, Colombia

2021

Cartografía y Petrografía del Stock de Irra, entre los Departamentos de Caldas y Risaralda

Jose Gabriel Paredes Yamá

Santiago Giraldo Serna

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de Geólogo

Directora:

MSc. Luz Mary Toro Toro

Universidad de Caldas

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Programa de Geología

Manizales, Colombia

2021

Agradecimientos

A la profesora Luz Mary Toro Toro, por su incondicional apoyo durante la elaboración del trabajo, sus constantes recomendaciones y correcciones, y su disposición en compartirnos su conocimiento durante todo este tiempo.

Al PhD(c) Wilmer Giraldo, por motivarnos a realizar un trabajo de investigación, acompañarnos en el trabajo de campo y compartirnos todo su conocimiento.

A la profesora July Quiceno, por compartirnos su conocimiento para clasificar las secciones delgadas mediante el conteo de puntos y uso del *software* ImageJ.

Al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía de la Universidad de Caldas, por facilitarnos sus instalaciones para los estudios petrográficos.

A todos los profesores del Programa de Geología de la Universidad de Caldas por transmitirnos sus conocimientos durante estos años de aprendizaje.

A nuestras familias, por apoyarnos en todo lo que necesitamos durante este camino.

Resumen

El Stock de Irra es un cuerpo plutónico de edad Cretácica Superior, que aflora en un área de aproximadamente 32 km² en inmediaciones del corregimiento de Irra, Risaralda. Mediante trabajo de campo a escala 1:25.000 y análisis petrográficos se identificó que el Stock de Irra presenta una facies máfica definida por la variación de gabros a monzogabros y una facies félsica definida por la transición composicional de monzonita a sienita. La presencia de contactos intrusivos de la facies monzonita en la facies monzogabro junto con la existencia de estructuras como megacristales de feldespatos potásicos, enclaves microgranulares, diques félsicos y máficos y la coexistencia de minerales como piroxenos y ortosa, permiten plantear procesos de mezcla de magmas. Análisis geoquímicos demuestran que el cuerpo ígneo hace parte de la serie shoshonitas alta en K; su relación intrusiva con las unidades que conforman el Complejo Amaime y Complejo Arquía, permiten establecer que el Stock de Irra marca el magmatismo que se generó al final de la colisión del Arco Amaime al continente.

Palabras clave: Stock de Irra, petrografía, facies, monzogabro, monzonita, magmatismo alto en K.

Abstract

Irra Stock is a plutonic body of Upper Cretaceous age, outcrops approximately 32 km² near Irra township, Risaralda. Through field work in a scale of 1:25.000 and petrography analyses, Irra Stock presents a mafic facies defined by compositional variations of gabbros to monzogabbro and a felsic facies defined by an association of monzonite to sienite. The presence of intrusive contact of the monzonite facies in the monzogabbro facies together with the existence of structures as K-feldspar megacrysts, microgranular enclave, mafic and felsic dykes, and the coexistence of minerals such as pyroxenes and orthoclase allow to establish processes of mixing magmas. Geochemistry analysis show that the igneous body is part of the high-K shoshonite series; its intrusives contacts with the units that compose Amaime Complex and Arquía Complex, allow to establishing that Irra Stock marks the magmatism that was generated at the end of the collision of the Amaime arc with the continent.

Keywords: Irra Stock, petrography, facies, monzogabbro, monzonite, high-K magmatism.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
2. Objetivos	3
3. Localización	4
4. Metodología	6
4.1 Revisión bibliográfica	6
4.2 Trabajo de campo	7
4.3 Petrografía	8
4.4 Informe	9
5. Marco Teórico	10
5.1 Magma y procesos de ascenso	10
5.2 Procesos de emplazamiento de los plutones	11
5.3 Diferenciación magmática	14
5.4 Zonación composicional y textural en plutones	15
5.5 Foliaciones en los cuerpos plutónicos	16
5.6 Megacristales	19
5.7 Estructuras dentro de una cámara magmática	20
5.8 Enclaves microgranulares en cuerpos plutónicos	22
6. Geología regional	24
6.1 Complejo Arquía	27
6.2 Formación Barroso	29
6.3 Gabro de Anserma	32
6.4 Stock de Irra	33
6.5 Formación Amagá	34
6.6 Pórfidos Andesíticos y Dacíticos de Irra	37
6.7 Formación Irra-Tres Puertas	38
6.8 Geología estructural de la cuenca de Irra	40
7. Geología local	42
7.1 Facies ígneas del Stock de Irra	43
7.1.1 Facies sienita	43
7.1.2 Facies monzonita	44
7.1.3 Facies monzogabro	47
7.2 Diques de feldespatos potásicos	49
7.3 Relaciones de campo	50
7.3.1 Formación Barroso	50

7.3.2 Anfibolita	52
7.3.3 Gabro de Anserma	56
7.3.4 Formación Amagá	58
7.3.5 Pórfidos Andesíticos y Dacíticos de Irra	61
7.3.6 Formación Irra-Tres Puertas	65
7.3.7 Depósitos aluviales recientes	67
7.4 Geología estructural	68
7.4.1 Falla de Sevilla	68
7.4.2 Falla Tapias	69
8. Petrografía	71
8.1 Facies monzogabro	72
8.2 Facies monzonita	76
8.3 Texturas en el Stock de Irra	80
8.3.1 Texturas primarias	81
8.3.2 Texturas secundarias	82
9. Estructuras magmáticas	85
10. Alteraciones hidrotermales	90
11. Geocronología	92
12. Geoquímica	93
13. Discusión	97
13.1 Facies y procesos en la cámara magmática	97
13.2 Estructuras internas y procesos relacionados	100
13.3 Modelo de evolución geológica	102
15. Conclusiones	106
16. Bibliografía	108
17. Anexos	120

Lista de Figuras

Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio.	5
Figura 2. Laboratorio de petrografía del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía de la Universidad de Caldas.	9
Figura 3. Esquema representativo de procesos de emplazamiento de un plutón en la corteza.	13
Figura 4. Esquema representativo de las estructuras magmáticas.	21
Figura 5. Mapa geológico esquemático del occidente colombiano.	25
Figura 6. Mapa geológico de la zona de estudio en inmediaciones del corregimiento de Irra.	27
Figura 7. Afloramientos del Complejo Arquía.	29
Figura 8. Afloramientos representativos de la Formación Barroso.	31
Figura 9. Variación en el tamaño de grano del Gabro de Anserma.	33
Figura 10. Stock de Irra y sus diferentes composiciones.	34
Figura 11. Afloramiento de los diferentes miembros sedimentarios de la Formación Amagá.	37
Figura 12. Afloramientos de los cuerpos porfíricos en inmediaciones de Irra.	38
Figura 13. Miembro volcanosedimentario de la Formación Irra-Tres Puertas.	40
Figura 14. Movimientos ocurridos en la cuenca de Irra.	41
Figura 15. A) Mapa geológico del área de estudio a escala 1:25.000. B y C) Cortes geológicos.	42
Figura 16. Muestra de mano de la facies sienita.	44
Figura 17. Afloramientos de la facies monzonita.	45
Figura 18. Diferentes tipos de enclaves.	47
Figura 19. Contacto intrusivo entre la facies monzonita y la facies monzogabro en diferentes sectores.	49
Figura 20. Presentación de los diques en el cuerpo ígneo.	50
Figura 21. Contacto intrusivo entre el Stock de Irra y la Formación Barroso.	52
Figura 22. Afloramientos de anfibolita sobre la vía férrea.	54
Figura 23. Evidencias de los contactos de la anfibolita.	56
Figura 24. Contacto intrusivo entre el Gabro de Anserma y el Stock de Irra.	58
Figura 25. Formación Amagá en inmediaciones del corregimiento de Irra.	61
Figura 26. Evidencias del contacto fallado entre el pórfido andesítico y la monzonita en la quebrada Llanadas.	63
Figura 27. Afloramientos del pórfido andesítico encontrado en contacto con la parte este del Stock de Irra.	65
Figura 28. Afloramiento de los diferentes estratos de la Formación Irra-Tres Puertas.	67
Figura 29. Niveles de paleo terrazas en las orillas del río Cauca.	68
Figura 30. Evidencias morfológicas del trazo de la falla de Sevilla.	69
Figura 31. Diagrama de clasificación QAP.	72
Figura 32. Imágenes de los diferentes minerales encontrados en la facies monzogabro.	76

Figura 33. Imágenes de los diferentes minerales encontrados en la facies monzonita.	79
Figura 34. Imágenes de otros tipos de minerales en la facies monzonita.	80
Figura 35. Texturas primarias y secundarias encontradas en el cuerpo ígneo.	84
Figura 36. Foliación magmática definida por cristales de feldspatos, piroxenos y anfíboles en la facies monzonita (la fecha muestra el sentido de la foliación).	85
Figura 37. Foliación magmática en las distintas facies del cuerpo ígneo.	86
Figura 38. Estructuras tipo schlieren encontradas en un rodado, quebrada Aguas Claras.	86
Figura 39. Presencia de megacristales en diferentes sectores del cuerpo ígneo.	88
Figura 40. Estructuras magmáticas.	89
Figura 41. Evidencias de procesos de alteración hidrotermal.	91
Figura 42. Cuadro geocronológico.	92
Figura 43. Diagramas Harker de elementos mayores.	94
Figura 44. Ploteo de elementos mayores en diferentes diagramas.	95
Figura 45. Diagramas tipo spider.	96
Figura 46. Modelo evolutivo, esquina noroeste de Suramérica durante el Cretácico Tardío.	105
Figura 47. Modelo evolutivo y de emplazamiento del Stock de Irra entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno Temprano.	105

Lista de Tablas

Tabla 1. Recopilación bibliográfica Stock de Irra.	7
Tabla 2. Localización de las rocas a partir de las cuales se elaboraron las secciones delgadas.	9

Lista de anexos

Anexo A. Mapa de recorrido de campo, los círculos verdes corresponden a las estaciones realizadas.	1212
Anexo B. Mapa de localización de las muestras para cada sección delgada.	1223
Anexo C. Clasificación de secciones delgadas.	1234

1. Introducción

La geología colombiana está dada por una sucesión de procesos que acomodaron rocas alóctonas de diversos orígenes en la margen noroeste del Cratón Amazónico, formando lo que se conoce como Bloque Norandino. En esta zona del país, entre las cordilleras Occidental y Central, se encuentran en el basamento rocas formadas en diversos ambientes, incluidas en diferentes unidades litodémicas que están separadas por estructuras asociadas al Sistema de Fallas Cauca-Romeral. En esta región, también se encuentran algunos plutones que representan los diversos magmatismos que acontecieron en diferentes momentos y lugares, como consecuencia de la interacción de las placas tectónicas.

Uno de estos cuerpos plutónicos es el Stock de Irra, el cual fue definido inicialmente por Mosquera (1978), se encuentra aflorando en los departamentos de Caldas y Risaralda, entre el flanco este de la Cordillera Occidental y el oeste de la Cordillera Central, en inmediaciones del corregimiento de Irra. Este plutón aflora en un área aproximada de 32 km², con una forma ovalada y alargado en sentido sur - noreste. Se encuentra al oeste de la Falla Cauca-Almaguer, e intruye rocas de la Formación Barroso, Gabro de Anserma y Complejo Arquía. Este cuerpo granítico, es bastante homogéneo en su parte central, y presenta variaciones composicionales y texturales hacia los bordes, mostrando rocas que van desde composición sienítica hasta gabroica (González & Londoño, 1998). La edad del Stock de Irra, ha sido establecida mediante diferentes métodos por algunos autores, como es el caso de González & Londoño (1998) que por el método K-Ar en biotita obtuvo una edad de 97 ± 10 Ma, mientras que edades de aproximadamente 70 Ma fueron dadas por González (2010) mediante el método Ar-Ar en hornblenda y Leal-Mejía (2011) empleando el método U-Pb en zircones, asignando una edad Cretácica Superior a este cuerpo.

La posición de este cuerpo y su relación con unidades como la Formación Barroso y rocas que hacen parte del Complejo Arquía, le otorgan una gran importancia a nuevos trabajos que permitan tener una mejor comprensión de la geología del Stock de Irra, para así partiendo del entendimiento de los procesos magmáticos y de emplazamiento que sufrió, inferir el papel que tuvo este cuerpo en la historia geológica del occidente colombiano.

Con el objetivo de realizar la cartografía y petrografía del Stock de Irra, en el presente trabajo se realizó una revisión bibliográfica completa, un trabajo de campo a escala 1:25.000 y estudios petrográficos, que permitieron separar las variaciones composicionales y texturales del plutón, mostrar nuevas evidencias de procesos involucrados en su génesis y constatar las relaciones de campo que tiene con las unidades adyacentes.

2. Objetivos

General:

Determinar las características petrográficas y mineralógicas del Stock de Irra.

Específicos:

- Realizar análisis petrográficos que permitan definir composicional y texturalmente el Stock de Irra.
- Identificar las variaciones composicionales que presenta el cuerpo, separando sus diferentes facies ígneas.
- Establecer los contactos litológicos del Stock de Irra con las unidades adyacentes y representarlas por medio de cartografía a escala 1:25.000
- Aportar al entendimiento sobre la relación del Stock de Irra con la evolución del occidente colombiano.

3. Localización

El área objeto de estudio se encuentra en la región noroeste de Colombia, entre las cordilleras Occidental y Central, en inmediaciones de los departamentos de Caldas y Risaralda. En este sector, el río Cauca atraviesa la zona en sentido sur - noreste, sirviendo parcialmente como límite entre estos departamentos (Figura 1). A orillas de este río, se encuentra el corregimiento de Irra, que pertenece al municipio de Quinchía, Risaralda, y del cual toma el nombre el cuerpo ígneo objeto de estudio. La ciudad principal más cercana a esta área, es Manizales, capital del departamento de Caldas, ubicada aproximadamente 55 km de Irra, siguiendo la vía nacional número 50 que conduce de Manizales a Medellín.

La topografía del sector es muy variable, con alturas cercanas a los 700 msnm en inmediaciones del río Cauca hasta unos 1500 msnm en las partes más altas. Esto ocasiona que el clima sea principalmente cálido durante todo el año, pero con épocas de lluvias características de la región ecuatorial. En esta zona se encuentran abundantes drenajes que tienen como su nivel base el río Cauca, y los cuales fueron claves durante el trabajo de campo, ya que es donde mejor se encuentran expuestas las rocas. Entre los más importantes se encuentran: en la zona noreste la quebrada Guerrerito y el río Tapias, en la zona este la quebrada del Japón, en la zona noroeste las quebradas Llanadas y Ceibal, en la zona oeste el río Opiramá junto con las quebradas Las Pavas y Concharí, mientras que al sur se encuentra la quebrada Aguas Claras. Además existen otros pequeños drenajes sin nombre.

Para acceder a todos los drenajes mencionados, es necesario movilizarse por las carreteras de la zona, tomando como punto principal de partida el corregimiento de Irra. Desde el suroeste de la población sale una vía terciaria que comunica hacia el oeste con el municipio de Anserma y hacia el sur con Arauca. Por esta vía se puede acceder a los sectores oeste y sur del área de trabajo. El Ferrocarril de Occidente, una antigua vía férrea que se desplaza bordeando el río

Cauca y actualmente es usada por los mineros que trabajan a orillas del río, sirve de acceso al sector este y sur de la región. La parte norte del área, se puede visitar directamente en las inmediaciones de Irra, tomando la carretera que conduce a Medellín y la vía terciaria que conduce al municipio de Quinchía.

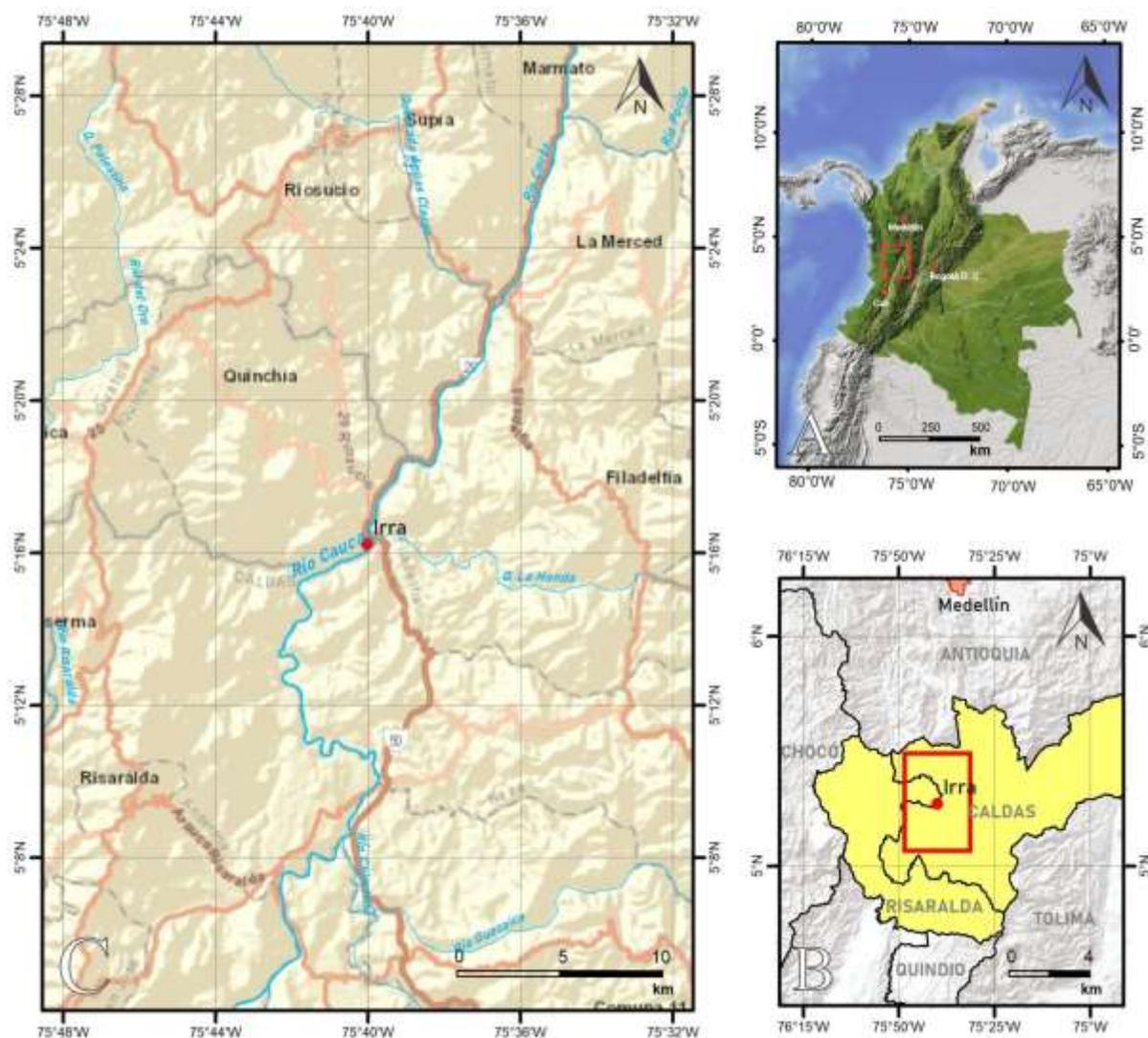


Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio. A) Ubicación de la zona de estudio en Colombia. Mapa base tomado de [World Street Map - Overview](#). B) Zona de estudio en los departamentos de Caldas y Risaralda. C) Vías de acceso y drenajes principales. Mapas B y C elaborados por los autores.

4. Metodología

4.1 Revisión bibliográfica

Inicialmente se realizó una revisión bibliográfica del material disponible sobre el Stock de Irra, se identificaron las unidades aflorantes en el área de estudio y se recopiló la información más relevante de todas ellas, organizando la información y registrando las referencias con la ayuda del *software* Mendeleiev. La información que se obtuvo mediante la revisión bibliográfica permitió a los autores plantear los objetivos de la investigación y comprender los procesos geológicos ocurridos a nivel regional. Adicionalmente, se recopiló información específica que permitió a los autores tener una mejor comprensión de procesos y características, entre los temas buscados se encuentran: petrografía, procesos magmáticos, texturas ígneas, entre otras. La adquisición de la información se realizó por diferentes métodos, entre estos se encuentran: Motor de integración de información Geocientífica perteneciente al Servicio Geológico Colombiano, repositorio Universidad de Caldas, contacto con docentes de la Universidad de Caldas y en el caso de presentarse dificultad con la adquisición se hace contacto directo con los autores.

Tabla 1. Recopilación bibliográfica Stock de Irra.

Autor (es)	Año	Nombre	Descripción
Dario Mosquera	1978	Geología del Cuadrángulo K-8	Se define y describe por primera vez el Stock Monzodiorítico de Irra, su extensión, y de forma general los contactos con las unidades adyacentes.
Jaime Torres	1981	Informe de fin de campaña Irra - 1979	Define la composición variable del cuerpo ígneo y describe las facies monzodioríticas y granito-monzoníticas, además de su posible distribución en el cuerpo ígneo.
Jorge I. Gómez	1981	Irra - Trabajos 1981	Describe el contacto entre las facies y complementa la información del trabajo de Jaime Torres en 1981.
Humberto González	1998	Edades K/Ar en algunos cuerpos plutónicos del Graben Cauca-Patía y Norte de la Cordillera Occidental.	Primera datación obtenida por el método K/Ar en Biotita. La edad es de 97 ± 10 m.a. Se asocia el Stock de Irra con un cinturón plutónico Cretácico.
Juan José Estrada; Ricardo Viana; Humberto González	2001	Geología de la plancha 205 Chinchiná, Escala 1:100000, Memoria Explicativa.	De forma más detallada definen los contactos con las rocas adyacentes, descripción petrográfica, principales afloramientos y la extensión del cuerpo.
Humberto González; Ana Londoño	2002	Monzonita de Irra (Stock Monzonítico de Irra) (Kna). Cañón del Cauca. Departamentos de Caldas y Risaralda.	Reúne de manera sucinta la información disponible hasta el momento de la elaboración del catálogo litoestratigráfico, esto permite al lector encontrar la reseña histórica, descripción geológica, edad, correlación con otras unidades, localidad tipo y el origen.
Hildebrando Leal Mejía	2011	Phanerozoic Gold Metallogeny in the Colombian Andes: A Tectono-Magmatic Approach.	Nuevos aportes en descripción petrográfica de la unidad, primer análisis geoquímico y nueva datación por el método LA-MC-ICP-MS en Zircón, la edad es de 69.6 ± 1.1 y 69.8 ± 1.5

4.2 Trabajo de campo

La primera etapa consistió en un reconocimiento del área identificando las principales vías de acceso, caminos secundarios y drenajes, algunos de estos mencionados en otros trabajos realizados en el sector. Para esta primera etapa se hizo uso de la aplicación Google Maps y del *software* SAS Planet para tener acceso a las imágenes satelitales disponibles, además con el apoyo de la plancha geológica 205 y la plancha topográfica 205 IIA del IGAC.

Se realizó el reconocimiento del área accediendo por las vías delimitadas en la primera etapa, posterior a esto, luego de tener un panorama más claro, se dividió la zona por sectores y se realizó en 20 días de campo la cartografía del cuerpo ígneo. En las zonas con mayor interés

geológico se emplearon más días de trabajo, esto con el objetivo de poder mostrar nuevas evidencias que no se han presentado hasta el momento. Cabe resaltar que además de los 20 días de campo realizados, se hizo uno específicamente para recolectar las muestras de mano requeridas en los análisis petrográficos. En campo se hizo uso de la aplicación móvil Clino y un GPS para referenciar las estaciones, marcar contactos con otras unidades y las muestras obtenidas.

4.3 Petrografía

Para el trabajo petrográfico, inicialmente se realizó la recolección de muestras de mano, escogiendo aquellas que por su composición y textura sean representativas de las diferentes facies del plutón. El parámetro principal para la selección de las muestras es el grado de alteración, este debe ser de muy bajo a nulo. El segundo parámetro corresponde al tamaño de las muestras, el cual debe ser mayor a un puño para que de esta manera se garantice la cantidad necesaria de roca para la elaboración de las secciones delgadas. El número de muestras tomadas fue de cinco, que corresponden al Stock de Irra con sus variaciones composicionales y texturales. Las muestras fueron georreferenciadas con la aplicación móvil Clino y empleando un GPS (Tabla 2). Las secciones delgadas fueron elaboradas por la Universidad de Caldas y se analizaron en el laboratorio de petrografía del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (Figura 2). El método usado para la clasificación de las rocas bajo el microscopio Nikon ECLIPSE E200 fue el conteo de 600 puntos en cada sección, utilizando para esto el *software* libre ImageJ (<https://imagej.nih.gov/ij/download.html>). Los resultados de estos conteos fueron ploteados en los respectivos diagramas de clasificación.

Tabla 2. Localización de las rocas a partir de las cuales se elaboraron las secciones delgadas.

Muestra	Coordenadas		Descripción
	E	N	
STI - 001	1°153.681	1°073.077	Muestra tomada en cercanías a la vía férrea.
STI - 003	1°150.724	1°073.040	Muestra tomada en la quebrada Concharí.
STI - 004	1°152.339	1°073.589	Muestra tomada en la vía que comunica Irra - Arauca.
STI - 005	1°151.298	1°073.784	Muestra tomada en el río Opiramá.
STI - 006	1°156.072	1°073.765	Muestra tomada en la vereda Tapias, camino de herradura.

**Figura 2.** Laboratorio de petrografía del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía de la Universidad de Caldas.

4.4 Informe

La información obtenida durante las etapas anteriores, es recopilada y organizada en el presente trabajo, con el fin de comunicar los datos obtenidos y plantear nuevas hipótesis acerca de los procesos involucrados. Este documento se realiza bajo los lineamientos marcados por las normas APA en su séptima edición.

5. Marco Teórico

5.1 Magma y procesos de ascenso

El magma es fundamentalmente roca fundida, generalmente en un rango de temperatura entre 700 y 1200 °C (Wilson, 1989), formada a partir de procesos de fusión parcial de rocas de la corteza profunda y el manto superior (Best, 2003). Este material puede incluir tres fases diferentes; una en estado sólido cuando hay presencia de cristales, fluido con el material que está completamente fundido y gaseoso por la presencia de volátiles. El magma está asociado generalmente a los límites de placas tectónicas, lugar donde ocurren los procesos principales que conllevan al magmatismo actual. Asociado con la tectónica de placas, el magma se genera en cuatro ambientes principales: 1) límites de placas divergentes, relacionados con las dorsales oceánicas y en cuencas trasarco; 2) límites de placas convergentes, asociados principalmente a zonas de subducción, en arcos de islas y margen continental activo; 3) ambientes intraplaca oceánica, lugar donde se dan las islas oceánicas; 4) ambientes intraplaca continental, lugar donde se forman los *rift* continentales y las provincias de basaltos de inundación (Wilson, 1989).

De manera general, la fuerza que impulsa el magma hacia arriba es su flotabilidad, dada por su menor densidad con respecto a las rocas circundantes lo cual genera que sea inestable gravitacionalmente y así pueda ascender. Esta flotabilidad depende de la resistencia generada por la reología del magma, principalmente dada por su viscosidad, siendo mayor en los magmas silíceos lo cual hace necesario grandes volúmenes de estos magmas para superar esta fuerza opuesta. En magmas basálticos, que son menos viscosos, el ascenso se da con mayor facilidad, incluso en grandes diques generados tectónicamente o por la presión del magma. El ascenso del magma se da hasta que este pierde temperatura al entrar en contacto con las rocas adyacentes,

volviéndose más viscoso y dejando de fluir, pero en algunos casos puede ascender hasta volverse una extrusión volcánica (Best, 2003).

Según Best (2003), los magmas se mueven hacia arriba básicamente de dos formas, como diapiros y como diques. Los diques se forman cuando el magma puede ascender de una manera rápida a través de fracturas subverticales en rocas de comportamiento frágil. Esto depende en gran parte de la reología de la roca caja y la preexistencia de fracturas, sin embargo, el magma al ir ascendiendo puede ir abriendo las fracturas si la resistencia de la roca huésped es menor que la resistencia del fluido. Los diques se forman por ascensos muy rápidos del magma o fluidos hidrotermales, los cuales no generan deformaciones en la roca que fue intruída. Por otra parte, los diapiros o plumas son cuerpos magmáticos flotantes, que se forman a partir de protuberancias que se separan de un magma con menor densidad que la roca circundante, y empujan ascendiendo a través de una roca dúctil y altamente viscosa de la corteza inferior o el manto superior. Este ascenso de los diapiros, se da de forma lenta y depende en gran medida de la forma y tamaño del diapiro, ya que idealmente si tiene mayor volumen y una forma subredondeada el ascenso se puede dar de manera más fácil. La transferencia de calor que generan estos cuerpos a la roca adyacente, de cierta manera facilitan el ascenso de cuerpos posteriores, lo cuál puede conllevar a que estos magmatismos duren millones de años. Después que el magma asciende, el emplazamiento final ocurre en alguna posición particular de la litosfera, donde el magma desplaza una porción de la corteza superior. Estas intrusiones que no se dan en forma de diques se denominan plutones.

5.2 Procesos de emplazamiento de los plutones

Después de que el magma logra ascender hasta una parte de la litosfera mediante procesos de flotabilidad por diferencia de densidades, entran a participar algunos procesos que le permiten

al magma ubicarse en alguna posición en particular. Algunos autores han hecho un compendio de los principales procesos que se van a mencionar a continuación (Wilson, 1989; Paterson et al., 1989; Paterson & Fowler, 1993; Best, 2003).

“*Stoping*” es un término que fue inicialmente desarrollado por Daly (1914), para referirse al proceso por el cual bloques fracturados de la roca circundante al plutón, caen dentro del magma, permitiendo que el fluido avance vertical u horizontalmente en los espacios creados (Figura 3). Los efectos térmicos generados por el magma hacen que se formen más fracturas en la roca caja, esto junto con el fracturamiento hidráulico, le permite al magma ascender formando diques y silos. Cuando el magma cristaliza, este proceso puede quedar evidenciado por la presencia de xenolitos de la roca circundante dentro del plutón, aunque en algunos casos estos pudieron ser totalmente asimilados por el magma, quedando sin evidencia del proceso (Best, 2003).

“*Doming*” es la palabra empleada para referirse a los cuerpos magmáticos que se fabrican su propio espacio por sobrepresión, en forma de domos, generando bloques de fallas levantados en la roca que se encuentra en el techo de la intrusión (Figura 3). Este caso ocurre con los lacolitos, que inicialmente aparecen como silos concordantes, y que después se van inflando por la cantidad de magma inyectado (Best, 2003).

“*Ballooning*” es un término empleado para referirse al hinchamiento que presenta el magma de manera concéntrica, cuando mayores cantidades de magma son inyectados, inflando los bordes más fríos y cristalino, generando en ellos una foliación y un aplanamiento en las paredes de la roca circundante (Paterson et al., 1989). Best (2003) menciona que una parte importante de este proceso, es el flujo que ocurre hacia abajo de las rocas dúctiles circundantes, lo cual sucede cuando el plutón detiene su ascenso y se infla (Figura 3).

Algunos plutones, también se pueden emplazar mediante un control estructural en cinturones orogénicos. Esto principalmente en fallas distensivas, donde la roca huésped se ha fracturado, formando sitios favorables para el emplazamiento. Esto es lo que genera que sea posible que en zonas de subducción, donde existe compresión tectónica y esfuerzos transcurrentes, se encuentren grandes cuerpos magmáticos, ya que se pueden generar dominios extensionales entre cizallas subparalelas, que proporcionan el espacio ideal para el magmatismo (Best, 2003).

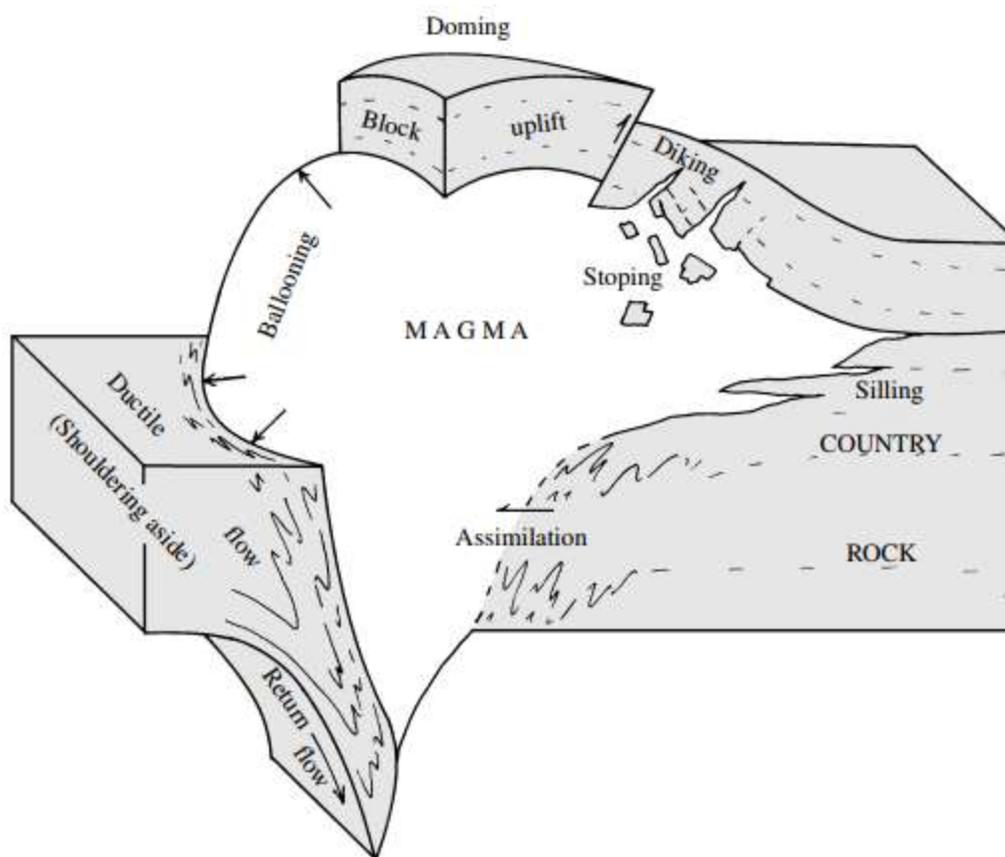


Figura 3. Esquema representativo de los procesos de emplazamiento de un plutón en la corteza. Tomado de Best (2003).

5.3 Diferenciación magmática

La composición del magma no es estable a medida que transcurre el tiempo, diversos procesos pueden modificar la cantidad de algunos elementos, cambiando el magma primario y generando que al cristalizar los minerales, la roca resultante pueda ser muy diferente. Estos procesos, se pueden separar en dos grandes grupos, uno de ellos cuando el sistema es abierto, con la entrada de nuevos agentes, como ocurre en la mezcla de magmas y la contaminación cortical; mientras otros procesos suceden en sistemas cerrados, como lo es principalmente la cristalización fraccionada (Wilson, 1989; Best, 2003).

La cristalización fraccionada es el proceso mediante el que comúnmente un magma se va diferenciando, esto ocurre al cristalizar primero los minerales máficos y de alta temperatura, separándose del fundido, el cual se empobrece en estos elementos compatibles con la cristalización y se enriquece en los incompatibles. Los minerales que van cristalizando, poseen una densidad diferente a la del fundido, por lo tanto deberían ascender o descender en la cámara magmática. Durante muchos años se consideró que los primeros cristales se hundían gravitacionalmente, formando cúmulos de estos minerales en el fondo de la cámara magmática, sin embargo, esta teoría ha sido puesta en duda debido a los intensos flujos convectivos que tienen los magmas, los cuales en ocasiones pueden generar corrientes fuertes que arrastran los minerales ya formados (Wilson, 1989; Best, 2003).

La mezcla de magmas es el proceso mediante el cual dos fluidos de diferentes composiciones, temperaturas, viscosidades y densidades se combinan en la cámara magmática. Si las diferencias de viscosidades son muy grandes es más complicado que el fluido principal logre asimilar al nuevo fluido, quedando las dos fases separadas, pero si los fluidos tienen el suficiente tiempo y energía térmica pueden llegar a mezclarse totalmente para crear un fundido homogéneo con una composición intermedia a la de los dos. Esta mezcla se puede dar cuando un magma más

denso y máfico sufre movimientos convectivos y de agitación, liberando volátiles, haciéndolo menos denso y ocasionando que lóbulos puedan ascender por flotabilidad y llegar a magmas más silíceos, quedando normalmente como inclusiones máficas o siendo asimilado si no existe un enfriamiento rápido. Existen algunas evidencias en cuerpos plutónicos homogéneos que pueden indicar una mezcla entre magmas félsico y máficos; una de ellas es la existencia de cristales de cuarzo anhedral parcialmente disuelto bordeado por agregados de clinopiroxeno y la coexistencia de minerales como olivino y cuarzo o plagioclasas cálcicas y sódicas (Best, 2003).

Otro de los procesos que puede cambiar la composición del magma primario, es la contaminación cortical, lo cual ocurre cuando fragmentos de la roca circundante caen dentro del magma y son asimilados, o cuando el intrusivo tiene la suficiente temperatura como para fundir las paredes de la roca caja. Este proceso depende mucho del tipo de roca que esté intruyendo el cuerpo, ya que solo puede asimilar la corteza cuando la transferencia de temperatura es lo suficientemente alta, por lo cual esto es más factible con rocas félsicas, donde minerales como los feldespatos son más fáciles de asimilar. Es por esto, que la contaminación cortical, no es un proceso que sea realmente determinante durante la diferenciación magmática (Wilson, 1989).

5.4 Zonación composicional y textural en plutones

Los plutones se pueden diferenciar por su tamaño al ser clasificados en batolitos y stocks, el primero cuando tiene un área de cientos a miles de kilómetros cuadrados y normalmente está compuesto por diferentes pulsos o grupos de plutones; mientras el stock se refiere a plutones con áreas inferiores a los 100 km² y que consta comúnmente de una sola intrusión (Best, 2003).

Rara vez se observa un cuerpo plutónico que presente una homogeneidad en toda su extensión, por el contrario, es común observar una heterogeneidad composicional y textural. Para Best (2003), esta heterogeneidad se puede expresar en intrusiones compuestas e intrusiones

zonadas. Las intrusiones compuestas tienen características composicionales y texturales que permiten evidenciar el emplazamiento de dos o más magmas diferentes, dado esto al encontrar el contacto entre los dos pulsos, evidenciando un tamaño de grano fino en la intrusión más reciente que está en contacto con las más antigua y fría. Las intrusiones zonadas, se tienen cuando el cuerpo presenta cambios composicionales relativamente concéntricos, siendo menos máficos hacia el centro. Esta zonación puede ocurrir de varias formas, una de ellas es cuando existe mezcla de magmas de diferentes composiciones por la intrusión de un nuevo magma en uno que aún tenía una fase fundida, generando una asimilación de estos nuevos fluidos. Alternativamente, esta zonificación también se puede generar por la asimilación de la roca caja (contaminación cortical) o por la cristalización fraccionada de los magmas en la cual los minerales máficos y de alta temperatura cristalizan inicialmente hacia los bordes del plutón, generando que los minerales félsicos se concentren al interior (Wilson, 1989; Best, 2003).

5.5 Foliaciones en los cuerpos plutónicos

Según Paterson et al. (1998) de manera general, los cuerpos plutónicos pueden tener foliaciones magmáticas o foliaciones tectónicas, la primera relacionada con flujos magmáticos cuando aún parte del cuerpo está fundido y la segunda cuando se da una deformación posterior cuando el cuerpo se encuentra en estado sólido. Para identificar estas foliaciones se deben tener en cuenta varios criterios, para cada uno de los casos.

Las foliaciones dadas por un flujo magmático, se pueden identificar fácilmente si los minerales primarios de origen ígneo, muestran una orientación preferente y además no muestran evidencias de recristalización ni deformación plástica. Para que esto suceda, parte del cuerpo debe estar fundido favoreciendo la orientación de los cristales, que rotan sin la interferencia de los cristales vecinos. Este origen ígneo se favorece cuando son cristales euhedrales de feldespatos

los que se encuentran alineados, ya que si se encuentran sólo alineados minerales como anfíboles y biotitas, puede deberse a una foliación metamórfica. Si los cristales orientados están rodeados por granos de cuarzo no deformados, no alineados y anhedrales, es otro indicativo de flujo magmático. Existen algunas otras características importantes que pueden evidenciar este tipo de foliación, como la imbricación de cristales, la presencia de enclaves microgranulares alineados o elongados, la deflexión de la foliación alrededor de xenolitos metasedimentarios, presencia de capas *schlieren* y que la foliación se encuentre paralela a las paredes de la intrusión (Paterson et al., 1998).

Las foliaciones dadas por procesos tectónicos, requieren que el cuerpo ya se encuentre en estado sólido. Esta foliación se puede evidenciar si los minerales presentan deformación plástica vistos bajo el microscopio, junto con recristalización, que en ocasiones puede mostrar acumulación de minerales neoformados y una reducción del tamaño de grano. También es típico, que minerales duros como los feldespatos presenten fracturas o *boudinage* y que la ortosa se convierta en microclina. Otras características que facilitan la identificación son el desarrollo de zonas de milonitización, el plegamiento de diques aplíticos, que la foliación también se observe en los enclaves y encontrar dos foliaciones en diferentes ángulos (Paterson et al., 1998).

También, es posible que a una foliación magmática inicial, sea sobreimpuesta una deformación en estado sólido. Esto es evidenciado principalmente cuando los minerales de origen ígneo están alineados pero también se observan evidencias de recristalización y deformación plástica. Si los cristales de feldespatos están bien preservados la foliación magmática puede ser aún reconocida, sin embargo, cuando la recristalización también los afecta a ellos, es difícil o imposible identificarla. Normalmente, cuando existe recristalización y deformación plástica, se desarrolla textura granoblástica que puede esconder la foliación magmática original. Algunos criterios microestructurales pueden evidenciar una transición entre un flujo magmático y un flujo

en estado sólido, entre ellos están el movimiento del eje C en cristales de cuarzo, orientándose en la dirección de deformación, lo cual solo ocurre a temperaturas entre 650 y 750 °C; la recristalización de feldespatos; lamelas de exsolución de albita en cristales recristalizados de feldespato potásico; cambio entre una deformación homogénea a una heterogénea con una recristalización dinámica; foliaciones S-C indicando un mismo sentido de cizallamiento y foliación magmática; y la presencia de minerales magmáticos tardíos en sombras de presión, lo cual también incluye el desarrollo de textura mirmequítica. Sin embargo, algunos de estos criterios deben ser evaluados, ya que también se pueden presentar en otras deformaciones, como es el caso de la textura mirmequítica y la recristalización de cuarzo y feldespatos, que indican una deformación en un estado sólido sin presencia necesaria de un fundido (Paterson et al., 1998).

El estilo de emplazamiento del plutón, también puede dar diferentes características a la foliación presente. En el caso de los plutones emplazados por flujo magmático, se presentan las características comunes de la foliación magmática dada cuando el cuerpo aún tiene una porción fundida. En este caso, es común encontrar que la foliación aumente hacia los bordes del cuerpo y que esta sea paralela con las paredes de la intrusión, en ocasiones generando una foliación paralela en la roca huésped. En los plutones emplazados por expansión o hinchamiento (*ballooning*), una foliación puede ser desarrollada en la parte externa solidificada del plutón, por procesos en estado sólido, mientras que la parte interna puede preservar la foliación magmática original. Este estilo es difícil de evidenciar, ya que puede confundirse con plutones a los que les fue sobrepuesta una deformación tectónica. Por otra parte están los plutones emplazados durante una deformación regional, los cuales pueden tener una foliación magmática inicial pero escondida por la foliación tectónica generada. Para evidenciar este emplazamiento sintectónico, debe observarse una continuidad en la alineación entre los granitoides y las rocas aledañas, las

foliaciones magmáticas y tectónicas deben ser paralelas o subparalelas y que los porfiroblastos de la aureola de contacto sean sincinemáticos con la foliación (Paterson et al., 1998).

5.6 Megacristales

Los cristales que presentan un mayor desarrollo en su tamaño con respecto a los demás son denominados como megacristales. Estos son utilizados con frecuencia para el estudio de fábricas y estructuras en una cámara magmática debido a su fácil identificación en campo (Rocher et al., 2018).

En los últimos años las discusiones se han centrado en el origen de los megacristales, y si estos se encuentran relacionados con procesos ígneos o metamórficos. Las evidencias que permiten afirmar un origen ígneo están asociados con la forma euhedral de los cristales, presencia de maclas como Carlsbad y oscilatorias, contenido de inclusiones dentro de los cristales, alineación de los megacristales lo cual son la representación de estructuras de flujo magmático primario, generalmente se encuentran localizados en las márgenes de las intrusiones de forma uniforme o pueden ocurrir en concentraciones locales a manera de *clusters* (Vernon, 1986; Chambers et al., 2020).

Las hipótesis del posible origen de los cristales son: grandes velocidades de crecimiento combinado con bajas tasas de nucleación, engrosamiento textural, enfriamiento en etapas tardías de cristalización con bajos porcentajes de fundido y procesos metasomáticos (Chambers et al., 2020).

El proceso más aceptado es el engrosamiento textural, los cristales que se encuentran en la matriz son disueltos y el fundido intersticial es adicionado a los cristales de mayor tamaño para favorecer su re-crecimiento, este proceso se encuentra asociado a etapas de estancamiento térmico donde el magma se mantiene cerca a la temperatura *liquidus* durante un tiempo

prolongado, el calor que contribuye al engrosamiento puede provenir del calor residual de componentes anteriores o por condiciones de calentamiento local (mezcla de magmas y repetidas intrusiones), de esta manera ocurren cambios texturales (Castro-Dorado, 2015; Higgins, 2010; Rocher et al., 2018).

5.7 Estructuras dentro de una cámara magmática

Los estudios de las estructuras de una cámara magmática se han convertido en una fuente de información para comprender los procesos que ocurrieron dentro de esta, es importante distinguir si corresponden a procesos internos del magma, de estado sólido o procesos tectónicos (Paterson et al., 2018).

Procesos como intrusiones magmáticas repetidas, generan gran variedad de estructuras en la cámara magmática, estas se pueden agrupar en 5 grupos como lo sugiere Paterson et al. (2018): 1) contactos internos, 2) estructuras definidas composicionalmente, 3) orientación preferida, 4) estructuras de deformación, 5) indicadores locales de crecimiento.

Dentro de las estructuras magmáticas más reconocidas en granitoides se encuentra las capas *schlieren*; se presentan en escalas de centímetros a metros y se caracteriza por contactos basales rectos, contactos superiores difusos, orientación de los minerales dentro de las capas, presentándose tanto de forma horizontal como vertical (Paterson et al., 2018).

Paterson et al. (2018) mencionan las estructuras vinculadas a los *schlieren*, entre estas se encuentran: 1) canales, presentan un extremo abierto con múltiples capas apiladas entre sí, la dirección perpendicular a la capa define el crecimiento, 2) tubos, son cerrados, de forma cilíndrica y presenta estructuras *schlieren* en 3D, la dirección de los tubos puede mostrar un patrón sistemático a través de los plutones, 3) diapiros, se pueden presentar a diferentes escalas en afloramiento, son de forma elipsoidal y presentan composición diferente a la del magma

principal, esta estructura se caracteriza por acumulación de minerales máficos y accesorios sin una orientación preferencial, 4) estructuras en pluma, la forma se puede comparar con la de un hongo o medusa, los bordes indican una fuente asociada con el magma principal, 5) elipsoides máficos, son de grano fino y se pueden confundir con enclaves microgranulares, a excepción que los elipsoides máficos presentan una orientación mineral y bordes tipo *schlieren*, 6) *cluster* de minerales, se pueden encontrar a escalas de milímetros a decímetros, presentan una variedad de forma, por lo general son de una sola composición y se pueden encontrar en enclaves, xenolitos y con una orientación preferencial, 7) *Pipes* o pipas, presentan capas en su interior, su composición puede ser por la acumulación de un solo mineral o composiciones mucho más avanzadas, los minerales presentan una orientación paralela a los márgenes de las pipas (Figura 4).

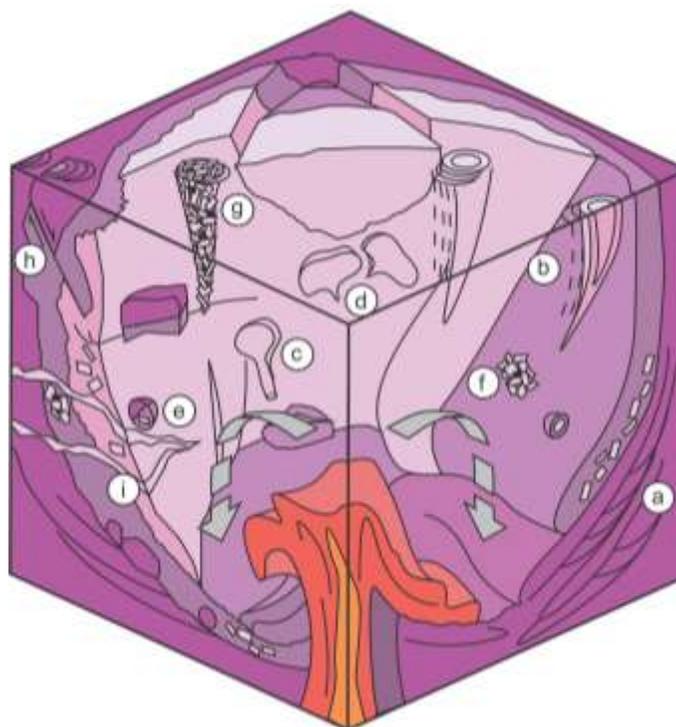


Figura 4. Esquema representativo de las estructuras magmáticas. **A)** Cross-cutting durante el colapso de un magma. **B)** Tubos de migración. **C)** Diapirismo y plumas. **D)** Movimiento laterales con la entrada de un nuevo pulso. **E)** Elipsoides máficos asociados con el colapso o mezcla de material debido a la entrada de un pulso. **F)** Clúster de minerales. **G)** Estructuras tipo pipas o "pipes" durante el ascenso de magma. **H)** Fallas magmáticas asociadas con el colapso de una margen. **I)** Diques y venas tardías. Tomado de Paterson et al. (2018).

5.8 Enclaves microgranulares en cuerpos plutónicos

Los enclaves, son rocas diferentes al plutón principal, que se encuentran al interior del mismo. Estas rocas pueden ser xenolitos cuando provienen de la roca caja, autolitos cuando son del mismo magma del plutón o inclusiones máficas. La caracterización de los enclaves puede proveer información importante acerca del emplazamiento del plutón, su relación de campo con otras unidades y los diferentes procesos de diferenciación magmática que sufrió.

Los enclaves microgranulares, como su nombre lo indica, poseen una textura ígnea microgranular y muestran evidencias de haber fluido en una condición magmática (Vernon, 1984). Estos enclaves pueden ser interpretados como fragmentos de la roca caja que fueron transformados o como glóbulos de magma máfico que fue mezclado y enfriado en el granitoide. Según Vernon (1984), existen evidencias que favorecen una interpretación de mezcla de magmas, ya que normalmente estos enclaves se presentan de colores más oscuros que el plutón hospedante y con un tamaño de grano más fino. También es común encontrarlos en formas ovaladas, y en ocasiones alargadas en el mismo sentido del flujo magmático del granitoide, lo cual indica que tanto el plutón como el enclave se encontraban parcialmente fundidos. El tamaño de grano más fino de los enclaves, indica un enfriamiento relativamente rápido, dado por las diferencias de temperaturas entre los dos magmas. La composición de estos enclaves microgranulares suele ser similar con el plutón en cuanto a los minerales encontrados, pero dispuestos en diferentes cantidades. Todo esto los diferencia bastante de los xenolitos encontrados en plutones, ya que estos normalmente muestran bordes angulares a subangulares, composiciones diferentes y no se encuentran alargados en dirección a la foliación magmática. Es normal, encontrar que los enclaves microgranulares se presentan en mayor cantidad que los xenolitos, en ocasiones acumulándose en algunas zonas, aunque pueden estar distribuidos de manera heterogénea.

Para Vernon (1984), el magma a partir del cual se forman estos enclaves microgranulares puede venir de diferentes fuentes. Una de ellas es la posibilidad de que este magma provenga de la parte más fría y parcialmente cristalizada a los bordes del plutón, esto puede ser justificado en el rango composicional que pueden presentar los enclaves en un mismo plutón. Otra posibilidad es la inyección de magma más máfico generando una mezcla de magmas en el plutón. También podría ser por una capa más máfica ubicada en la parte inferior del plutón que está parcialmente mezclada con el magma del granitoide. Estudios isotópicos pueden aclarar si el magma de los enclaves está relacionado directamente con el magma del granitoide.

6. Geología regional

Entre el flanco oeste de la Cordillera Central y el este de la Cordillera Occidental, se encuentran amalgamadas unidades principalmente de origen oceánico (Figura 5). En la Cordillera Central estas rocas fueron agrupadas por Maya & González (1995) en lo que se conoce como Complejo Quebradagrande y Complejo Arquía, asignando este nombre de unidades litodémicas, a rocas de carácter volcánico, volcanosedimentario, metasedimentario y metamórfico que afloran a lo largo de la Zona de Falla Cauca-Romeral. El Complejo Quebradagrande se encuentra separado por la Falla Silvia-Pijao del Complejo Arquía (Maya & González, 1995). A estos dos complejos se les han asignado edades Cretácicas Tempranas mediante análisis radiométricos y paleontológicos.

El límite oeste del Complejo Arquía, está dado por la Falla Cauca-Almaguer, la cual es la estructura que está ubicada en el extremo oeste del Sistema de Fallas Romeral y lo separa del Terreno Calima (Toussaint & Restrepo, 1989). Dentro de este terreno se incluye lo que otros autores han denominado como Complejo Amaime y Complejo Cordillera Occidental (Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2002). Estos complejos comprenden las rocas del basamento de la Cordillera Occidental de afinidad oceánica, incluyendo rocas volcánicas y sedimentarias marinas. En la región de interés, dentro del Complejo Amaime, la unidad más importante es la Formación Barroso, la cual hace parte del Grupo Cañasgordas (Álvarez & González, 1978). Estas rocas afloran principalmente en el flanco este de la Cordillera Occidental, y dentro de la zona de estudio, en el margen oeste del río Cauca.

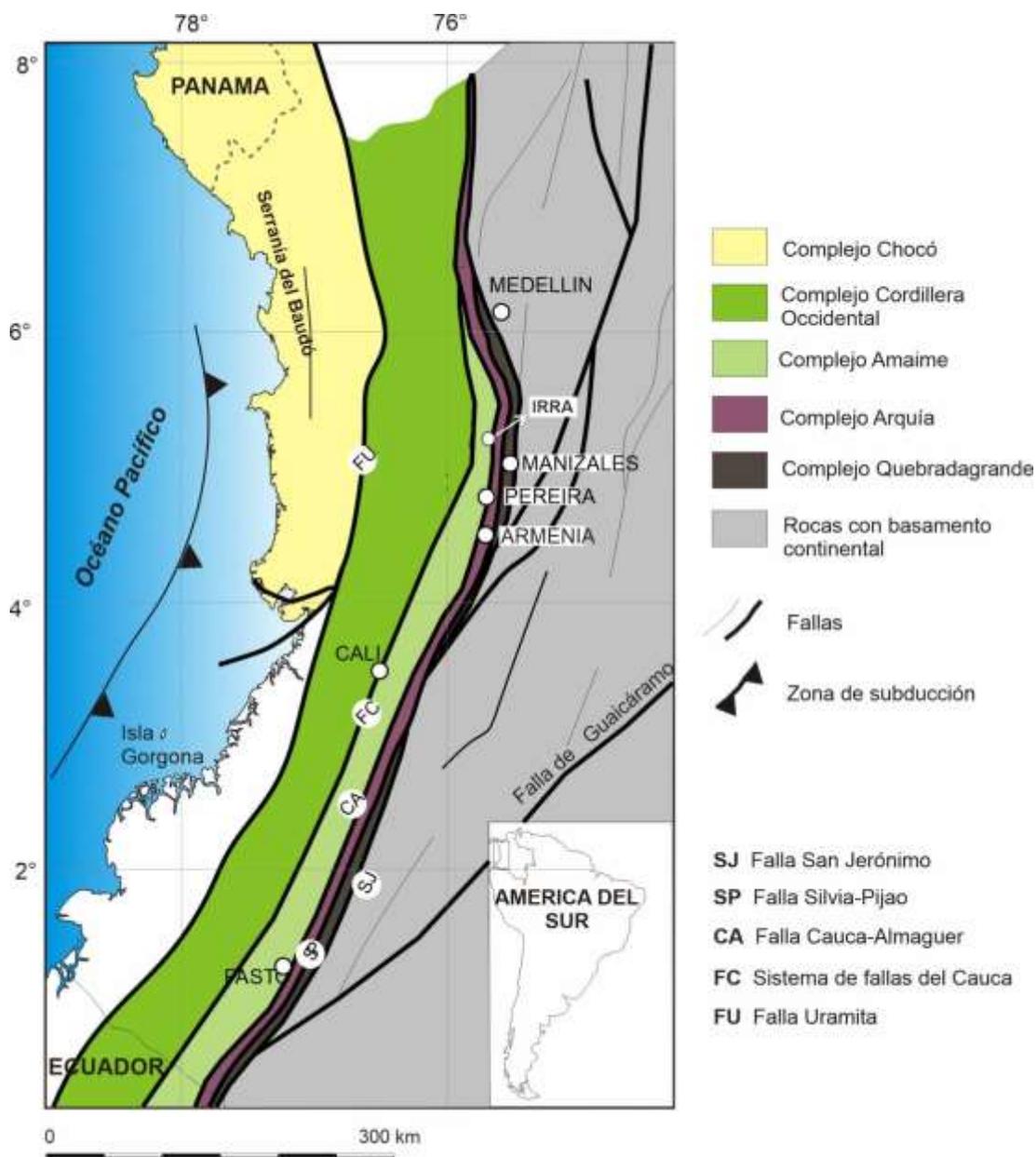


Figura 5. Mapa geológico esquemático del occidente colombiano. Modificado de Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (2002).

En esta región, en conjunto con las unidades ya mencionadas, se encuentran diversos cuerpos plutónicos que fueron emplazados en diferentes eventos magmáticos. De manera general, en el occidente colombiano, se pueden evidenciar dos magmatismos, uno Cretácico que incluye los plutones ubicados en el eje de la Cordillera Central y en su flanco oeste; además de un

magmatismo Cenozoico ubicado en ambas cordilleras y en el valle del río Cauca, estos últimos asociados al vulcanismo de la Cordillera Central (Irving, 1971). El origen y ambiente de formación de estos magmatismos ha estado en discusión en las últimas décadas, donde diversos autores han planteado diferentes modelos evolutivos, tanto para la acreción de las unidades del basamento como el lugar donde se formaron estos plutones.

Las rocas del Complejo Amaime, muestran afinidades geoquímicas principalmente de *plateau* oceánico (Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2002), relacionadas con la formación y migración de la Placa Caribe (Zapata-Villada et al., 2017). Estas rocas fueron intruídas por plutones como el Batolito de Buga y Sabanalarga, los cuales presentan edades entre 90 y 80 Ma aproximadamente. Estos plutones se habrían formado en lo que se conoce como el Arco Volcánico Amaime, ubicado al oeste del continente. En la cuenca ubicada al este del arco, en el Proto-Caribe, se formaron las rocas que pertenecen a los Complejos Quebradagrande y Arquía, los cuales fueron metamorfoseadas durante la acreción del Arco Amaime a la esquina noroeste de Suramérica, colisión que se dio de manera diagonal desde Ecuador en el Albiano terminando durante el Maastrichtiano en Colombia (Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2002).

Los cuerpos plutónicos del Paleoceno-Eoceno que se encuentran en la Cordillera Occidental, como los plutones de Acandí y Mandé, muestran afinidades oceánicas, lo cual, junto con las anomalías gravimétricas encontradas, evidencian al Bloque Chocó como un terreno alóctono que fue acrecionado al noroeste de Suramérica durante el Mioceno (Duque-Caro, 1990). Esto comprueba que el magmatismo Cenozoico encontrado en esta zona, tiene un origen diferente al que se encuentra en la Cordillera Central (e.g. Stock de Manizales), siendo asociados estos cuerpos a la subducción de la Placa Farallones bajo Suramérica.

En inmediaciones de los departamentos de Caldas y Risaralda, en el cañón del río Cauca, estos magmatismo están representado por plutones como el Gabro de Anserma, el Plutón de

Mistrató, el Stock de Irra y los cuerpos porfíricos hipoabisales del Mioceno Tardío que se encuentran entre Irra y La Pintada (Figura 6). A continuación, se va a describir el estado de conocimiento general para las unidades que se encuentran aflorando dentro del área de estudio.

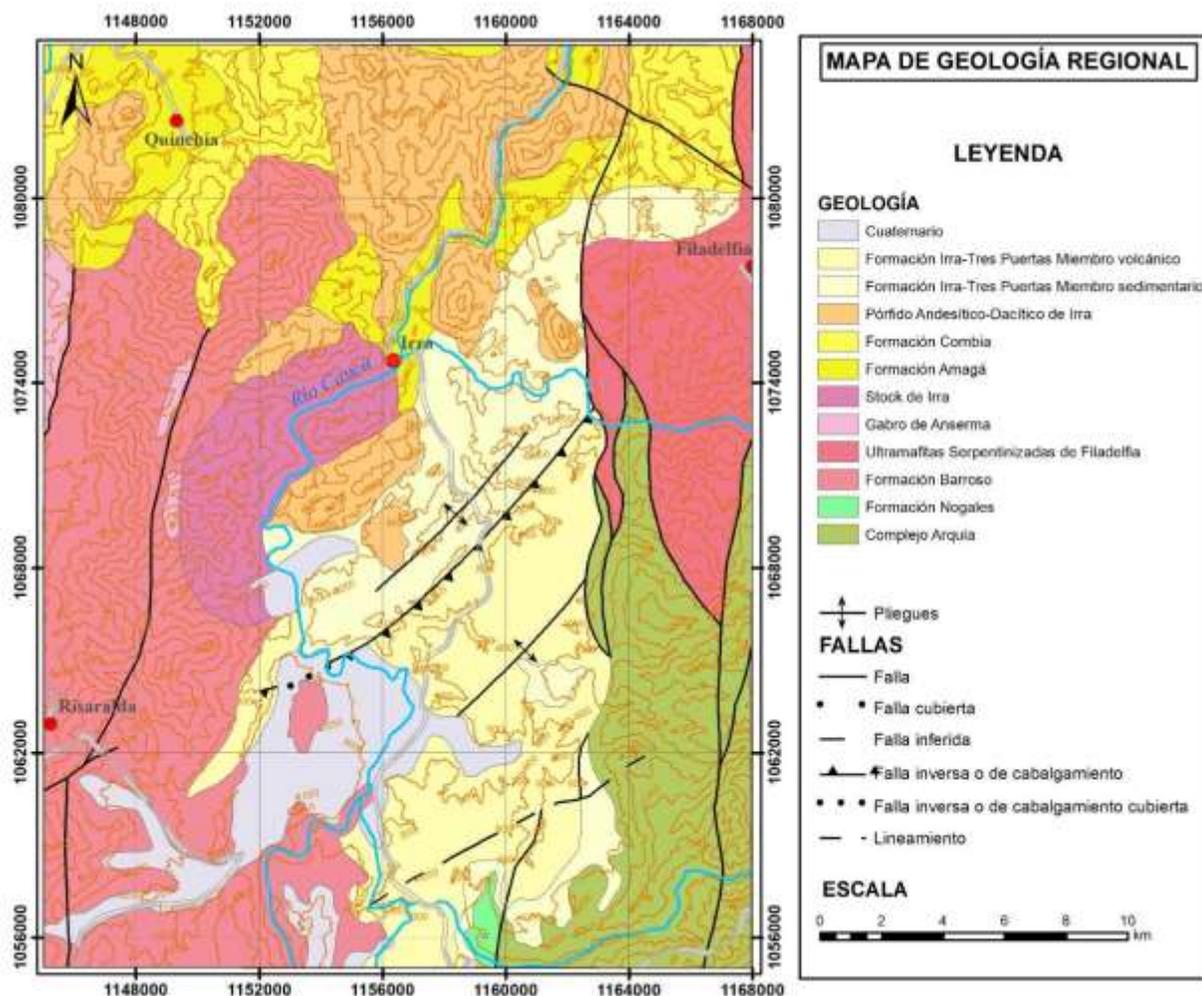


Figura 6. Mapa geológico de la zona de estudio en inmediaciones del corregimiento de Irra. Modificado de Gómez & Montes (2020).

6.1 Complejo Arquía

Definido inicialmente como Grupo Arquía por Toussaint & Restrepo (1976) y después como una unidad litodémica por Maya & González (1995), el Complejo Arquía comprende un conjunto de rocas metamórficas que afloran en el flanco oeste de la Cordillera Central.

Inicialmente, el nombre Arquía, lo emplearon Restrepo & Toussaint (1974) para referirse a las rocas que afloran en el río Arquía, entre los departamentos de Caldas y Antioquia, lugar donde encontraron esquistos cuarzo sericíticos, esquistos anfibólicos y anfibolitas granatíferas.

Toussaint & Restrepo (2020) ubican el Complejo Arquía, en un terreno tectonoestratigráfico llamado Pozo, el cual toma el nombre de un grupo étnico de la región.

Dentro de esta unidad se encuentran rocas a las cuales se les ha asignado diferentes nomenclaturas desde el sur del país hasta la región de Santa Fe de Antioquia. En el área de interés del presente trabajo, hacen parte del Complejo Arquía las rocas incluidas en los Esquistos de Lisboa-Palestina y el Stock de Chinchiná-Santa Rosa (Gómez-Cruz et al., 2004) (Figura 7). Los límites estratigráficos de este complejo (Maya & González, 1995), se encuentran dados al este por la Falla Silvia-Pijao que lo separa del Complejo Quebradagrande y al oeste por la Falla Cauca-Almaguer que lo separa de lo que Toussaint & Restrepo (2020) llaman terreno Calima, el cual en su basamento comprende lo que se conoce como Grupo Cañasgordas.

El protolito de estas rocas metamórficas son rocas básicas, en las cuales se ha podido observar mediante análisis geoquímicos que provienen de basaltos toleíticos de ambientes tipo MORB (Villagómez et al., 2011). La edad de este complejo aún sigue en discusión, ya que los diversos datos que han sido obtenidos muestran diferentes edades que pueden representar eventos diferentes. Rodríguez & Arango (2013) proponen dos rangos de edades para el Complejo Arquía, uno entre 203 y 201,9 Ma que se interpretan como una posible edad de metamorfismo, asociables a la edad de metamorfismo del Complejo Cajamarca, y otro entre 100 y 113 Ma que representa edades de calentamiento generadas por el arco Barroso-Sabanalarga. Villagómez et al. (2011) proponen al Complejo Arquía como una corteza oceánica a la cual fue sobreimpuesto un metamorfismo de media a alta P-T en una zona de subducción en sentido este, que dio lugar a

la formación del Complejo Quebradagrande. La acreción a la margen continental del Complejo Arquía ocurrió dentro de una fase compresional que se dio lugar en una edad entre 117 a 107 Ma.

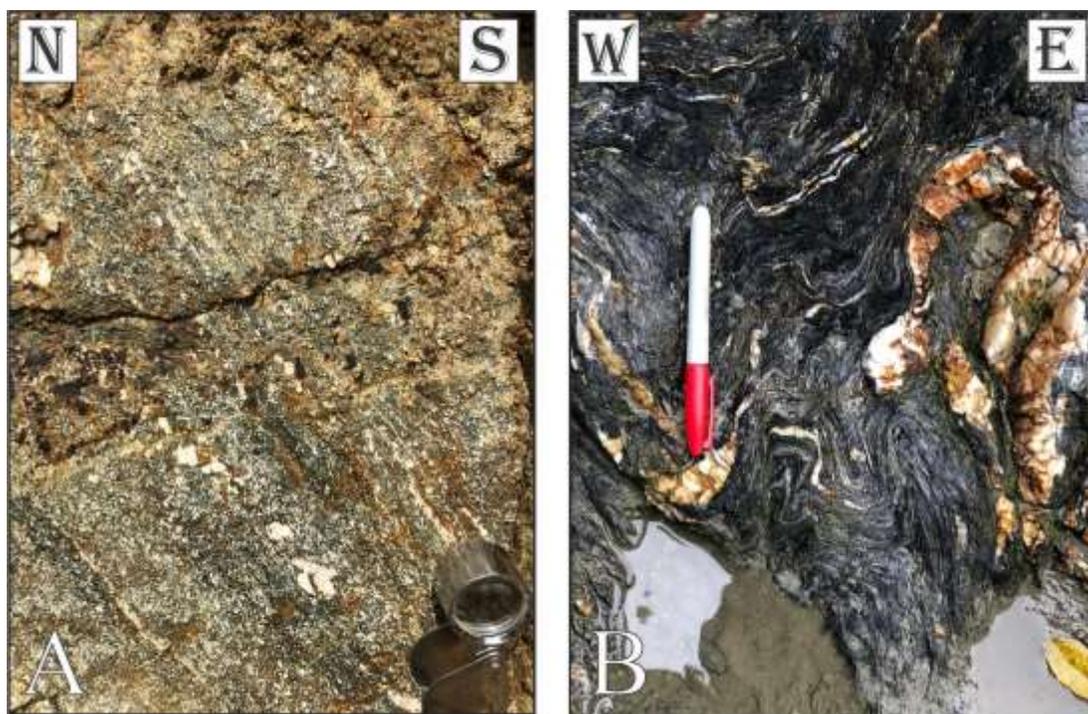


Figura 7. Afloramientos del Complejo Arquía. **A)** Stock de Chinchiná-Santa Rosa, sector Las Pavas, finca el Guayabo. **B)** Esquistos negros de Lisboa-Palestina, sector Llanogrande, occidente de Neira.

6.2 Formación Barroso

Toussaint & Restrepo (2020) agrupan las rocas del basamento de la Cordillera Occidental en el terreno Calima, en el cual se separa la parte norte de la sur, ya que esta última presenta un evento tectono-metamórfico en el Cretácico Tardío. El sector septentrional de este terreno, está conformado principalmente por el Grupo Cañasgordas, el cual fue definido por Álvarez (1971) y está constituido por una unidad basáltica llamada Formación Barroso y una unidad sedimentaria llamada Formación Penderisco. Por su parte, Irving (1971) asocia todas estas unidades de la Cordillera Occidental, a una secuencia espesa de unos 9000 m, de rocas volcánicas interestratificadas con rocas sedimentarias, las cuales se depositaron en el eugeosinclinal Jurásico que va desde Colombia y posiblemente hasta el área costera de Venezuela.

Álvarez & González (1978), definen a la Formación Barroso, como una unidad esencialmente volcánica con intercalaciones de lidita, la cual recibe este nombre por el río Barroso en inmediaciones al municipio de Salgar, Antioquia. En esta región de Antioquía, se encuentran varios cuerpos de esta formación y todos estos se observan al lado oeste del río Cauca. Las rocas de esta unidad, presentan gran variación composicional y textural, observándose derrames lávicos tanto basálticos como andesíticos, de texturas afaníticas y porfiríticas y con coloraciones verdosas asociadas a cloritización, epidotización y uralitización (Álvarez & González, 1978).

El origen y la edad de las rocas asociadas a la Formación Barroso ha sido bastante discutido, Toussaint & Restrepo (1978) dataron un basalto de esta unidad, obteniendo 105 ± 10 Ma por el método K-Ar en roca total, por su parte Zapata-Villada et al. (2017) realizaron análisis geoquímicos a estas rocas obteniendo una afinidad E-MORB en un ambiente de *plateau* oceánico; además apoyan la hipótesis de una edad Cretácica Inferior para esta formación, ya que el Gabro de Altamira, el cual intruye a la Formación Barroso, fue datado con edades de cristalización U-Pb de $87,67 \pm 0,90$ Ma. Este gabro es asociado con otros cuerpos plutónicos que intruyen la Cordillera Occidental, como el Batolito de Sabanalarga. Estos cuerpos harían parte de un arco de islas oceánico con vergencia hacia el oeste del dominio volcánico de afinidad *plateau*.

Estas rocas que se incluyen dentro del Grupo Cañasgordas, poseen muchas variaciones composicionales, texturales y probablemente también en su ambiente de formación. Rodríguez-García & Arango (2013) separaron la Formación Barroso en dos unidades diferentes, la primera es la que comprende los derrames lávicos basálticos y andesíticos junto a las rocas volcánicas piroclásticas, la cual conserva el nombre original; mientras que la segunda unidad comprende diabasas, basaltos almohadillados con textura ofítica y subofítica, que son llamadas Diabasas de San José de Urama. También se asignan posibles ambientes de formación diferentes; para la

primera unidad un arco volcánico de la serie toleítica-calcoalcalina, mientras que las diabasas son asociadas a un prisma acrecionario sobre el cual se desarrolló el arco constituido por la Formación Barroso. Para las diabasas, Rodríguez-García & Arango (2013) dan una edad de 155.1 ± 11.2 Ma, y apoyados en el registro fósil, otorgan a esta unidad una posible edad entre el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Esta unidad fue considerada como el basamento del arco Barroso-Batolito de Sabanalarga.

El Complejo Quebradagrande y la Formación Barroso han sido relacionados por su similitud litológica. Álvarez & González (1978) asocian litológicamente la secuencia volcánica de la Formación Barroso con las rocas del Complejo Quebradagrande, sin embargo, afirma que existen diferencias en asociación y edad. Rodríguez & Zapata (2013) realizaron una comparación entre ambas unidades, evidenciando una misma afinidad geoquímica (T-MORB), formadas en un arco que llamaron Barroso-Quebradagrande, ubicado entre la margen de las dos cortezas.



Figura 8. Afloramientos representativos de la Formación Barroso. **A)** Basaltos con presencia de venas ubicados en la vereda Concharí, al este de Anserma. **B)** Basaltos con presencia de zeolitas ubicados en una quebrada sin nombre de la vereda Palo Blanco.

6.3 Gabro de Anserma

El Gabro de Anserma, definido inicialmente por González (1993), es un cuerpo ígneo máfico, de textura fanerítica equigranular, con tamaño de grano fino a medio, compuesto principalmente por plagioclasa cálcica, piroxeno y olivino (Figura 9). González & Londoño (1998), lo definen litológicamente como un gabro que varía entre lherzolita, troctolita, gabronorita olivínica y gabro saussurítico. Esta unidad aflora en inmediaciones del municipio de Anserma, Caldas, extendiéndose de manera alargada en sentido N - S en un área de aproximadamente 36 km². Los mejores afloramientos de la unidad se encuentran en la carretera Anserma - La Isla, las quebradas San Lorenzo, Cauyá y Chapatá (González, 1993).

Al oeste el contacto con la Formación Barroso es fallado, de igual manera al este, el contacto con esta misma unidad parece ser fallado, sin embargo las evidencias de campo no son claras, mientras que al norte está cubierto por rocas sedimentarias de la Formación Combia (Estrada et al., 2001). Vallejo et al. (2011) muestran al Plutón de Mistrató en contacto intrusivo con el Gabro de Anserma en la vereda Puente Umbría. González & Londoño (1998) le asignan al Gabro de Anserma una edad de 71 ± 2.7 Ma por el método K-Ar en roca total.



Figura 9. Variación en el tamaño de grano del Gabro de Anserma. **A)** Afloramiento de microgabro, sector Casillas, este de Anserma. **B)** Rodado donde se evidencia el tamaño de grano muy grueso de cristales de piroxeno y anfíbol.

6.4 Stock de Irra

El Stock de Irra, es un cuerpo ígneo localizado entre los departamentos de Caldas y Risaralda, en el cañón del río Cauca, en inmediaciones del corregimiento de Irra. Inicialmente, Mosquera (1978) nombra a este cuerpo como Stock Monzodiorítico de Irra, debido a que su composición varía entre monzodiorita a cuarzomonzonita. El Stock Monzonítico de Irra, nombrado así más adelante por Estrada et al. (2001) se encuentra intruyendo rocas basálticas asociadas a la Formación Barroso, es cubierto por rocas sedimentarias de la Formación Amagá y es intruído por los pórfidos Andesíticos y Dacíticos de Irra (Estrada et al., 2001; Mosquera, 1978). González & Londoño (1998) mencionan las variaciones composicionales que presenta el cuerpo, teniendo monzodiorita piroxénica, sienita, diorita piroxénica y gabro, mientras que

Mosquera (1978) y Estrada et al. (2001) definen esta unidad principalmente como rocas de apariencia leucocrática, de grano medio a grueso, composición monzonita piroxénica con variaciones a sienita, generando que el color cambie de gris a gris rosa, acompañado por cambios en el tamaño de los minerales ferromagnesianos aportando una apariencia moteada a la roca.

González & Londoño (1998) arrojan una edad radiométrica para el Stock de Irra de 97 ± 10 Ma mediante el método K-Ar en biotita, mientras que en otros trabajos empleando el método de Ar-Ar en hornblenda (González, 2010) y U-Pb en zircones (Leal-Mejía, 2011) obtuvieron edades cercanas a los 70 Ma.

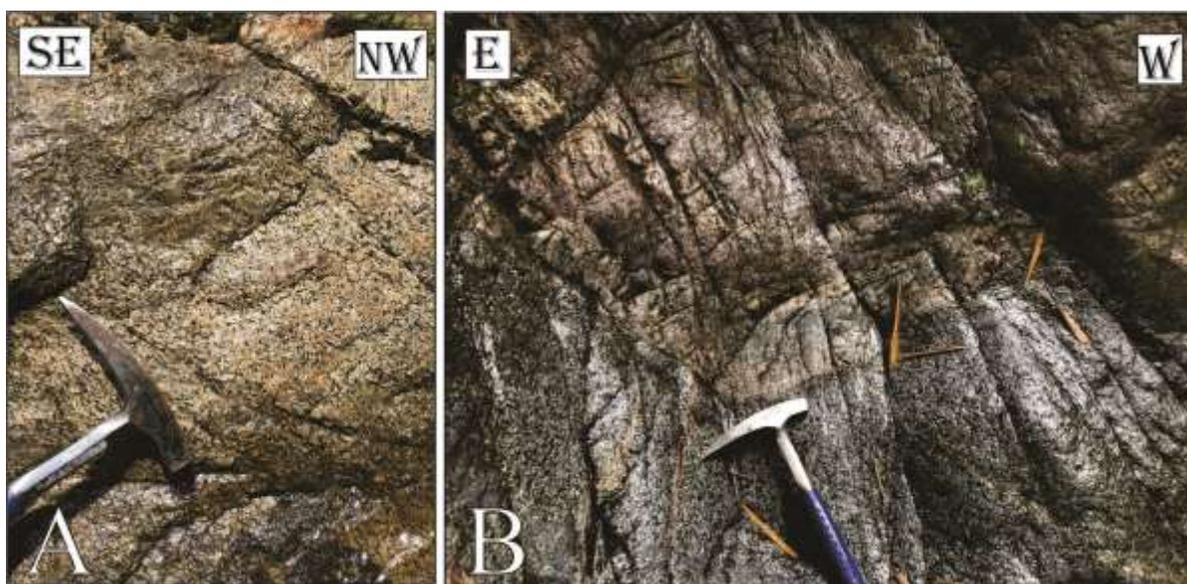


Figura 10. Stock de Irra y sus diferentes composiciones. **A)** Facies monzonita del Stock de Irra en el río Opiramá. **B)** Disposición de las facies monzonita y monzogabro en la quebrada Concharí, este de Anserma.

6.5 Formación Amagá

La colisión del bloque Chocó con la parte norte de Suramérica durante el Mioceno Temprano, produjo una serie de cuencas *pull-apart* entre las cordilleras Occidental y Central siguiendo una tendencia N - S (Silva-Tamayo et al., 2020). En esta serie de cuencas se depositó material siliciclástico relacionado con la Formación Amagá.

Grosse (1926), definió a esta unidad como el Terciario Carbonífero de Antioquia y lo subdividió en tres pisos según el contenido de carbón, más adelante, González (1980) lo nombra como la Formación Amagá debido a que las secciones tipo y mantos explotables de carbón se encuentran en cercanías a la población de Amagá, de igual manera, sigue manteniendo la subdivisión en tres miembros bajo el mismo criterio del contenido de carbón.

Guzman (1991) propone la subdivisión de la Formación Amagá en tres miembros, desde la parte inferior a la superior definidas como: Miembro Peñitas, Miembro Sabaletas y Miembro Fredonia, sin embargo, Guzman (2003) plantea la subdivisión de la Formación Amagá a partir de superficies discontinuas identificadas entre los miembros anteriormente mencionados.

Investigaciones recientes han definido dos unidades para la Formación Amagá, nombradas como miembro inferior y miembro superior; se han dividido de esta manera partiendo de la agrupación de conceptos como los ciclos estratigráficos, cambios en la diversidad de facies y elementos geomorfológicos (Silva-Tamayo et al., 2020; Silva-Tamayo et al., 2008).

El miembro inferior se caracteriza por la presencia de conglomerados y areniscas conglomeráticas de color crema a blanco, estas facies se relacionan con elementos geomorfológicos como llanuras aluviales en un ambiente de sistemas de ríos trezados (González, 1980; Silva-Tamayo et al., 2020). Los clastos son de rocas metamórficas, dioritas y chert asociados con el basamento poligenético de la Cordillera Central (González 1980).

La parte inferior del miembro superior se caracteriza por presentar ciclos estratigráficos simétricos que reflejan facies sedimentarias de baja energía, estas se asocian con sistemas de ríos meándricos y elementos geomorfológicos como llanuras aluviales, barras y depósitos de tipo crevasse (Silva-Tamayo et al., 2020).

Paquetes de arenas de grano fino afloran en el miembro superior de la Formación Amagá, además, la presencia de lutitas y limolitas de color verde con intercalación de lutitas ricas en

contenido orgánico se hacen mas evidentes en la parte superior, este tipo de facies se relacionan con sistemas de rio meándrico (Silva-Tamayo et al., 2020).

El miembro superior de la Formación Amagá también presenta facies relacionadas con sistemas de ríos trenzados, esto definido por el aumento en el tamaño de grano y presencia de facies conglomeráticas, intercalaciones de capas de arenas de tamaño grueso con lodolitas masivas (Silva-Tamayo et al., 2020).

La Formación Amagá se encuentra depositada sobre las rocas que componen la Cordillera Central, en contacto fallado con el Complejo Arquía, los metasedimentos de Sinifaná, Complejo Cañasgordas y Complejo Quebradagrande y en contacto discordante con la Formación Combia (Silva-Tamayo et al., 2008).

Estudios palinológicos realizados por Van Der Hammen (1958) en la parte inferior de la Formación Amagá, establece una edad de Oligoceno Superior y la parte superior de la formación corresponde al Mioceno Inferior. Mediante dataciones por el método K-Ar establecen una edad de $7,8 \pm \text{Ma}$ (Maya-Sánchez, 1992).

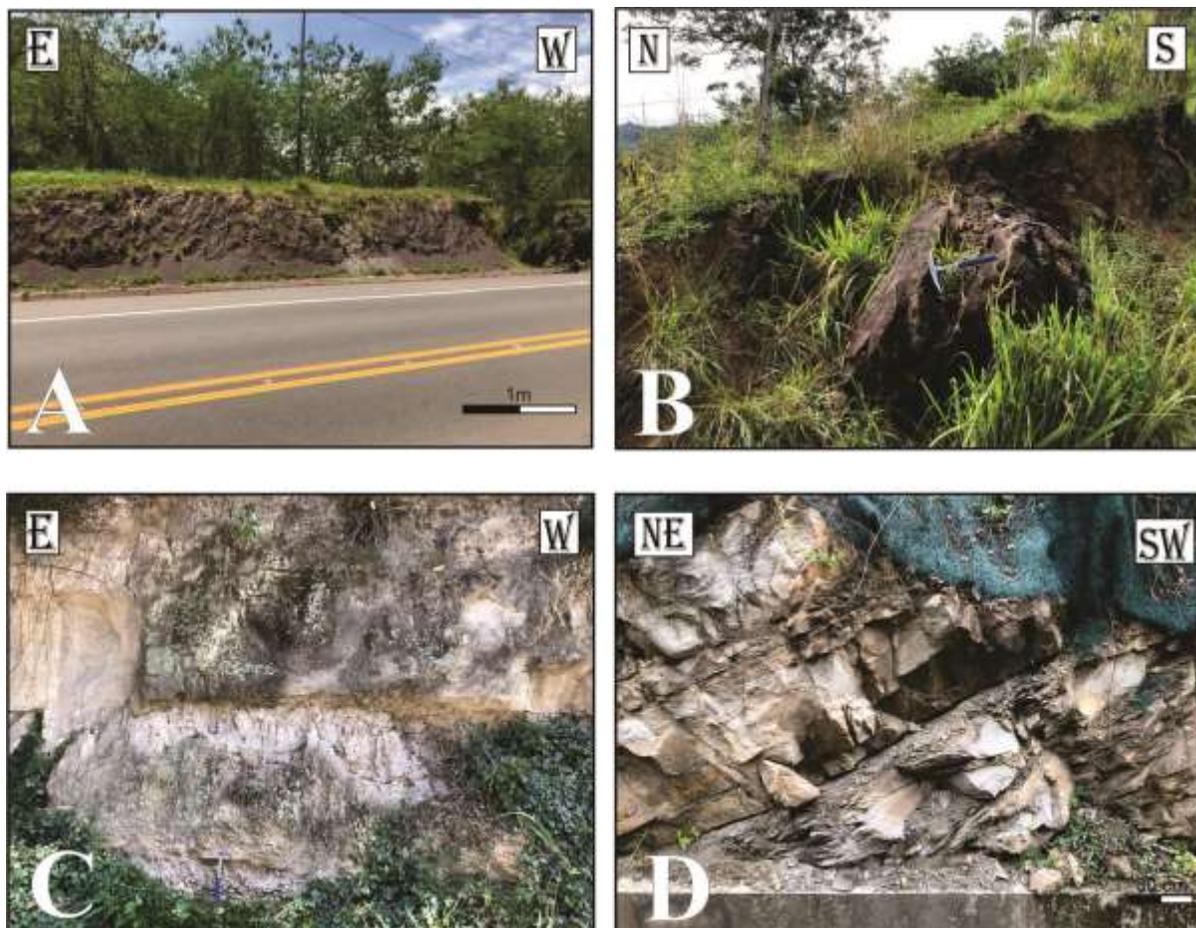


Figura 11. Afloramiento de los diferentes miembros sedimentarios de la Formación Amagá. **A)** Areniscas y lodolitas sobre la vía Irra - Medellín a 4.8 km al norte de Irra. **B)** Afloramiento areniscas de color rojizo ubicadas en la parte superior de la cabecera del municipio de Irra. **C)** Afloramiento con niveles conglomeráticos intercalado con areniscas, sobre la vía Irra - Medellín a 5.1 km al norte de Irra. **D)** Areniscas conglomeráticas 50 metros antes del desvío a la cabecera municipal de Irra.

6.6 Pórfidos Andesíticos y Dacíticos de Irra

A lo largo del río Cauca afloran cuerpos hipoabisales de composición andesítica y dacítica, situándose entre el flanco oeste de la Cordillera Central y el flanco este de la Cordillera Occidental.

Mosquera (1978) en cercanías a la población de Irra, describe estos cuerpos como pórfidos hipoabisales de composición andesítica con variaciones a dacita. En muestra de mano, las rocas son descritas como porfídicas con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, matriz de

color gris constituida por plagioclasa y cuarzo (Figura 12) y encontrándose en algunos sectores la presencia de fenocristales de granate (Mosquera, 1978; González et al., 1998) .

Dataciones realizadas por el método de K-Ar en Hornblenda arrojan una edad de 7.1 ± 0.2 Ma (González, 1980). Otros cuerpos similares situados en los departamentos de Caldas y Antioquia, fueron establecidos en el Mioceno Tardío (González, 1990). Estos cuerpos hipoabisales son asociados con el vulcanismo de la Cordillera Central (Irving, 1971).



Figura 12. Afloramientos de los cuerpos porfíricos en inmediaciones de Irra. **A)** Pórfidos andesíticos encontrados sobre la vía férrea, orilla este del río Cauca. **B)** Pórfidos andesíticos ubicados en la quebrada Llanadas, sector El Ceibal.

6.7 Formación Irra-Tres Puertas

Al este del corregimiento de Irra, aflora una secuencia de sedimentitas, que según Mosquera (1978) consiste de conglomerados polimícticos, areniscas conglomeráticas, areniscas

de grano fino, arcillolitas y mantos de carbón; las cuales son intruídas por pórfidos andesíticos y dacíticos, y reposan discordantemente sobre el Stock de Irra y el Complejo Ofiolítico del Cauca.

Sierra (1994) definió esta secuencia sedimentaria, como Formación Irra, y mencionó que reposa discordantemente sobre la Formación Amagá, presentando piroclastos, epiclastos y depósitos fluviales, de edad Mioceno-Plioceno. Además esta formación fue subdividida en tres unidades denominadas informalmente A, B y C. Sin embargo, Estrada et al. (2001) redefinió la secuencia, dándole el nombre de Formación Irra-Tres Puertas, incluyendo en esta todas las sedimentitas que afloran desde 1.5 km al sur de Irra hasta el río Guacaica, y también las rocas que se encuentran al sur de Tres Puertas sobre la quebrada La Habana. En dicho trabajo, también fue dividida la Formación en tres unidades.

De base a techo, se tiene inicialmente un miembro de conglomerados rico en rocas verdes, areniscas, limolitas y arcillolitas, de origen aluvial. En contacto Gradacional con la unidad de la base, se encuentra un miembro de conglomerados ricos en chert negro y cuarzo lechoso, intercalados con areniscas conglomeraticas, areniscas y arcillolitas. Hacia el techo, en contacto concordante, se tiene un miembro volcanosedimentario, el cual contiene sedimentos ricos en cuarzo, feldespatos y fragmentos de pómez, intercalados con estratos de conglomerados ricos en pórfidos andesíticos y rocas verdes; este miembro también incluye estratos de tobas y algunas láminas de sedimentos ricos en materia orgánica ubicados principalmente en la parte superior de la unidad (Estrada et al., 2001).

La cuenca donde se depositaron estos sedimentos, corresponde según Sierra et al. (1995) a una cuenca de tracción localizada en la parte norte de la Cuenca del Cauca y que se encuentra entre las Fallas Cauca y Romeral. Esta cuenca de Irra se formó en el Terciario Tardío por un movimiento lateral derecho del Sistema de Fallas Romeral, y posteriormente sus sedimentos se deformaron debido a un cambio en el sentido del movimiento (Sierra et al., 2012).

Hasta el momento, no hay evidencias paleontológicas que le asignen una edad precisa a la Formación Irra-Tres Puertas, sin embargo, se le puede asignar una edad tentativa post Mioceno Tardío-Plioceno Temprano, ya que la unidad volcanosedimentaria contiene clastos de los pórfidos andesíticos, por lo cual, al menos este miembro, sería posterior a ellos (Estrada et al., 2001). Toro et al. (1999) realizaron una datación por trazas de fisión de zircones rosados asociados a esta secuencia sedimentaria, obteniendo una edad de 6.3 Ma asociando esta unidad a una actividad volcánica ubicada temporalmente entre el vulcanismo de la Formación Combia y la base del Complejo Ruíz-Tolima.

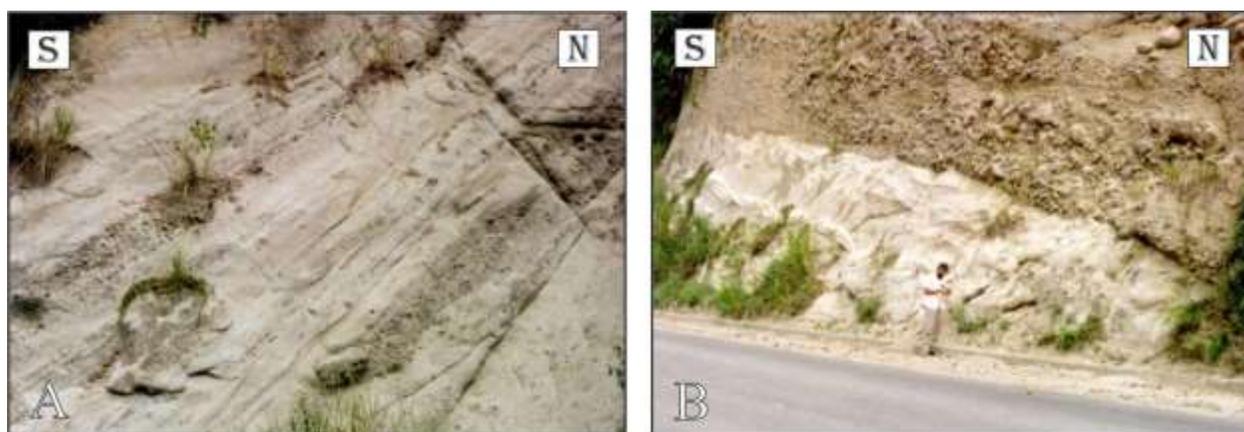


Figura 13. Miembro volcanosedimentario de la Formación Irra-Tres Puertas. **A)** Epiclastitas con niveles conglomeráticos delgados. **B)** Conglomerados intercalados con epiclastitas ricas en fragmentos de pómez. Tomado de Estrada et al. (2001)

6.8 Geología estructural de la cuenca de Irra

El sector de estudio se encuentra en una zona tectónicamente compleja, se asocia a una triple unión entre las placas Nazca, Sudamericana y Cocos, además de la evolución de procesos regionales como la colisión del arco Panamá-Chocó (Sierra et al., 2012). Esta complejidad tectónica, ha generado zonas de deformación alta en toda la región, evidenciado en las unidades mencionadas en los ítems anteriores. La zona del cañón del río Cauca, a la altura de los departamentos de Risaralda y Caldas, está ubicada en lo que se conoce como la cuenca de Irra

(Figura 14), la cual se encuentra limitada por el Sistema de Fallas Cauca al oeste, y el Sistema de Fallas Romeral al este, además de presentar varios eventos tectónicos sobreimpuestos, siendo la dirección de preferencia de estas fallas N - S, N20-30°E y N50-60°E (Estrada et al., 2001). De acuerdo con investigaciones más recientes y llevadas a cabo mediante métodos de paleomagnetismo, la cuenca de Irra se caracteriza por tres eventos tectónicos: 1) un primer evento con desplazamiento lateral derecho el cual generó la apertura de la cuenca. 2) un evento intermedio con desplazamiento lateral izquierdo asociado con el cierre de la cuenca 3) un evento final con desplazamiento lateral derecho que produjo plegamiento en los sedimentos de la cuenca. Por medio de microsismicidad se evidencia un evento lateral izquierdo (Sierra et al., 1995).

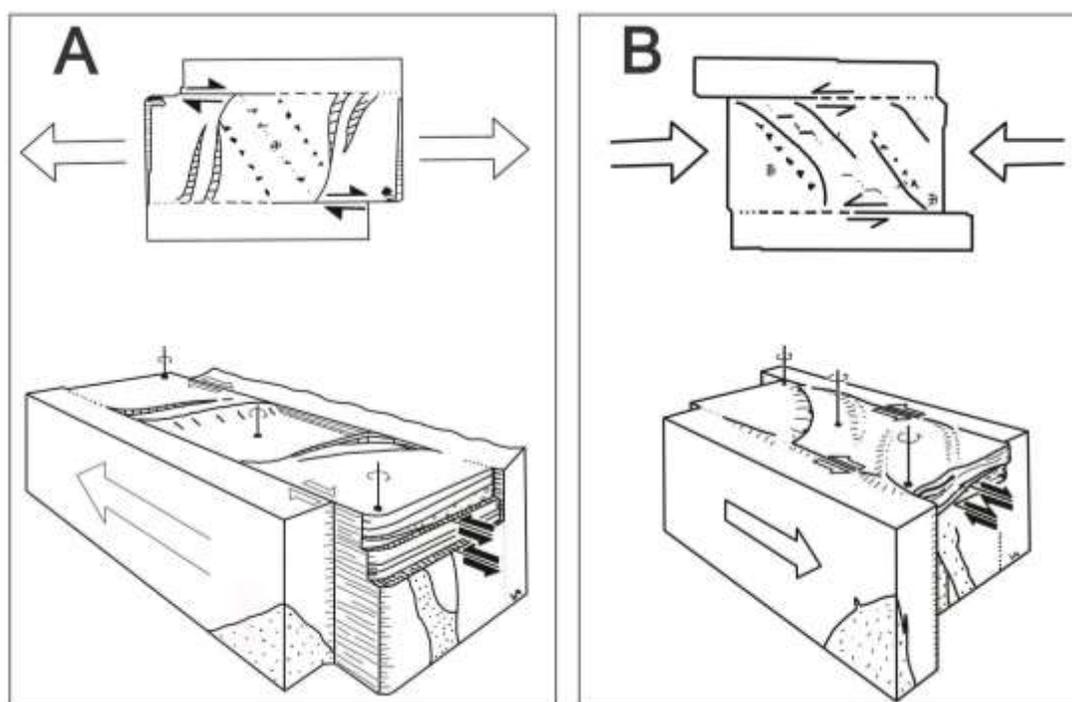


Figura 14. Movimientos ocurridos en la cuenca de Irra. **A)** Movimiento lateral derecho, en la parte central de la cuenca se evidencia un "right step over" **B)** Cambio en la dirección del esfuerzo pasando a ser lateral izquierdo, además, se evidencia la generación de pliegues en el centro de la cuenca. Tomado y modificado de Sierra et al. (2012).

7. Geología local

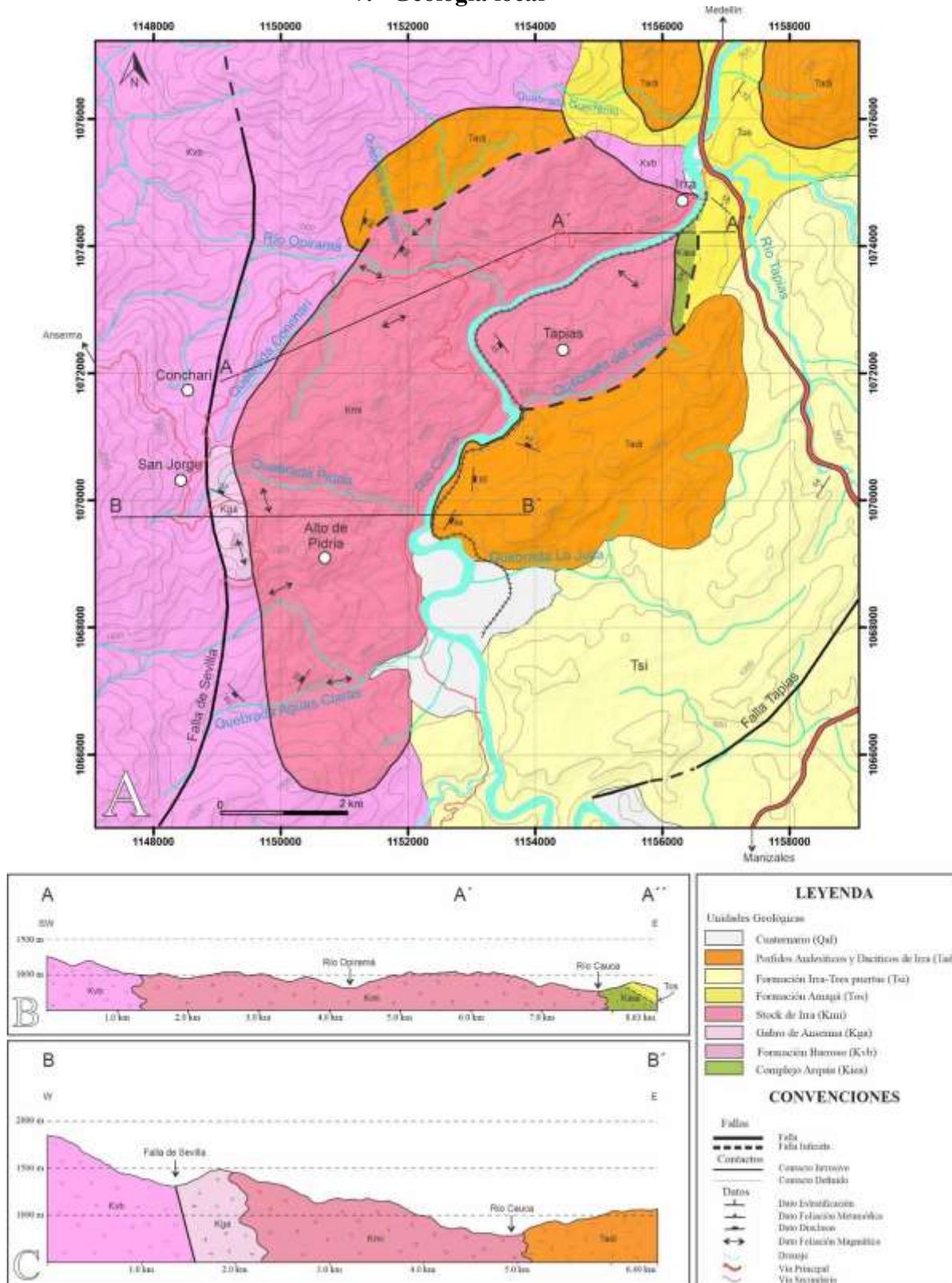


Figura 15. A) Mapa geológico del área de estudio a escala 1:25.000. B y C) Cortes geológicos.

Durante el trabajo de campo, se logró evidenciar que el Stock de Irra es un cuerpo bastante homogéneo en su parte central, sin embargo, hacia sus bordes presenta cambios composicionales y texturales los cuales se pueden agrupar de acuerdo a su mineralogía en diferentes facies. Teniendo en cuenta el índice de color, las facies monzonita y sienita componen lo que denominamos como facies félsica y las facies gabro y monzogabro, componen las facies máfica. Cabe resaltar, que debido a la poca extensión de las facies, estas no pueden ser representadas en un mapa geológico en la escala del presente trabajo. Además de la identificación de las facies, también se pudo reconocer la relación de campo que tiene este cuerpo con las unidades adyacentes y las características estructurales que presenta esta región (Figura 15).

7.1 Facies ígneas del Stock de Irra

7.1.1 Facies sienita

Esta facies se encuentra en la parte central del cuerpo, en una proporción relativamente pequeña en comparación con la facies monzonita, con la cual se puede confundir en algunos sectores dada su diferencia en pequeños cambios porcentuales en el contenido de feldespatos potásicos. La roca en muestra de mano es holocristalina, fanerítica, inequigranular, con un tamaño de grano medio, de aspecto leucocrático, con una coloración rosada principalmente. El feldespato potásico es su principal constituyente, presentando contenidos superiores al 60%, acompañado de plagioclasa en cantidades inferiores al 40%, estando el cuarzo ausente en estas rocas (Figura 16). El contenido de minerales máficos en esta facies es muy bajo (<5%) y en ocasiones no se observan minerales de este tipo.

Como se ha mencionado, las facies sienita se encuentran en el centro del cuerpo ígneo, lugar al que se puede acceder por la vía férrea, en cercanías a la quebrada del Japón, y de igual

manera, en la orilla oeste del río Cauca, sobre la vía secundaria que comunica la cabecera municipal de Irra con el municipio de Anserma. Cabe resaltar que por los procesos de meteorización algunos de estos afloramientos no se encuentran en buen estado, sin embargo conservan su fábrica y es posible identificar su litología.



Figura 16. Muestra de mano de la facies sienita. Roca extraída de la parte central del Stock de Irra, cerca a la quebrada del Japón.

7.1.2 Facies monzonita

Esta facies es la más representativa de este cuerpo ígneo, ya que cubre aproximadamente el 70% de la roca aflorante. Se encuentra localizada en gran parte de la región central del cuerpo y se extiende hacia los bordes. El cambio con respecto a la facies sienita es transicional, con una disminución en el contenido de feldespato potásico, un leve aumento en el contenido de plagioclasa, y el cuarzo se presenta sólo como un mineral accesorio (<5%). La presencia de minerales máficos es notoria con respecto a la facies sienita, estos presentan un aumento hacia los bordes del cuerpo y alcanzan hasta un 30% en algunos casos. Estos minerales son principalmente

piroxeno, anfíbol y en menor proporción biotita. El tamaño de grano en estas rocas es medio, con leves variaciones en algunos sectores.

El contenido de feldespato potásico y plagioclasa en cantidades similares, hace que la roca sea leucocrática, con una coloración entre rosado y blanco. El contenido de minerales máficos es muy variable, entre un 5-30%, lo cual hace que la roca tenga características visuales bastante diferentes. Debido al contenido de minerales máficos, la foliación magmática presente en el plutón es más notoria, la orientación es dada principalmente por los cristales prismáticos de piroxeno, feldespato potásico y plagioclasa.



Figura 17. Afloramientos de la facies monzonita. **A)** Afloramiento sobre la vía Irra - Anserma, en el cual se evidencia la foliación magmática presente. **B)** Cantera desarrollada sobre el saprolito de la facies monzonita, ubicada sobre la vía Irra - Arauca.

Esta facies, al ser la más abundante, tienen buenos afloramientos en los diferentes sectores del plutón. En la parte central del cuerpo, se encuentra aflorando a lo largo de la carretera que conduce de Irra al municipio de Arauca, de igual manera, en el margen este del río Cauca sobre el Ferrocarril de Occidente. En dicha parte central la foliación magmática no es muy marcada, y el contenido de minerales máficos es bajo. La foliación magmática se ve bien representada en las

facies monzonita, en los sectores que presentan un contenido considerable de minerales máficos, como lo es al oeste del Stock de Irra, en la quebrada Concharí y el río Opiramá, al sur, accediendo por la quebrada Aguas Claras y al norte de Irra, tanto en la vía férrea como en la vía Irra - Arauca.

En la facies monzonita, es común encontrar enclaves de otras rocas, de diferentes composiciones. Son abundantes los enclaves microgranulares de formas ovaladas y alargadas en el mismo sentido de la foliación magmática, de composición máfica, holocristalinos, con fenocristales de plagioclasa y pequeños cristales de anfíboles y biotita (Figura 18 D). Los xenolitos encontrados en las facies monzonita también son relativamente abundantes, tanto en afloramientos como en rodados encontrados en las quebradas, estos xenolitos tienen bordes angulares a subangulares, son composicional y texturalmente muy diferentes al stock; en general, se encuentran xenolitos de basaltos asociados a procesos intrusivos con la Formación Barroso (Figura 18 B), xenolitos de roca metamórfica asociados con la anfibolita del Complejo Arquía (Figura 18 A), unidad que aflora en el extremo norte del cuerpo ígneo, y autolitos de monzogabros asociados a la otra facies del plutón (Figura 18 C).

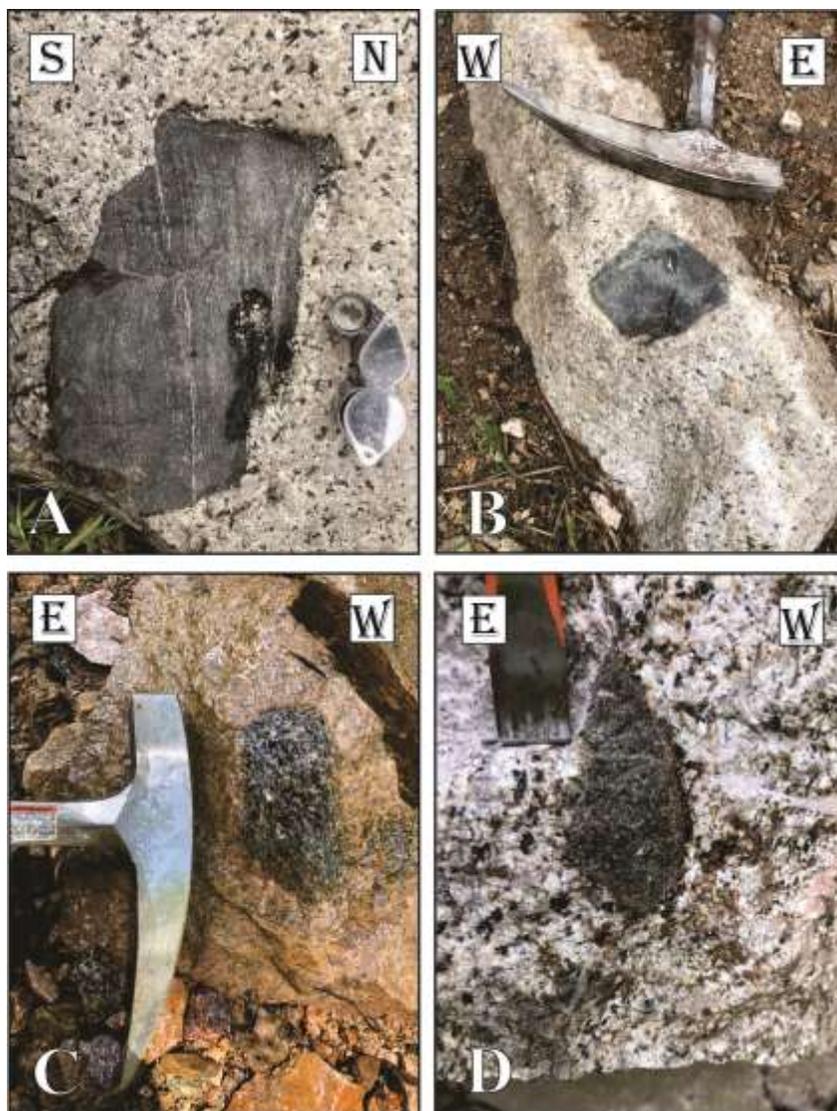


Figura 18. *Diferentes tipos de enclaves.* **A)** Xenolito de anfibolita en la monzonita, rodado encontrado en la quebrada Aguas Claras. **B)** Xenolito de basalto en la monzonita, aflorando sobre la vía Irra - Arauca **C)** Autolito de monzogabro en la monzonita, aflorando en caminos de fincas al frente de Irra. **D)** Enclave microgranular alargado en el sentido de la foliación magmática, aflorando en la vía Irra - Arauca.

7.1.3 Facies monzogabro

Estas rocas se presentan en menor proporción con respecto a las demás facies encontradas en el cuerpo ígneo. Los monzogabros se encuentran hacia los bordes siendo intruídos por la facies monzonita. Estas rocas presentan características que los diferencian bastante de las otras facies, como es su tamaño de grano fino en comparación con el tamaño de grano medio o grueso

de las otras facies. También destaca su abundante contenido de minerales máficos, el cual se encuentra entre 40 - 45%, junto con una reducción significativa del contenido de feldespato potásico (10 - 15%) y un contenido importante de plagioclasa (40 - 45%). En esta facies, el cuarzo es imperceptible en muestra de mano.

La roca presenta una coloración mucho más oscura que las facies anteriores, con un índice de color mesocrático, dado por la presencia abundante de cristales de piroxenos, acompañados de anfíboles y un enriquecimiento importante en biotita, el cual varía significativamente en algunos sectores.

El contacto entre las facies monzogabro y la facies monzonita se puede observar en diferentes sectores del plutón, como es el caso de la quebrada Aguas Claras, y la quebrada Conchari, en la parte sur y oeste del plutón, respectivamente. Una de las evidencias que proporciona el carácter intrusivo entre estas facies, es la presencia de xenolitos de la facies monzogabro en la facies monzonita, que se pueden observar en el sector norte, en la colina ubicada al frente de Irra, accediendo por caminos de fincas que se encuentran en la parte alta (Figura 18 C). Generalmente el contacto entre las dos facies descritas es neto, sin embargo, en algunos sectores se puede observar contactos irregulares sinuosos, indicando un comportamiento fluido de las facies al momento de la intrusión (Figura 19).

Los mejores afloramientos de monzogabros, se encuentran en la parte oeste del stock, cerca al contacto con las rocas de la Formación Barroso. En la quebrada Conchari esta facies se encuentra intruída por diques feldespáticos y en el río Opiramá, se encuentra un contacto entre dos texturas de la misma facies, una mucho más fina que la otra y presentando un enriquecimiento notable en el contenido de biotita, convirtiéndose en el mineral máfico más importante. En la zona norte del stock, sobre la vía terciaria, en inmediaciones de Irra, se encuentra el monzogabro, siendo intruído por diques feldespáticos, y muestra una orientación

marcada en sus minerales. En la parte sur del stock, sobre la quebrada Aguas Claras, existen buenos afloramientos de esta roca, en algunos de ellos se muestra una foliación magmática bien marcada, incluso con acumulación de minerales a manera de capas formando textura *schlieren*.

Esta facies, comprende las rocas menos félsicas que tiene el plutón, ya que incluso en algunos sectores pueden llegar a clasificarse como gabros, por pequeñas disminuciones en el contenido de feldespato potásico.



Figura 19. Contacto intrusivo entre la facies monzonita y la facies monzogabro en diferentes sectores. **A)** Quebrada Aguas Claras. **B)** Quebrada Llanadas. **C)** Quebrada Concharí.

7.2 Diques de feldespato potásico

Como parte de un pulso muy diferenciado, se encuentran algunos diques posteriores compuestos casi exclusivamente por feldespato potásico que fueron clasificados como sienitas de feldespato alcalino (Figura 20). El tamaño de los cristales presenta variaciones, se puede encontrar desde muy grueso a medio con texturas pegmatíticas y aplíticas. Dentro del cuerpo ígneo es común encontrarlo intruyendo las demás facies, como ocurre a las afueras del corregimiento de Irra, vía a Arauca, donde intruye a las facies monzogabro, sobre esta misma vía, en el sector el Ceibal se observa intruyendo a la facies monzonita. Generalmente en los bordes

del plutón se puede evidenciar el contacto intrusivo entre los diques y las facies, accediendo a estas zonas mediante los drenajes.

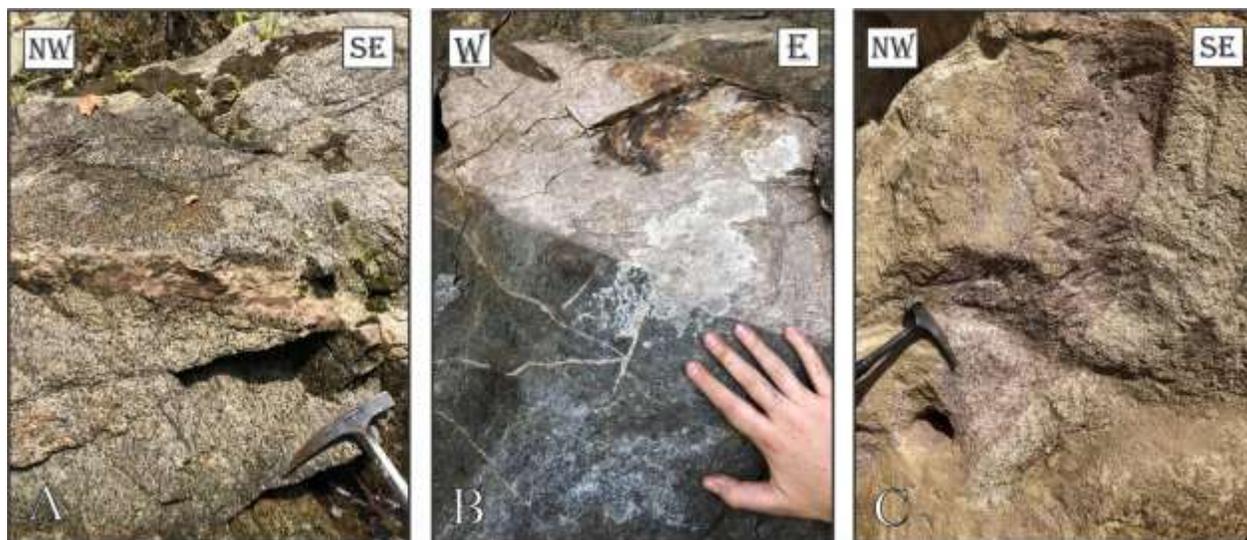


Figura 20. Presentación de los diques en el cuerpo ígneo. **A)** Dique sienítico de textura pegmatítica intruyendo a la facies monzonita, ubicado en el río Opiramá. **B)** Dique sienítico intruyendo a la facies monzogabro, ubicado sobre la vía Irra - Arauca, cerca al corregimiento de Irra. **C)** Dique sienítico intruyendo a la facies monzonita, afloramiento de roca saprolitizada, ubicado sobre la vía Irra - Arauca.

7.3 Relaciones de campo

7.3.1 Formación Barroso

La unidad con la que mayor área de contacto tiene el Stock de Irra es la Formación Barroso, la cual en la zona corresponde principalmente a basaltos y microgabros con algunas pequeñas intercalaciones de sedimentos arenosos. La relación de campo entre ambas unidades se encuentra en gran parte de los extremos sur, oeste y noroeste del stock. Se pueden encontrar contactos intrusivos entre ambas unidades en el sector oeste, al igual que otras evidencias que permiten inferir un contacto intrusivo, como es la presencia de xenolitos de basaltos en facies del cuerpo ígneo (Figura 18 B). Sin embargo, debido a factores como meteorización, movimientos en masa y la vegetación abundante, en algunos sectores estos contactos se encuentran cubiertos. En

la zona sur, el contacto entre ambas unidades no es claro, la presencia de depósitos recientes cubre las relaciones entre unidades, por lo cual se debe inferir geomorfológicamente, sin embargo, sobre la quebrada Aguas Claras, se encontraron abundantes bloques rodados de monzonita con xenolitos de basalto con características muy similares a los afloramientos de la Formación Barroso, esto seguramente es evidencia, de que en la parte alta de esta quebrada el contacto entre ambas unidades es intrusivo, pero a esa zona no fue posible acceder por las condiciones topográficas, las cuales impiden el paso.

Sobre la quebrada Concharí sector oeste del cuerpo ígneo, el contacto entre ambas unidades está definido por la intrusión de la facies monzonita en rocas oscuras de textura afanítica, clasificadas como basaltos, sobre las cuales genera efectos térmicos evidenciados en un endurecimiento de la roca. La disposición de la intrusión se observa a manera de brazos irregulares en contacto con los basaltos, mientras algunos otros muestran contactos rectos aprovechando las fracturas para intruir como diques (Figura 21). En este mismo sector, pero sobre el río Opiramá, el contacto entre ambas unidades no es claro, debido a que se encuentra cubierto por la vegetación de la zona, separando la facies monzogabro de basaltos que aparecen unos metros más adelante, acompañados de unas capas de areniscas intercaladas con ellos. Las relaciones de campo permiten evidenciar que la Formación Barroso se encuentra intruída por un apófisis de un pórfido andesítico, roca que seguramente hace parte del cuerpo de pórfido cartografiado al noroeste del stock (Figura 15 A).

Como se mencionó anteriormente, la presencia de xenolitos de basalto en rocas del Stock de Irra, permite inferir contactos intrusivos entre ambas unidades, los cuales se encuentran en diversos sectores, principalmente en afloramientos en la vía Irra - Anserma y en casi todas las quebradas que cortan ambas unidades.

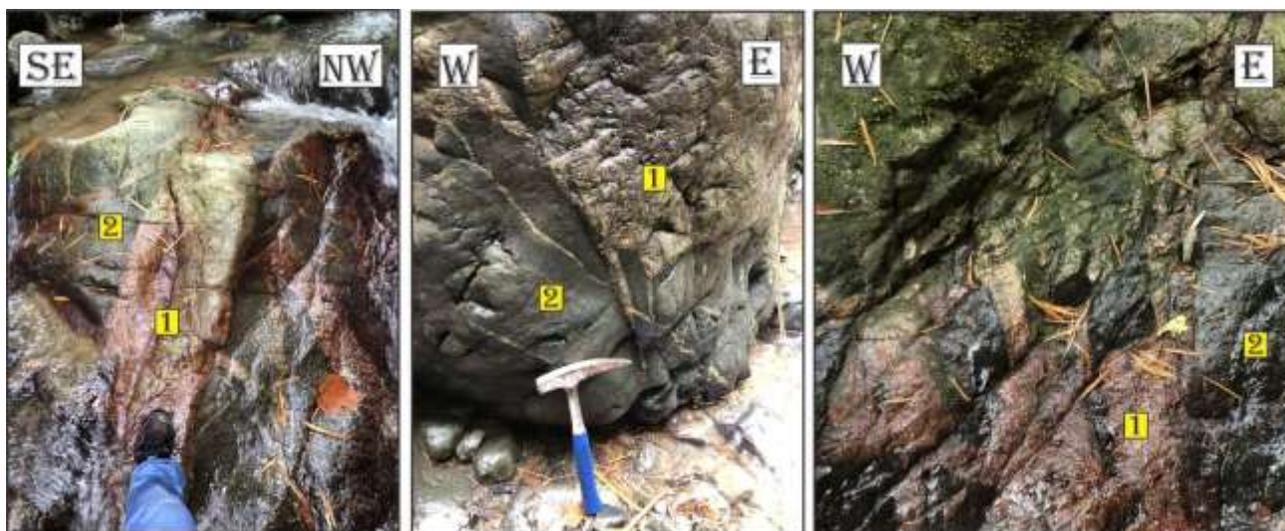


Figura 21. Contacto intrusivo entre el Stock de Irra y la Formación Barroso. Afloramientos en los cuales se evidencia como la monzonita (1), intruye a los basaltos (2), en la quebrada Concharí.

La Formación Barroso litológicamente presenta grandes variaciones, por lo general, aflora en gran extensión como basaltos de color verde asociados a procesos de alteración, con presencia de venas de cuarzo relleno sus fracturas. En algunos sitios, como el río Opiramá, es posible observar la intercalación con rocas sedimentarias, principalmente de tamaño arena y con deformación dúctil evidenciado por leves plegamientos. Al norte de la cabecera municipal de Irra, se evidencia la variación litológica, donde aflora una roca fanerítica de grano muy fino y coloración verde oscura clasificada como un microgabro en muestra de mano, presentando variaciones a basaltos, litología que aflora en una quebrada sin nombre a unos pocos metros del desvío que comunica de Irra a Quinchía.

7.3.2 Anfibolita

En inmediaciones al corregimiento de Irra, accediendo por el Ferrocarril de Occidente, se encuentra una roca de color oscuro, de grano fino a muy fino, con abundantes minerales máficos, principalmente hornblenda y en menor proporción plagioclasa. La roca presenta una foliación

definida por la orientación de cristales de hornblenda y plagioclasa. Esta orientación preferente de los minerales tiene una tendencia promedio N50°W/45°SW, con presencia de leves plegamientos en algunos sectores. De igual manera, la roca presenta una deformación plástica muy notoria, dada por un alineamiento preferente de los cristales de plagioclasa formando bandas y lentes de espesores milimétricos a centimétricos, los cuales evidencian una foliación milonítica sobrepuesta a la roca (Figura 22). También se observa una deformación frágil posterior, por la presencia de fallas de poca longitud que cortan la orientación de los cristales, en planos de falla con disposición horizontal y con movimientos sinestrales (Figura 22). Todas las características anteriormente mencionadas, confirman la presencia de un metamorfismo regional sobrepuesto a esta roca. Por las características observadas tanto en afloramiento como al momento de analizar las muestras de mano, la roca fue clasificada como una anfibolita.

La anfibolita se expone en una pequeña extensión, aflorando aproximadamente 250 m sobre la vía férrea. Al norte se encuentra en contacto con rocas sedimentarias de la Formación Amagá y al sur con el Stock de Irra. Las relaciones de campo permiten evidenciar un contacto intrusivo entre las rocas del cuerpo ígneo y las anfibolitas, dado por la presencia de un dique de composición monzonítica de grano grueso que intruye a la anfibolita, acompañado por efectos térmicos encontrados en este sector, donde la anfibolita se endurece, posiblemente debido a procesos de recristalización (Figura 23 B). Además, en la parte superior de la montaña, sobre el borde este del río Cauca, se puede correlacionar un contacto intrusivo de las facies monzonita con una roca oscura de grano muy fino asociada a la anfibolita (Figura 23 A). Otras de las evidencias que permiten inferir un contacto intrusivo de ambos cuerpos es la presencia de xenolitos de rocas metamórficas muy similares a la anfibolita dentro de la facies monzonita del plutón (Figura 18 A).



Figura 22. Afloramientos de anfibolita sobre la vía férrea. Roca expuesta sobre la vía férrea que va paralela a la orilla este del río Cauca, en inmediaciones del corregimiento de Irra.

La relación de campo entre las anfibolitas y la Formación Amagá no es clara, sin embargo, se presentan evidencias que permiten establecer un contacto fallado entre ambas unidades. Cerca al túnel que se encuentra sobre la vía férrea, las lodolitas grafitosas de la Formación Amagá presentan deformación dúctil con desarrollo de plegamientos y deformación

frágil con abundante fracturamiento (Figura 23 D). La deformación que se presenta en el sector también afecta al cuerpo de anfibolita, ya que esta unidad se observa mucho más diaclasada en esta zona en comparación con los afloramientos del sur, por lo cual, la deformación frágil disminuye en ese sentido (Figura 23 C).

Este bloque de anfibolitas que aflora en inmediaciones de Irra, ya había sido mencionado por Ruíz-Jiménez et al. (2012), quienes incluyen estas rocas en las metabasitas del Complejo Arquía. De manera más detallada, Ruíz-Jiménez (2014), realizó estudios petrográficos de esta roca, encontrando una asociación mineralógica dada por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, epidota y titanita, que alcanzaron la facies anfibolita. Ruíz-Jiménez (2014) también realizó una datación de estas rocas, por el método Ar-Ar sobre magnesiohornblenda, obteniendo una edad de 60.1 ± 1.7 Ma, interpretada como el evento térmico generado por la intrusión del Stock de Irra sobre estas rocas.

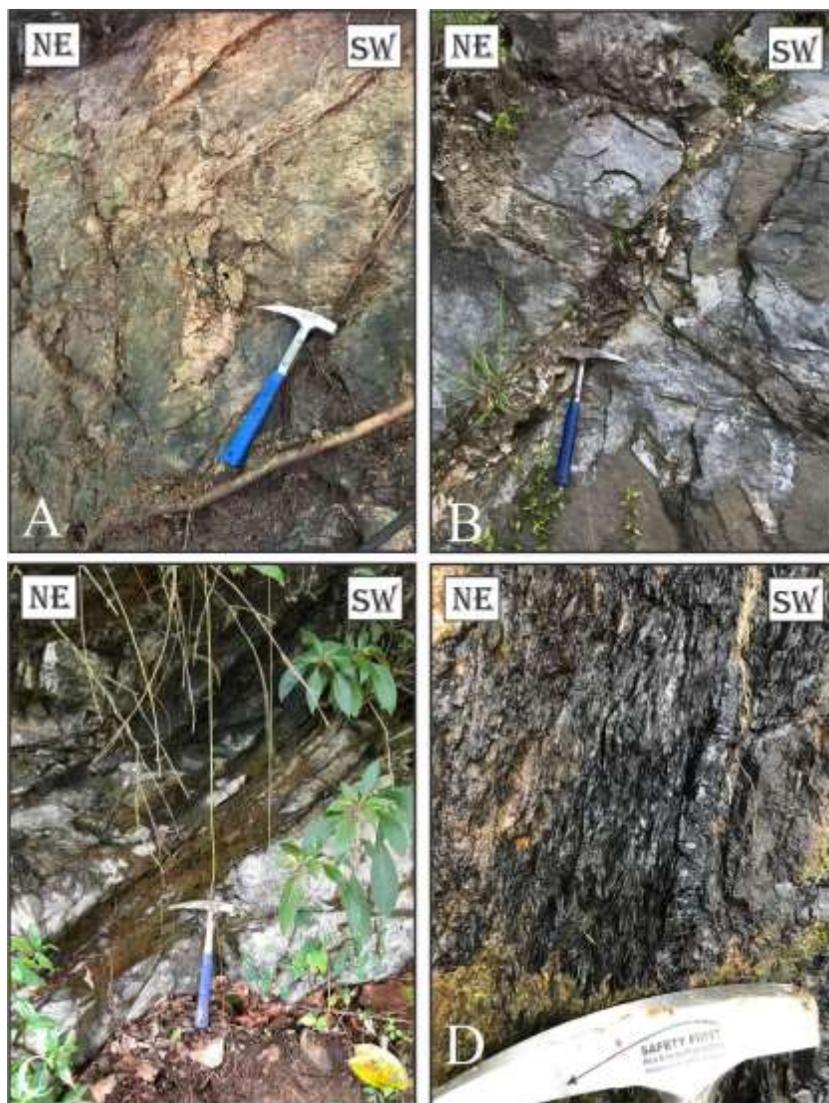


Figura 23. Evidencias de los contactos de la anfibolita. **A)** Contacto intrusivo entre la monzonita y la anfibolita. **B)** Dique monzónico intruyendo a la anfibolita. **C)** Fracturamiento intenso en la anfibolita. **D)** Lodolitas grafitosas de la Formación Amagá deformadas en una zona de cizalla.

7.3.3 Gabro de Anserma

En el sector oeste de la zona de estudio, se encuentra aflorando un cuerpo ígneo de poca extensión, que se encuentra en contacto con la Formación Barroso al oeste y el Stock de Irra al este. Al este de Anserma, accediendo por una vía terciaria que comunica el municipio

mencionado con la vereda Pidría, se puede observar la relación de campo entre las unidades anteriormente mencionadas.

El Gabro de Anserma, macroscopicamente presenta un índice de color mesocrático, textura holocristalina, fanerítica, inequigranular con variaciones en el tamaño de grano a lo largo de su extensión, desde muy fino a medio. Este cuerpo se encuentra constituido por cristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y olivino (Figura 9).

Al oeste de la unidad, cerca al nacimiento de la quebrada Pidría, en el sector San Jorge, se encuentra aflorando basaltos de color verde oscuro asociados a la Formación Barroso, esta unidad se encuentra en contacto fallado con el Gabro de Anserma mediante la falla de Sevilla. Sobre la vía secundaria, que comunica el sector de San Jorge con la vereda la Pidría, se observa los cambios de tamaño de grano del Gabro de Anserma, y es posible reconocer el cambio de microgabro a gabro con tamaño de grano medio, además, en rodados sobre la carretera, se encuentran muestras donde el piroxeno y anfíbol, alcanzan tamaños de grano muy grueso (Figura 9).

Al este del Gabro de Anserma, en la vía antes mencionada, se encuentra el contacto intrusivo con el Stock de Irra, este se caracteriza por presentar brazos irregulares y sinuosos de la facies monzonita intruyendo al gabro (Figura 24 A), además, se observa que se genera una aureola de contacto de aproximadamente 23 cm de espesor, la cual se caracteriza por presentar una recristalización y abundante biotita de origen térmico.

En el sector donde se evidencia el contacto intrusivo, los cristales de plagioclasa y piroxeno del Gabro de Anserma y los cristales de piroxeno y anfíbol del Stock de Irra presentan una orientación en dirección NW - SE, esto posiblemente asociado con una deformación en

estado sólido, por lo cual, ambas unidades muestran evidencias de la presencia de una falla regional (Figura 24 B).



Figura 24. *Contacto intrusivo entre el Gabro de Anserma y el Stock de Irra. A)* Contacto irregular y sinuoso del Stock de Irra con el Gabro de Anserma. **B)** Dique de la facies monzonita intruyendo el gabro, nótese la orientación de las plagioclasas del Gabro de Anserma. Afloramientos ubicados en el sector Casillas, este de Anserma.

7.3.4 Formación Amagá

En la parte norte de la zona de estudio, aflora una secuencia importante de rocas sedimentarias continentales asociadas a la Formación Amagá (Estrada et al., 2001). Los mejores afloramientos de estas rocas, se encuentran en inmediaciones del corregimiento de Irra sobre la vía Manizales - Medellín, en la vía férrea y en la vía que conduce al municipio de Quinchía.

En la vía Manizales - Medellín, al norte del peaje de Irra, se encuentran aflorando capas gruesas de areniscas de grano fino a medio intercaladas con capas de lodolitas de coloraciones rojizas. Las areniscas presentan una composición dada por granos de líticas de colores oscuros, cristales de cuarzo y algunos feldespatos. En algunos sectores, fue posible observar laminaciones planas paralelas, identificadas en pequeñas láminas de colores claros y oscuros intercalados. En inmediaciones del puente de Irra y sobre la vía férrea, se encuentran unos pocos afloramientos, en los cuales se alcanza a observar de mejor manera los planos de estratificación, con una disposición $N12^{\circ}W/58^{\circ}NE$. En la vía férrea, sentido sur, los afloramientos se encuentran cada vez más deteriorados, con abundante fracturamiento y algunos movimientos en masa pequeños. Llegando al túnel por el cual pasa la vía férrea, la roca presenta una verticalización en su estratificación, acompañada de pequeños plegamientos y un aspecto esquistoso en lodolitas grafitosas (Figura 25 C), en las cuales se nota el abundante contenido de materia orgánica. Estas rocas muestran características de la presencia de una zona de cizalla. En dicho túnel, posiblemente está cubierto el contacto fallado de esta formación con las anfibolitas del Complejo Arquía.

Partiendo desde Irra, en dirección norte, sobre la vía Manizales - Medellín, también se encuentran las rocas de esta formación expuestas en algunos sectores. Sobre esta vía, unos metros más al norte del desvío hacia Quinchía, se encuentra el cambio litológico entre los basaltos y microgabros de la Formación Barroso sobre los cuales se encuentra depositada la Formación Amagá, pero el contacto no fue observado de forma clara. En dirección norte sobre la misma vía, las rocas sedimentarias presentan unas características diferentes, con una mayor dureza en las lodolitas y evidencias de recristalización. Cerca a esto, se encuentran pequeños afloramientos de pórfidos andesíticos, que por lo anteriormente descrito, están intruyendo a las rocas de la

Formación Amagá. Más al norte, a unos 4.8 km de Irra, se encuentran estratos rojizos de lodolitas y algunas areniscas, mientras que a unos metros afloran estratos gruesos de areniscas que gradan a areniscas conglomeráticas y conglomerados, los cuales muestran disposiciones locales horizontales en la estratificación, evidenciando posibles plegamientos en la zona.

Sobre la vía Irra - Quinchía, se encuentran algunos afloramientos donde se observan las intercalaciones entre lodolitas y areniscas, aunque se encuentran bastante meteorizados y con los mismos efectos térmicos encontrados sobre la vía nacional. Cerca a esto, en la quebrada Guerrerito, también están aflorando rocas de los pórfidos andesíticos que parecen estar intruyendo a la Formación Amagá.



Figura 25. *Formación Amagá en inmediaciones del corregimiento de Irra. A)* Conglomerados y areniscas conglomeráticas, ubicados en la vía Manizales - Medellín. **B)** Estratos de arenisca de tamaño fino a medio, buzando al noreste. **C)** Deformación de lodolitas grafitosas, ubicadas cerca al contacto fallado con la anfibolita.

7.3.5 Pórfidos Andesíticos y Dacíticos de Irra

La segunda unidad respecto a la extensión que tiene en contacto con el Stock de Irra, son los Pórfidos Andesíticos y Dacíticos de Irra. Dos cuerpos de tamaño importante, ubicados al noroeste y este del Stock de Irra. Además de estos dos, pequeñas apófisis de pórfidos pueden

encontrarse en otros sectores, como es el caso de la quebrada Aguas Claras, donde se observa el contacto intrusivo de un pórfido andesítico con la facies monzogabro del cuerpo ígneo.

El cuerpo hipoabisal ubicado al noroeste del Stock de Irra, se caracteriza por presentar textura porfirítica, inequigranular, con un tamaño de grano medio, compuesta por abundantes fenocristales de plagioclasa (35%) con hábito prismático acompañados por microfenocristales (20%) principalmente de plagioclasa y en menor cantidad algunos cristales de anfíbol. Estos se encuentran rodeados por una matriz afanítica de color gris oscuro (45%) (Figura 12 B). Se puede acceder a este cuerpo hipoabisal mediante las quebradas Ceibal y Llanadas, contiguas a la vía Irra - Arauca. En los trayectos realizados sobre los drenajes es posible encontrar como la litología pasa abruptamente de rocas faneríticas de composición monzonita a rocas porfiríticas de composición andesítica, sin evidencias de una intrusión entre ambas unidades. La zona del contacto se encuentra cubierta por movimientos en masa, sin embargo, es posible encontrar algunas evidencias del tipo de relación tanto en rocas del Stock de Irra como en los pórfidos. Dentro de estas evidencias se encontraron estrías de falla, donde la roca muestra superficies pulidas que indican un movimiento entre bloques. Estas estrías en el pórfido se encontraron en un plano con disposición N14°W/8°SW (Figura 26), pero dada la ausencia de otros indicadores cinemáticos, no fue posible identificar la dirección de movimiento. Con información de imágenes satelitales, se puede observar un lineamiento geomorfológico en la zona, que posiblemente está dado por un contacto fallado entre ambas unidades.



Figura 26. Evidencias del contacto fallado entre el pórfido andesítico y la monzonita en la quebrada Llanadas. **A)** Estrías de falla en el pórfido andesítico. **B)** Estrías de falla en la monzonita.

El cuerpo porfirítico ubicado al este del Stock de Irra, presenta textura porfirítica, inequigranular, con una matriz afanítica de color gris claro, abundantes fenocristales de plagioclasa y mayor cantidad de anfíboles en comparación con el cuerpo del sector noroeste (Figura 12 A). Este cuerpo aflora al sur de la quebrada del Japón, en la vía férrea que se encuentra contigua al río Cauca. La relación de campo entre el Stock de Irra y el cuerpo porfirítico se encuentra cubierta presumiblemente en el cauce del río Cauca, ya que justo al frente, en la otra orilla, afloran rocas faneríticas de composición sienítica y monzonítica. En la orilla este del río, se observa una roca fanerítica de composición monzonítica con apariencia de recristalización, esto posiblemente asociado a efectos térmicos causados por la intrusión del

pórfido andesítico en este sector. El borde sur del cuerpo porfirítico se encuentra cubierto por una extensión grande de depósitos aluviales recientes, encontrados cerca al sector de El Bosque.

Al norte de la quebrada del Japón se encuentra aflorando la facies sienita del Stock de Irra y al sur corresponde al pórfido andesítico, como se puede observar en el afloramiento ubicado en la desembocadura de la quebrada del Japón con el río Cauca (Figura 27 A). Al recorrer esta quebrada aguas arriba, en dirección noreste, no se encontraron claras evidencias del tipo de contacto entre ambas unidades, ya que solo se hallan afloramientos de una u otra unidad, pero nunca contiguas. En dicha quebrada todos los rodados encontrados son de ambas unidades, sin presencia de xenolitos que pudieran indicar un contacto intrusivo. En imágenes satelitales, se puede observar que la quebrada del Japón se encuentra alineada de manera casi recta en dirección noreste, separando geomorfologías que difieren bastante en ambos sectores, con pendientes más altas en las rocas del Stock de Irra y pendientes menos abruptas asociadas al cuerpo porfirítico. Este lineamiento es correlacionable con una silleta de falla que se encuentra en la parte alta de la quebrada El Japón. Las diferencias morfológicas se siguen observando en la misma dirección hasta casi llegar a la vía Manizales - Medellín a orillas del río Tapias. Estas características permiten inferir un posible contacto fallado entre ambas unidades en este sector.



Figura 27. Afloramientos del pórfido andesítico encontrado en contacto con la parte este del Stock de Irra. **A)** Afloramiento en inmediaciones de la desembocadura de la quebrada del Japón en el río Cauca. **B)** Afloramiento sobre la vía férrea, unos metros más al sur de la quebrada del Japón.

7.3.6 Formación Irra-Tres Puertas

En la zona este del área de trabajo, se encuentran rocas sedimentarias y volcanosedimentarias asociadas a la Formación Irra-Tres Puertas. En su borde oeste esta unidad está en contacto con rocas de la Formación Amagá y con los Pórfidos Andesíticos y Dacíticos de Irra, con las cuales se presumen contactos discordantes e inconformes, mientras que al este se encuentra en contacto fallado con rocas metamórficas del Complejo Arquía (Estrada et al., 2001).

Los afloramientos presentes al este de Irra, corresponden principalmente al miembro superior de esta formación, el cual contiene rocas volcanosedimentarias, que se pueden encontrar de buena manera en la vía Manizales - Medellín, al sur del peaje de Irra, en el tramo que va paralela al río Tapias. Sobre esta vía, se observan capas muy gruesas de conglomerados clastosoportados, con clastos gruesos, redondeados a subredondeados, principalmente de pórfidos andesíticos y algunos basaltos (Figura 28 A, D). La matriz que rodea estos clastos tiene algunos fragmentos de pómez y otros líticos de tamaño grava y arena; intercalados con estos, se

encuentran capas de origen volcánico, con clastos de tamaños variados, entre ceniza y lapilli. En estos es común la presencia de abundantes fragmentos de pómez de diferentes tamaños, acompañados de pequeños líticos de basaltos. En algunas de estas capas se logran observar pequeñas laminaciones planas paralelas dadas por cambios de color entre laminas oscuras y claras. Debido al contenido de fragmentos de pómez, estos depósitos se pueden clasificar como ignimbritas (Figura 28 B, C). Los conglomerados por sus características, indican un aporte fluvial importante, sin embargo, el origen a partir de un lahar no se puede descartar. En promedio, la disposición de los estratos en esta zona es $N39^{\circ}E/64^{\circ}NW$.

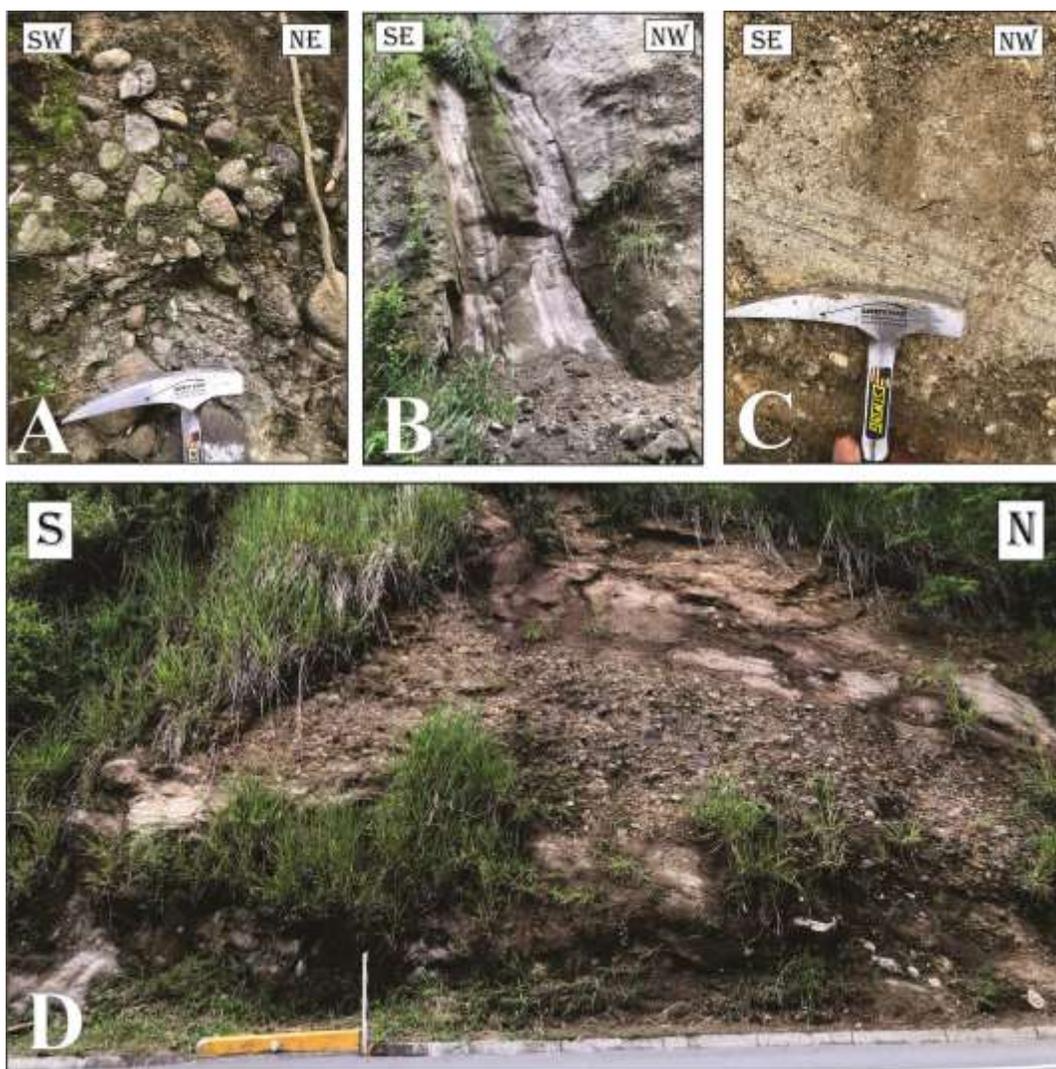


Figura 28. *Afloramiento de los diferentes estratos de la Formación Irra-Tres Puertas. A)* Nivel conglomerático, vía km 41 - Irra desvío hacia la finca San Antonio. **B)** Nivel de depósitos volcánicos de tamaño ceniza y lapilli, unos metros más adelante de la figura A. **C)** Acercamiento figura B. **D)** Intercalación de niveles conglomeráticos con niveles volcánicos, vía Manizales - Irra sentido norte, 100 m antes de la estación de Terpel.

7.3.7 Depósitos aluviales recientes

La zona de estudio se caracteriza por la presencia de varios afluentes de gran dimensión, el principal es el río Cauca que atraviesa toda el área. Debido a la configuración tectónica actual, este río se ha convertido en fuente de erosión. Las condiciones topográficas de la zona, permiten que el río pueda erosionar y depositar sedimentos a sus orillas, formando terrazas y depósitos aluviales que cubren de forma inconforme las diferentes rocas que afloran en la región. En algunos sectores se observan niveles de paleo terrazas, a diferentes alturas, una de estas, se encuentra donde está ubicada la población del corregimiento de Irra y otras de ellas se pueden observar sobre la vía terciaria Irra - Aruca que va paralela al río. Estos depósitos aluviales, además, se han convertido en fuente económica para la población que rodea el río Cauca, dada la presencia de oro aluvial, desarrollando numerosas minas para la extracción de este mineral en las orillas del río.

Otros drenajes de importancia en la zona, han formado grandes depósitos que cubren las otras unidades, como es el caso de la quebrada Aguas Claras en la parte sur de la zona, el río Opiramá al oeste y la quebrada del Japón en la parte este.



Figura 29. Niveles de paleo terrazas en las orillas del río Cauca. **A)** Depósitos aluviales de gran espesor. Pequeña draga ubicada en el río para extraer material. Sector cercano a la quebrada del Japón. **B)** Gruesos depósitos aluviales con desarrollo de minería, en el sector de El Bosque.

7.4 Geología estructural

La zona de estudio es afectada por el Sistema de Fallas del Cauca, el cual ha sido definido como una sutura en el Cretácico Inferior (Toussaint, 1996). Las fallas que hacen parte de este sistema y que se encuentran en la zona de estudio son la falla de Sevilla y la falla Tapias, las cuales no presentan una extensa investigación, por lo tanto, no hay una cinemática definida.

7.4.1 Falla de Sevilla

Se encuentra al este de los municipios de Anserma, Risaralda y Belalcázar, esta falla presenta un lineamiento en dirección NE y posible vergencia al este (Estrada et al., 2001; Bautista et al., 2018). Se evidencian geformas asociadas con el trazo de la falla, entre estas se encuentran silletas, hombreras de falla, cauces deflectados, control de drenajes y zonas con alta deformación.

En la vía que comunica de Arauca a Risaralda, desde el sector El Crucero, observando en dirección norte, se encuentra una silleta y hombrera de falla alineadas en dirección NE (Figura 30

A), más adelante, el nacimiento del cauce de la quebrada Aguas Claras, se encuentra controlada por esta falla y entre los sectores Nubia Alta y Alto de Pidría, al este de Anserma, se observa un cambio altimétrico que marca el trazo de la falla por el lugar (Figura 30 B), de igual manera, se presenta una deflexión del cauce de la quebrada Pidria. En este sector se observa el cambio litológico de la Formación Barroso y el Gabro de Anserma, donde este último presenta una zona con alto diaclasamiento, asociado a la zona de deformación de la falla.

En el sector Alto de Pidría, el Gabro de Anserma y el Stock de Irra presentan una orientación de minerales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol en dirección N - S y NE - SW (Figura 24 B), la cual coincide con el trazo de la falla, posiblemente, esta orientación se encuentre relacionada con una deformación en estado sólido.

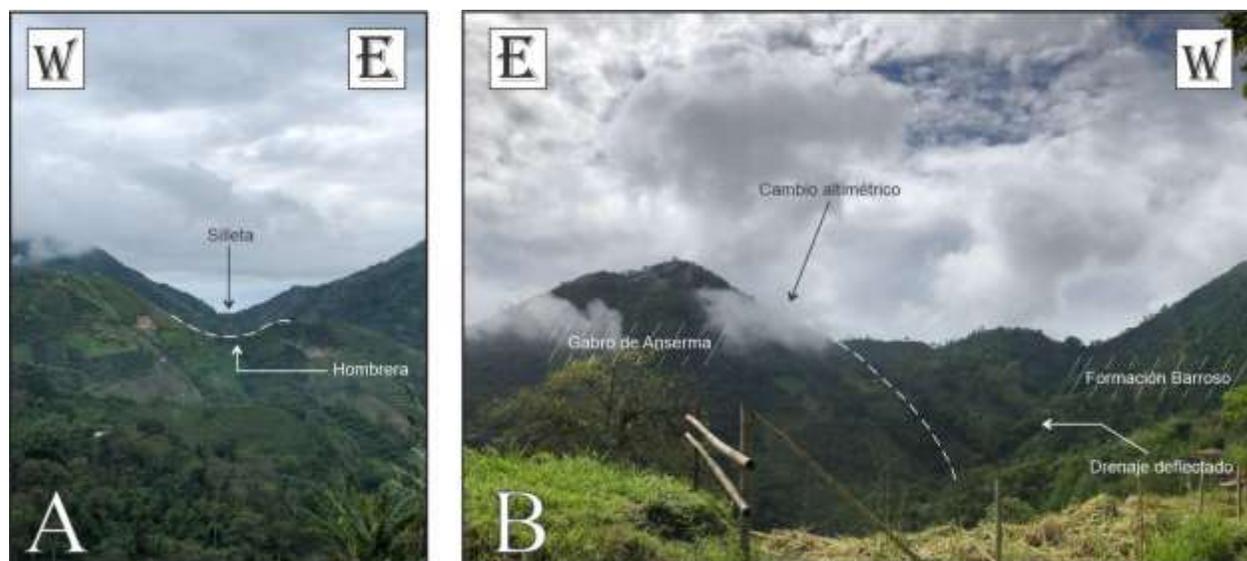


Figura 30. Evidencias morfológicas del trazo de la falla de Sevilla. **A)** Silleta y hombrera de falla en la Formación Barroso, foto tomada desde el sector El Crucero, en la vía que comunica de Arauca con Risaralda. **B)** Cambios altimétricos abruptos y deflexión de la quebrada Pidría, la línea punteada es un trazo aproximado del contacto entre las dos unidades, fotografía tomada desde el sector San Jorge.

7.4.2 Falla Tapias

Corresponde a una falla de cabalgamiento localizada al SE de Irra. Esta falla presenta un rumbo de aproximadamente $N45^{\circ}E$ con buzamientos entre $45-55^{\circ}NW$, tiene aproximadamente

12.5 km de longitud afectando rocas de la Formación Irra-Tres Puertas. Al norte de esta falla se presentan rocas con plegamiento estrecho y al sur los pliegues formados son más amplios (Bautista et al., 2018; Estrada et al., 2001). En los trabajos cartográficos más recientes, se pone esta falla como el límite entre el miembro volcanosedimentario al noroeste y el sedimentario al sureste.

8. Petrografía

Los análisis petrográficos fueron realizados en cinco secciones delgadas correspondientes a rocas que presentan cambios composicionales, variaciones en tamaño de grano y características texturales. La clasificación de las rocas se realizó mediante conteo de 600 puntos y se usaron los diagramas de clasificación QAP (M<90) de Le Maitre et al. (2002).

El Stock de Irra presenta rocas que se distribuyen principalmente en los campos de monzonita y monzogabro (Figura 31). Mineralógicamente el cuerpo se encuentra constituido por plagioclasa (28.8-52.2%), feldespato alcalino (15.2-59.2%), cuarzo (0.3-3.8%) como minerales esenciales o formadores de roca; clinopiroxeno (0.7-22.4%), ortopiroxeno (0.3-0.8%), grupo de los anfíboles (2.8-11.8%), biotita (8.1-31.2%) como minerales secundarios; titanita (1.3-2.1%), apatito (0.1-0.3%), minerales opacos (0.2-2.8%) como minerales accesorios; sericita (0.4%) como mineral de alteración.

A lo largo de la extensión del cuerpo ígneo se evidencian cambios de tamaño de grano, texturales y composicionales que permiten diferenciar distintas facies, de las cuales se pudieron identificar en los estudios petrográficos, una facies monzonita que representa cerca del 70% del cuerpo ígneo y que se caracteriza por presentar variaciones en el contenido de minerales máficos y una segunda constituida por la facies monzogabro que representa aproximadamente el 20% del plutón.

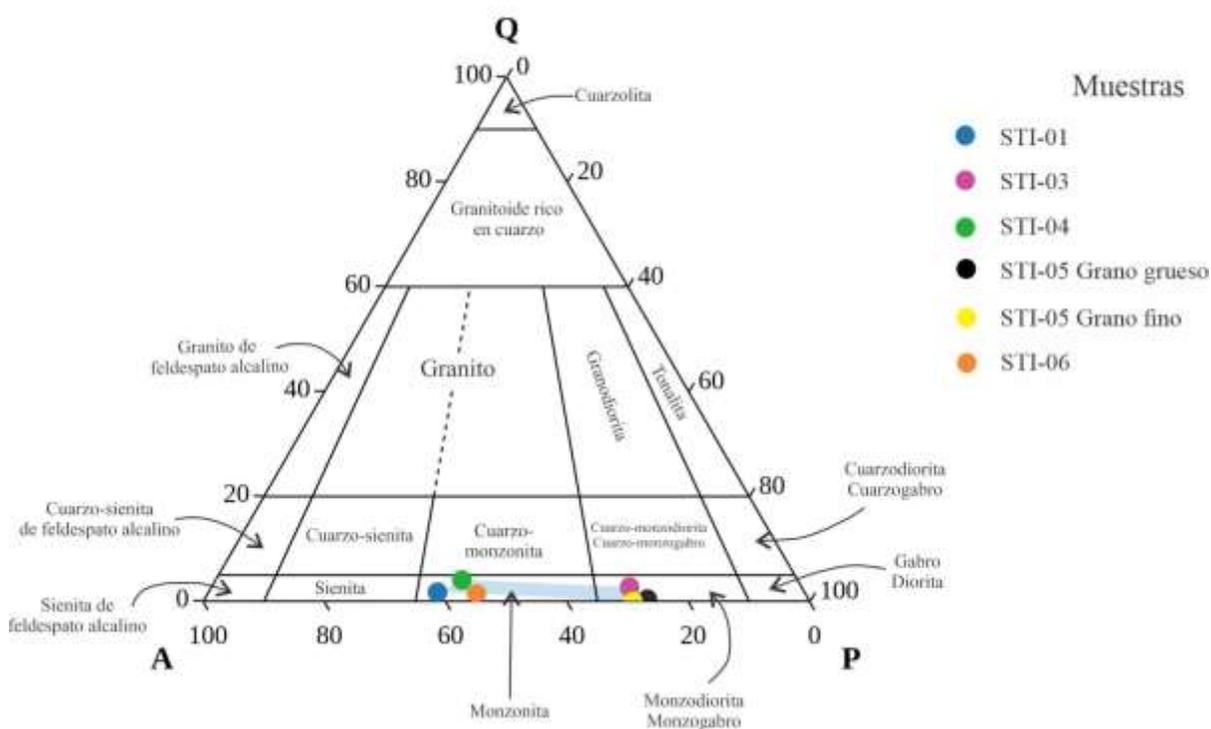


Figura 31. Diagrama de clasificación QAP. Se observa una distribución de las rocas del Stock de Irra desde la composición monzonita a monzogabro.

8.1 Facies monzogabro

Esta roca se presenta en el cuerpo ígneo como holocristalina, fanerítica, de tamaño de grano grueso, inequigranular, hipidiomórfica; en la extensión del plutón la roca presenta variaciones en su tamaño de grano donde el tamaño absoluto de los cristales es <1 mm, es decir de grano fino.

La plagioclasa presenta entre 37.7 - 52.2% del contenido total de la roca, se encuentra de forma euhedral y subhedral, hábito prismático alargado y tabular (Figura 32 A). El tamaño de los cristales varía entre 0.3 mm cuando se presenta a manera de inclusiones en la ortosa y los

clinopiroxenos y alcanza los 2.5 mm en los cristales más grandes. Las maclas más características son las polisintéticas, sin embargo, en algunos cristales se observa la macla polisintética junto con la macla simple. La composición de las plagioclasas calculada por el método Michell Levy corresponde a Labradorita variando a Andesina ($An_{65} - An_{50}$), siendo plagioclasas de composición intermedia a cálcica. Se observa un leve plegamiento de algunos de los cristales prismáticos, además de una orientación de estos granos siguiendo una dirección preferente. Es común encontrar este mineral con alteraciones, principalmente a manera de manchas de color pardo dadas por arcillas, menos común se presenta sericita, a manera de micas con colores de interferencia de segundo orden.

El grupo de los piroxenos presenta entre 12.5 - 22.4% del contenido total de la roca, el clinopiroxeno presenta un contenido de 22.4 % y el ortopiroxeno de 0.8%. Los cristales varían de anhedrales a subhedrales. Presenta hábito prismático alargado, en cortes basales se observa poco desarrollo de sus lados. El tamaño de grano varía de medio a muy fino. En nicoles paralelos presenta un color verde pálido, mientras que en nicoles cruzados los colores de interferencia azules, verdes y amarillos de segundo orden son los más representativos (Figura 32 C, D). Presentan comúnmente procesos de uralitización, mediante el cual el piroxeno se está alterando a minerales del grupo de los anfíboles, en ocasiones siendo reemplazado casi en su totalidad. Son abundantes en estos cristales las inclusiones de minerales opacos, apatitos y plagioclasas.

El feldespato potásico se encuentra en estas rocas con un contenido entre 15.2 - 19.0% . Los cristales son subhedrales con hábitos prismáticos principalmente. Los tamaños varían entre 0.3 - 3.5 mm (Figura 32 B). Las maclas más representativas son la tipo Carlsbad o macla simple, estas se encuentran restringidas a unos cuantos cristales. Texturalmente se evidencian pertitas a manera de parches de plagioclasa dentro del feldespato potásico. Las plagioclasas se encuentran

como inclusiones en los cristales de ortosa, los tamaños de las inclusiones varían entre 1 - 0.125 mm, es característico de algunos cristales de plagioclasa preservar las maclas polisintéticas. De igual manera los cristales de apatito se encuentran como inclusiones en las ortosas (Figura 32 B). Los cristales de ortosa presentan alteración a sericita y arcillas. Por asociación mineralógica y origen del plutón, se puede inferir que se tratan de cristales de ortosa.

Los anfíboles presentan mayor contenido en la muestra STI-003 con 11.8% del contenido total de la roca, en la muestra STI-005 su contenido es restringido. Se han evidenciado dos generaciones diferentes de estos minerales, unos se presentan como bordes de reacción por cambios químicos en la cámara magmática, creciendo alrededor de cristales de clinopiroxeno; mientras que otros son secundarios como producto de la uralitización de los piroxenos. Al tomar la forma de los piroxenos estos cristales presentan el mismo hábito y tamaño de grano que estos, diferenciándose por su exfoliación y sus colores de interferencia marrones, verdes y amarillos. Por encima de algunos de estos cristales, se encuentran cristales de biotitas, originados posiblemente como producto de alteración potásica.

La biotita presenta un contenido entre 10.4 - 31.2%. Los cristales son euhedrales y subhedrales con variación de tamaños entre 0.5 - 1.75 mm. Presentan hábito micáceo, extinción recta y fuerte pleocrosismo entre amarillo y marrón. Gran parte de los cristales de biotita se encuentran en agregados cristalinos (tipo *cluster*) junto con anfíbol y piroxeno. Se presentan dos generaciones de biotita, la primera corresponde a cristales que conservan sus hábitos y lados bien formados, desarrollados durante las etapas de cristalización; la segunda se encuentra asociada con los cristales de anfíbol y piroxeno como producto de la alteración potásica que evidencia el stock, siendo de origen secundario. De manera restringida se observan leves plegamientos en las biotitas

y orientación preferente reflejado por la disposición del hábito de los cristales en los espacios entre los demás minerales.

Los minerales accesorios se encuentran constituidos por apatitos y minerales opacos. Los apatitos presentan un contenido entre 0.1 - 0.3%, son euhedrales, hábito prismático, incoloros, relieves altos y colores de interferencia de primer orden. Presentan un tamaño menor a 0.25 mm. Regularmente se encuentran como inclusiones en minerales máficos y de ortosa (Figura 32 B). Los minerales opacos son anhedrales con tamaños menores e iguales a 0.3 mm. Se encuentran asociados con biotita y piroxenos formando cluster, en zonas restringidas se observan como inclusiones.

El cuarzo, en la mayoría de rocas encontradas en esta facies está ausente, como es el caso de la muestra STI-005F. En la muestra STI-003 el cuarzo encontrado se puede asociar con la recristalización generada por la intrusión entre las dos facies. Este mineral se encuentra en cristales muy pequeños, menores a 0.2 mm, ubicados entre los contactos de los granos de plagioclasa y ortosa.

El alto contenido de plagioclasa intermedia a cálcica y de piroxenos, hace que estas rocas deban ser clasificadas como un monzogabro y no una monzodiorita.

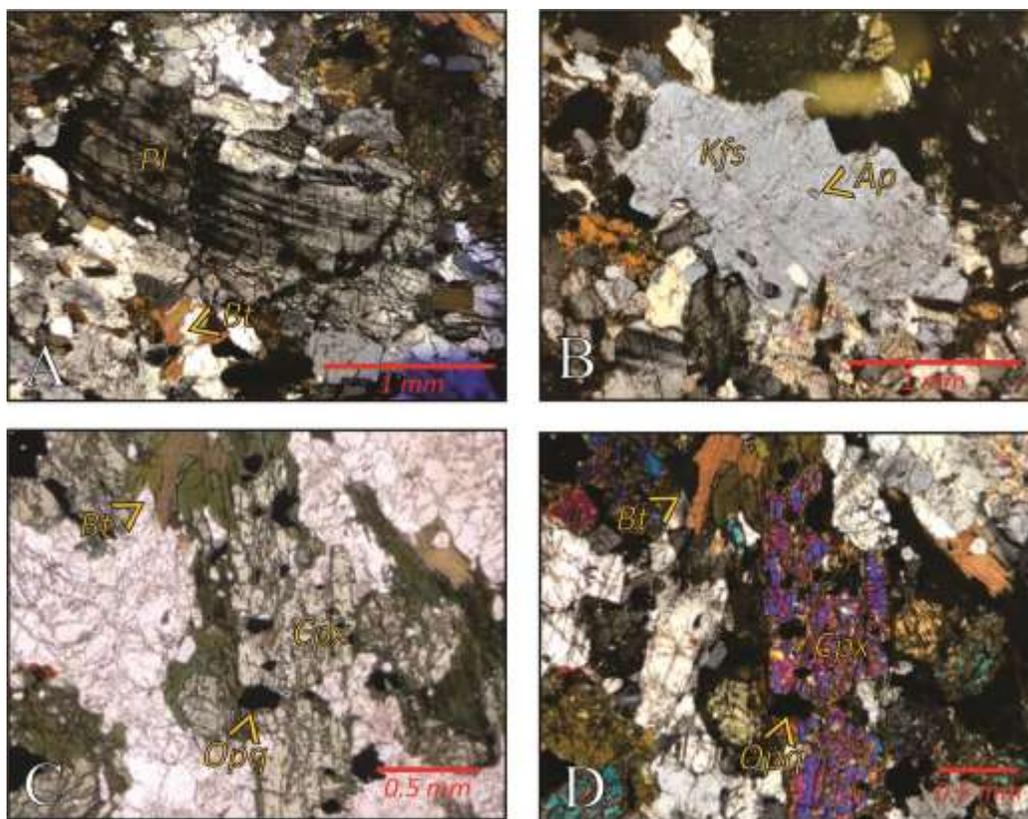


Figura 32. Imágenes de los diferentes minerales encontrados en la facies monzogabro. **A)** Plagioclasa con efectos dinámicos sobreimpuestos, leve plegamiento en su macla polisintética. **B)** Feldespato de tipo ortosa con presencia de inclusiones de apatito. **C)** Clinopiroxenos con bordes de reacción a anfíboles y biotitas posteriores, en nicoles paralelos. **D)** Imagen C en nicoles cruzados.

8.2 Facies monzonita

De manera general, esta roca se presenta de forma holocristalina, fanerítica, inequigranular e hipidiomórfica. El tamaño de los cristales aumenta con respecto a la facies anterior, teniendo un tamaño promedio de grano medio, es decir entre 1-5 mm. Es común encontrar una orientación de los granos bien definida por la elongación de los cristales de ortosa, plagioclasa y piroxenos.

El feldespato potásico presenta 35.2 - 59.2% del contenido total de la roca. Los cristales son euhedrales a subhedrales con hábitos prismáticos alargados y de tamaños medio a grueso, entre 1 - 9.5 mm (Figura 33 B). En su mayoría, los cristales no se encuentran maclados, sin

embargo se observa desarrollo de macla simple en algunos de ellos. La plagioclasa se observa en inclusiones de pequeños cristales dentro del feldespato potásico y en desarrollo de textura pertítica. En algunos cristales, también se pueden encontrar pequeñas inclusiones de apatito y cuarzo. Es común encontrar los granos con alteraciones a minerales como la sericita y arcillas.

La plagioclasa presenta un contenido entre 28.8 - 37.7%. Estos cristales son anhedrales y subhedrales, presentan hábito prismático alargado con tamaño de granos que varían desde 1 - 7 mm de longitud, la presencia de maclas polisintéticas y simples son característicos en estos minerales, facilitando su identificación (Figura 33 A). A menudo en los cristales de plagioclasa de gran tamaño se presentan inclusiones de cristales de plagioclasas con tamaño de 0.125 mm y de epidota. Al igual que el feldespato potásico, presentan las alteraciones más comunes de estos grupos de minerales (Figura 34 B). Siguiendo el método de Michael Levy, la composición de las plagioclasas en las monzonitas varía desde labradorita hasta andesina ($An_{70} - An_{50}$), siendo plagioclasas con una composición intermedia a cálcica.

En las monzonitas, la cantidad de minerales máficos varía notoriamente desde el centro del cuerpo a los extremos, siendo la muestra STI-006 la que mayor contenido de estos tiene, con cerca del 34%, mientras que la muestra STI-004 tiene cerca del 5% y en la STI-001 son casi ausentes. Al igual que en la facies monzogabro, los piroxenos son el mineral máfico más abundante en estas rocas, siendo el clinopiroxeno el que predomina casi en su totalidad. Se encuentran en cristales alargados, anhedrales a subhedrales, con pocos lados bien desarrollados, en cristales de tamaño medio, entre 1 - 5 mm (Figura 33 C). Al igual que en todo el cuerpo, los piroxenos presentan bordes de reacción, en donde los anfíboles crecen, además de procesos de uralitización que generan que en ocasiones la totalidad del cristal sea reemplazado por un anfíbol

secundario (Figura 33 D). También se encuentran inclusiones de apatitos y minerales opacos dentro de los cristales de clinopiroxeno.

Los anfíboles son bastante abundantes en las monzonitas, llegando a cerca del 10% en la muestra STI-006. Como ya se mencionó en la facies anterior, se alcanzan a distinguir dos generaciones de anfíboles, uno de origen magmático y otro secundario como proceso de alteración de los piroxenos. Estos se diferencian por leves cambios en el tono de verde que tienen al observarse en nicols paralelos. Al reemplazar los piroxenos toman la forma de estos cristales, obteniendo hábitos prismáticos alargados, en granos anhedrales a subhedrales.

Las biotitas son menos comunes en las monzonitas que en los monzogabros, quedando ausentes en algunas de las muestras, como es el caso de la STI-001 y STI-004. En la muestra STI-006 se observa un porcentaje importante de biotitas (8%), gran parte de estas asociados a un origen secundario, por lo general, se encuentran con hábito micáceo, en colores marrones oscuros, casi siempre ubicados por encima de los anfíboles como su producto de alteración (Figura 34 C, D).

El cuarzo es muy escaso en las monzonitas, en cantidades inferiores al 4 %, los cristales son subhedrales, con un tamaño de grano alrededor de 1 mm, y se presentan con un tamaño de grano más fino cuando se encuentra como inclusión en la ortosa y la plagioclasa.

La titanita (esfena), es un mineral accesorio relativamente común en las monzonitas, encontrándose en las muestras STI-001 y STI-004 en proporciones menores al 3%. Se encuentra en cristales grandes, entre 1 - 5 mm, euhedrales, con su hábito rómbico característico (Figura 34 A). En nicols cruzados se observa un color de interferencia de alto orden y con irisaciones.

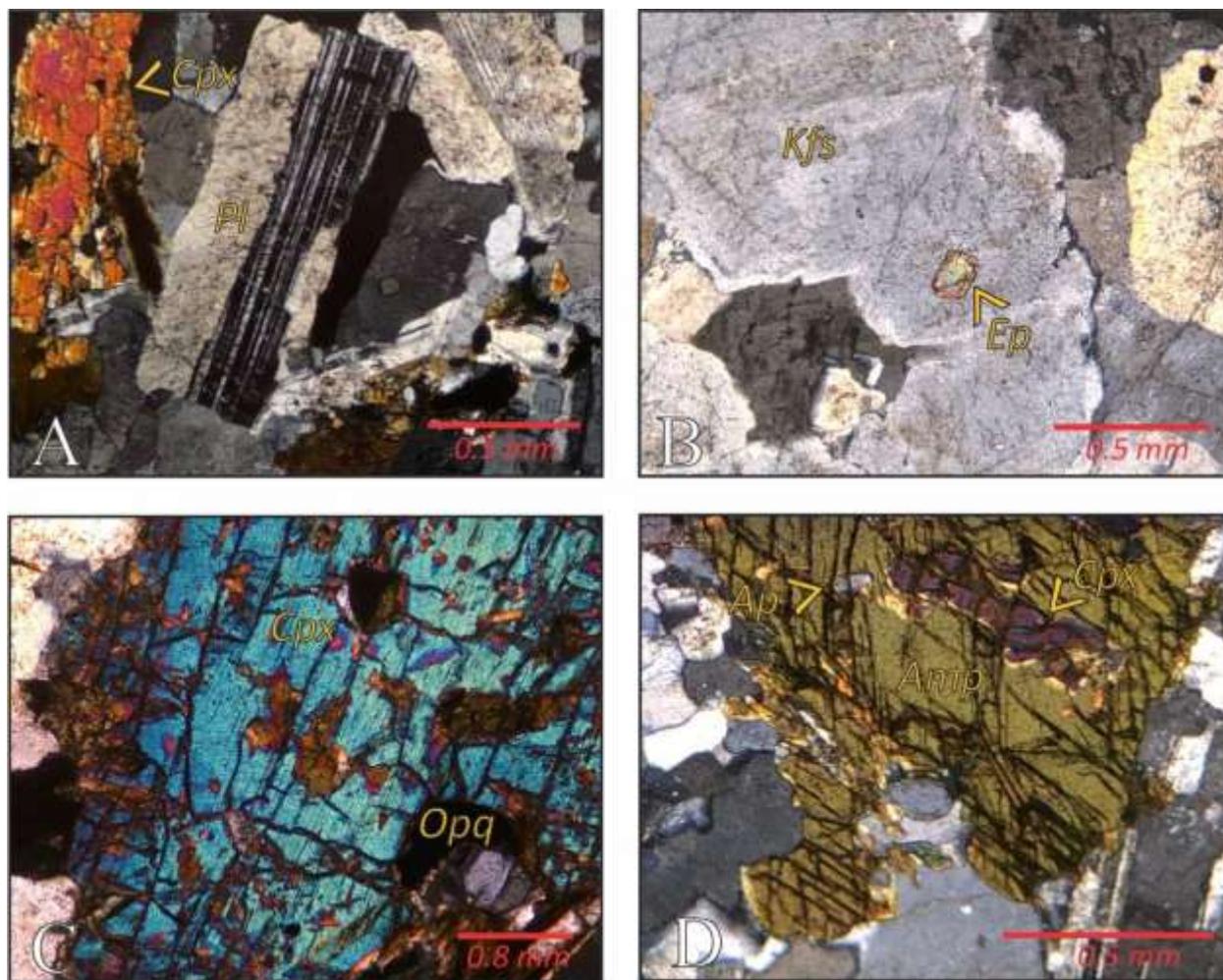


Figura 33. Imágenes de los diferentes minerales encontrados en la facies monzonita. **A)** Cristales de clinopiroxenos y plagioclasas, estos presentan maclas polisintéticas y simples. **B)** Feldespato potasico tipo ortosa con inclusión de epidota. **C)** Cristal de clinopiroxeno con alteración deutérica. **D)** Cristales de anfíbol con su doble exfoliación característica, acompañado de un clinopiroxeno y una inclusión de apatito.

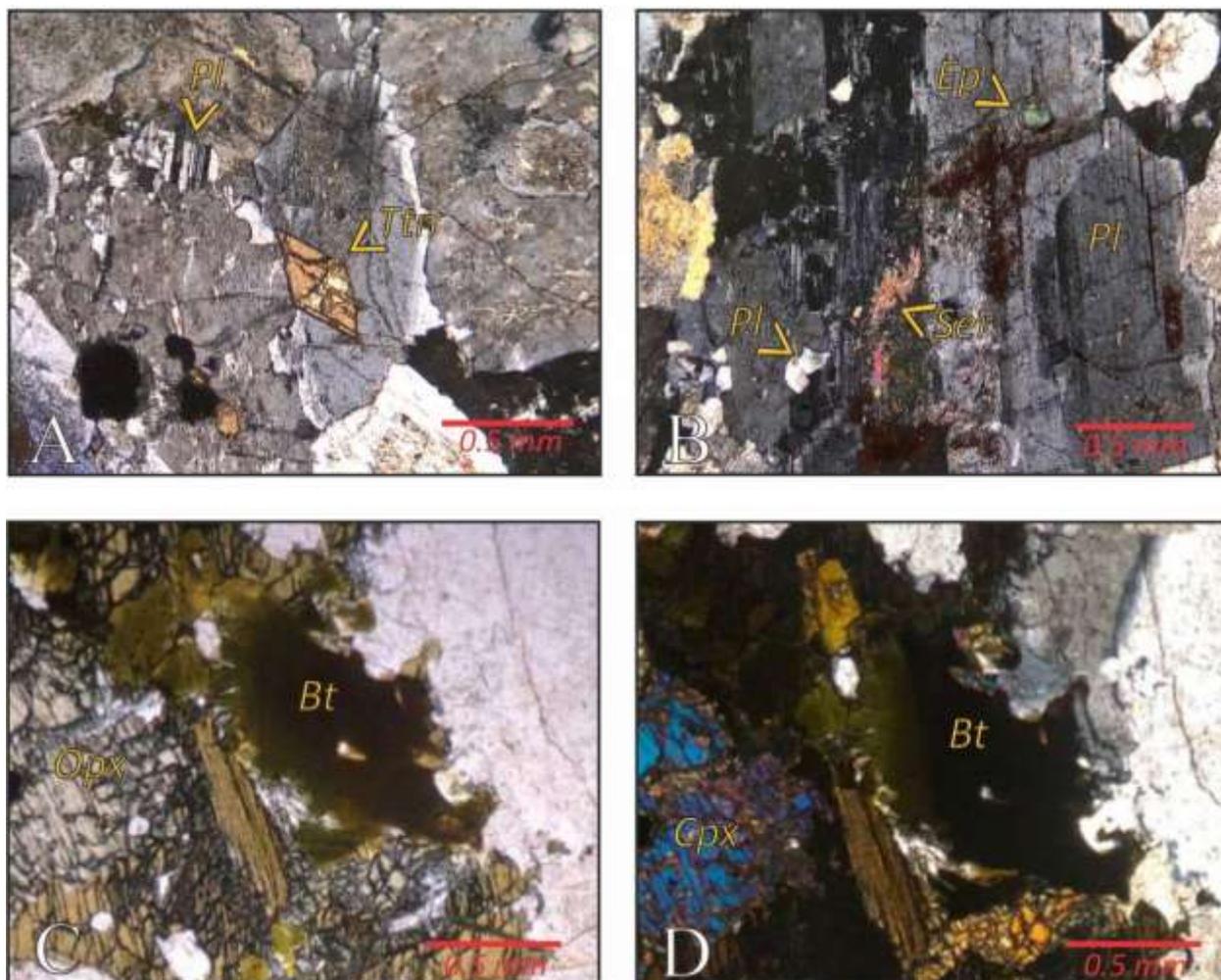


Figura 34. Imágenes de otros tipos de minerales en la facies monzonita. **A)** Desarrollo de cristales euhedrales de titanita, nótese la plagioclasa con su macla polisintética. **B)** Cristal de plagioclasa con desarrollo de alteración deutérica a sericita y saussurita, se observa una inclusión de epidota. **C y D)** Cristales de biotita y clinopiroxeno en nicoles paralelos (C) y nicoles cruzados (D), obsérvese como el color de la biotita opaca el color de interferencia.

8.3 Texturas en el Stock de Irra

Las texturas ígneas son la representación de los procesos que ocurren dentro de una cámara magmática, principalmente las condiciones de cristalización de un magma, es a partir de las texturas que se puede interpretar el origen e historia de la roca (Winter, 2001; Castro-Dorado, 2015).

Las texturas ígneas se pueden agrupar en dos categorías. Texturas primarias, son el resultado de la interacción cristales-fundido asociadas a las etapas de cristalización. Texturas secundarias, son el resultado de los procesos que le ocurren a la roca cuando se encuentra en estado sólido (Winter, 2001).

8.3.1 Texturas primarias

Estas texturas evidencian los procesos de origen de los cristales a partir de un fundido y se encuentran en estrecha relación con las condiciones de cristalización de un magma, los procesos a tener en cuenta son: nucleación, crecimiento de un cristal, relación de forma entre cristales y difusión desde la superficie de un cristal (Winter, 2001; Castro-Dorado, 2015).

La textura poiquilítica corresponde a un cristal hospedante denominado oikocristal que presenta inclusiones de otros cristales que pueden ser de la misma o diferente composición del cristal huésped, la orientación de los cadocristales (cristal huésped) puede ser aleatoria o siguiendo una dirección preferente, esto depende de la estructura cristalina del oikocristal (González, 2015). Los oikocristales se pueden formar en condiciones de enfriamiento lento con un incremento en la movilidad iónica, o a partir de procesos que implican baja velocidad de nucleación y alta velocidad de crecimiento, por lo general ocurren en las etapas tardías de cristalización, los cadocristales pueden haberse formado antes, a la vez, o después de los oikocristales (Castro-Dorado, 2015). Esta textura se presenta en las diferentes facies del cuerpo ígneo, definida generalmente por oikocristales de feldespatos tipo ortosa con cadocristales de plagioclasa, algunas de estas preservan muy bien las maclas polisintéticas (Figura 35 A, B). En las facies monzogabro es mucho más frecuente encontrar oikocristales de minerales máficos como biotita y anfíboles con presencia de cadocristales de plagioclasa. La textura subofítica es

una variante de la textura poiquilítica, en la que cristales de piroxenos engloban parcialmente cristales de plagioclasa

Las texturas cúmulo corresponden a la concentración de minerales; estas se pueden originar por la diferencia de densidad entre los cristales y el fundido, por flujo convectivo y enfriamiento que sufre una cámara magmática desde la parte más externa hacia el centro, pueden formarse cerca al techo o paredes de la misma (Castro-Dorado, 2015; Winter, 2001; González, 2015). Estas texturas se encuentran en ambas facies, generalmente definidas por cúmulos de biotita y de anfíboles desde anhedrales a subhedrales (Figura 35 C); las muestras que presentan este tipo de textura primaria, se encuentran hacia el borde del cuerpo ígneo, como es el caso para la muestra STI-006. En muestra de mano, los cúmulos de minerales que se llegan a formar dan un aspecto mesocrático a la roca, lo que permite inferir composiciones como monzogabro y gabro, sin embargo, al analizar bajo microscopio la composición cambia a monzonita, esto denota el tamaño que llegan a tener los cúmulos y el gran porcentaje en el que se encuentran en la roca.

8.3.2 Texturas secundarias

Son aquellas texturas que se presentan cuando la roca se encuentra en estado sólido, las texturas evidencian procesos de recristalización, re-equilibrio químico y textural debido a que hay la suficiente energía almacenada en el cuerpo para que ocurran estos procesos (Winter, 2001).

Las texturas de exsolución son el resultado de la separación de agregados ricos en Na y ricos en K, es un proceso que se desarrolla en estado sólido e implica el movimiento de iones y su reorganización en la red cristalina, el resultado de estos procesos son las pertitas o mesopertitas dependiendo de la proporción de lamelas con respecto al mineral huésped. La textura pertítica se encuentran tanto en las facies monzonita como en los monzogabros, sin embargo por la presencia de cristales grandes de feldespato tipo ortosa en la facies monzonita es mucho más frecuente encontrarlas en esta. La forma de las lamelas se presenta en parches y cordones (Figura 35 B).

Otro de los procesos secundarios que se presentan en las rocas en estado sólido son los reemplazamientos y reacciones secundarias, debido a la extensión considerable de los cuerpos ígneos estos mantienen el calor y su enfriamiento es lento, las reacciones involucran minerales a temperaturas moderadas en ambientes donde hay introducción de H₂O de un ambiente externo o liberación de H₂O desde el fundido residual, los procesos que implican hidratación son denominados alteraciones deutéricas (Winter, 2001).

Las alteraciones deutéricas que se encuentran en las diferentes facies del cuerpo ígneo son:

Uralitización, corresponde a la alteración que sufren los minerales de piroxeno y hornblenda (Figura 35 E, F) debido a la adición de H₂O en el sistema, el reemplazamiento se presenta a manera de parches, anillos o de forma completa.

Biotitización, proceso bajo el cual los piroxenos u hornblendas son reemplazadas por biotitas en ambientes de hidratación.

Seritización, los minerales félsicos son hidratados y producen su alteración en micas de sericita (Figura 35 D), las plagioclasas también pueden presentar esta alteración, sin embargo requieren iones de K⁺ para alterarse, estos iones pueden ser liberados por procesos de cloritización de una biotita cercana, es por esto que la sericita es un proceso mucho más abundante en minerales félsicos.

Saussuritización, ocurre cuando por adición de agua, los cristales de plagioclasa son alterados, cambiando su componente de anortita a epidota, volviendo la plagioclasa residual un poco más albítica.

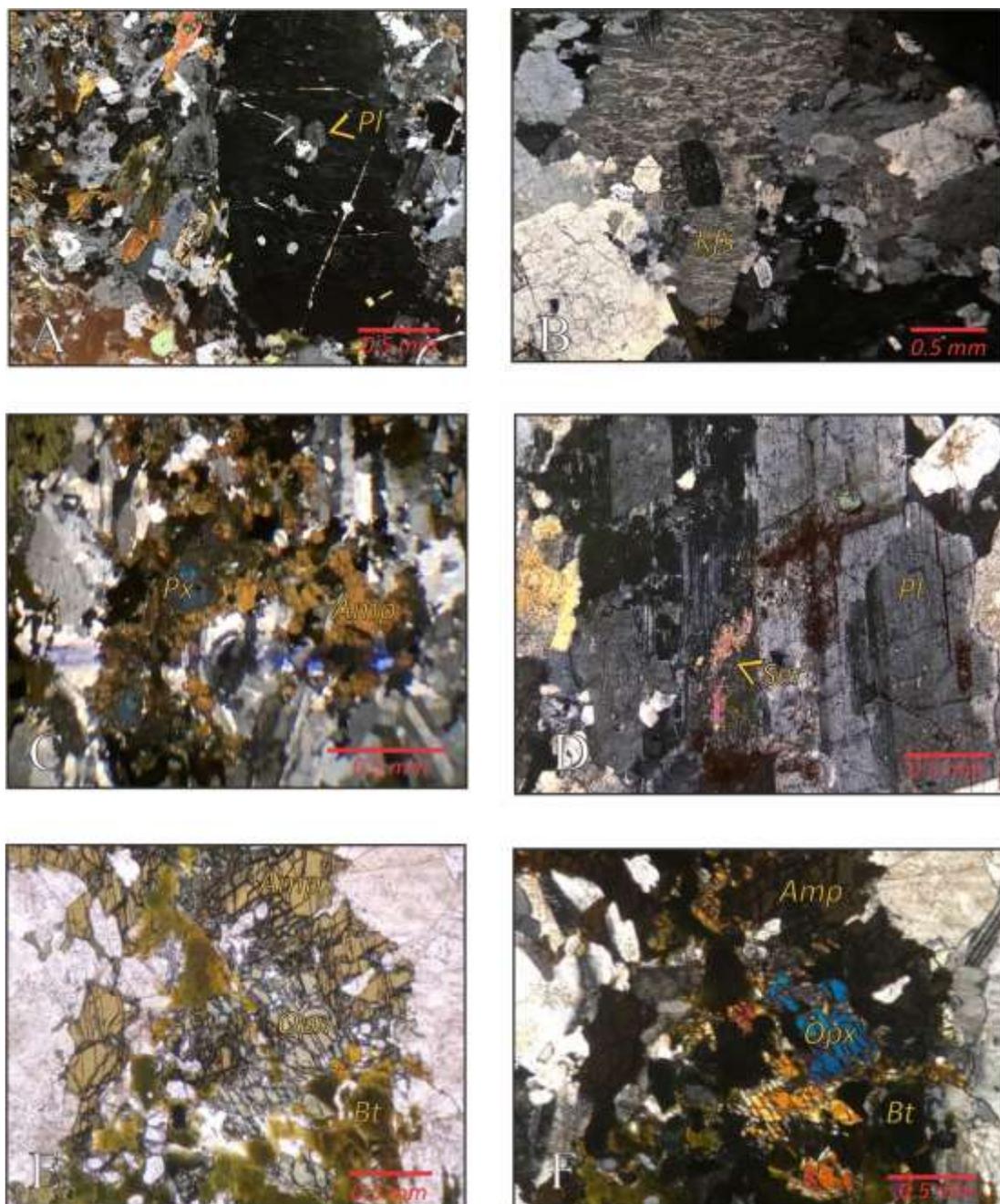


Figura 35. Texturas primarias y secundarias encontradas en el cuerpo ígneo. **A)** Textura poikilitica, obsérvese el oikocristal de feldespato con cadocristales de plagioclasa. **B)** Pertitas con lamelas paralelas a subparalelas. **C)** Desarrollo de cúmulos de anfíboles y piroxenos. **D)** Textura deutérica, sericita y saussurita en cristal de plagioclasa. **E)** Procesos de uralitización, sección en nícoles paralelos. **F)** Misma imagen en nícoles cruzados.

9. Estructuras magmáticas

Como se mencionó anteriormente, el cuerpo ígneo presenta diferentes estructuras magmáticas a lo largo de su extensión, generalmente asociadas a los bordes del cuerpo. La principal corresponde a la foliación magmática, con evidencias tanto en campo como en secciones delgadas, la cual se encuentra definida por la orientación preferencial de minerales como el feldespato tipo ortosa, plagioclasa y piroxenos (Figura 36). El flujo magmático se puede evidenciar en los bordes del cuerpo ígneo y se puede constatar en las secciones delgadas STI-004 y STI-006 (Figura 37). También, en el trabajo de campo, se encontraron abundantes enclaves microgranulares que están alargados en el mismo sentido de la foliación magmática.



Figura 36. Foliación magmática definida por cristales de feldespatos, piroxenos y anfíboles en la facies monzonita (la flecha muestra el sentido de la foliación). Afloramiento sobre el río Opiramá, aproximadamente a 250 metros de la desembocadura de la quebrada Concharí sobre este río.

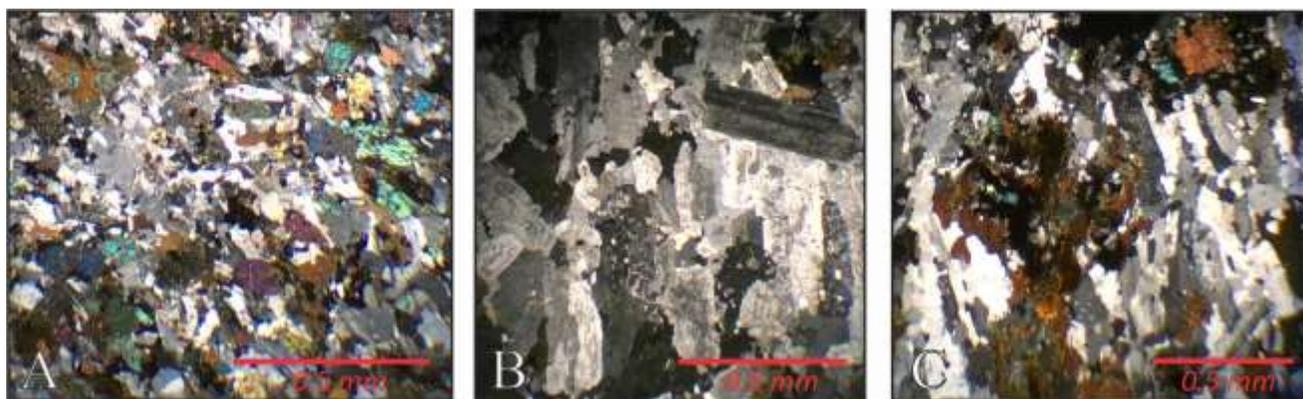


Figura 37. Foliación magmática en las distintas facies del cuerpo ígneo. **A)** Orientación definida por minerales de plagioclasa, feldespato potásico y piroxenos en la muestra STI 003. **B)** Orientación definida por cristales de feldespatos en la muestra STI 004. **C)** Orientación definida por cristales de feldespatos en la muestra STI 006.

Otra de las estructuras encontradas en el cuerpo ígneo corresponde a capas que se forman por la acumulación de minerales máficos como biotita, anfíboles y piroxenos, a esta estructura se le denomina *schlieren* (Figura 38), la cual se encontró de manera más frecuente en la facies monzonita, en afloramientos de las quebradas Aguas Claras y Llanadas, y en el río Opiramá, todos al occidente del río Cauca y cercanos a contactos con otras unidades.



Figura 38. Estructuras tipo *schlieren* encontradas en un rodado sobre la quebrada Aguas Claras. Nótese la formación de minerales máficos en capas, estructura desarrollada en la facies monzonita.

Es común encontrar la formación de megacrystalos en el cuerpo ígneo, estos presentan formas euhedrales a subhedrales (Figura 39), conservando muy bien la macla simple que se puede observar a simple vista, los cristales pueden alcanzar tamaños de hasta 6 cm de largo como en el caso del afloramiento encontrado sobre el río Opiramá, y de menor tamaño los encontrados en la quebrada Aguas Claras que alcanzan longitudes entre 1 cm y 2 cm. Los cristales se encuentran orientados en una dirección preferencial, la cual es posible asociar con foliación magmática y otros se presentan formando agregados cristalinos conservando las características de un origen ígneo. Los sectores donde se han encontrado este tipo de estructuras magmáticas corresponden a los bordes del cuerpo ígneo, y para el caso de los encontrados en el río Opiramá, se encuentran acompañados de otras estructuras como lo es la *schlieren*. Los megacrystalos se encuentran desarrollados en una masa holocristalina, fanerítica, dominada por cristales máficos de anfíboles y piroxenos para el caso del afloramiento del río Opiramá, sin embargo, en otros sitios del mismo cuerpo se han encontrado asociados con las facies monzonita, como es el caso de la quebrada Aguas Claras y Llanadas.

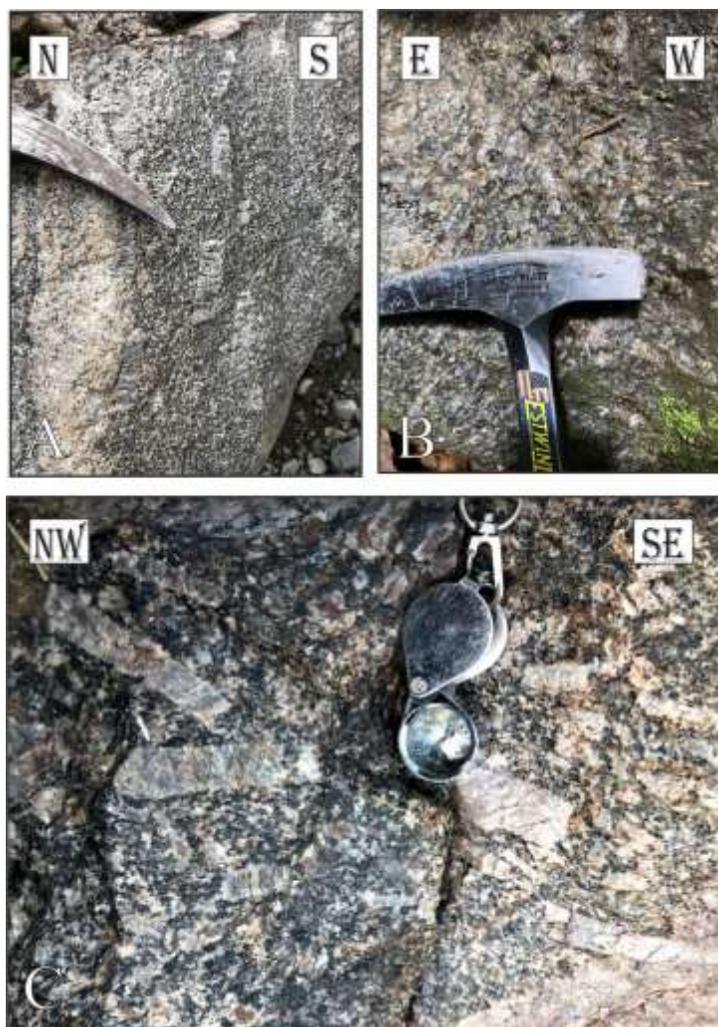


Figura 39. Presencia de megacristemas en diferentes sectores del cuerpo ígneo. **A)** Megacristemas orientados paralelos a diques félsicos, nótese la longitud de los cristales, afloramiento ubicado sobre el río Opiramá. **B)** Acumulacion de feldspatos potasicos, con tamaños entre 1cm y 2 cm, presentan una leve orientación, afloramiento ubicado en la quebrada Aguas Claras. **C)** Cristales de hasta 6 cm de longitud con una orientación preferente, aflorando en el río Opiramá.

En el río Opiramá se aprecian diversas estructuras magmáticas, entre estas se encuentran diques tardíos de composición félsica, algunos otros de composición más máfica representada por la presencia de minerales como anfíboles y piroxenos, estos diques a su vez presentan desplazamientos asociados a fallas, con movimientos predominantemente de buzamiento que corresponden a fallas normales. La facies félsica y máfica presentan contactos irregulares,

sinuosos y difusos, donde es muy notoria la diferencia composicional, estas evidencias permiten plantear la presencia de procesos de mezcla de magmas. Los diques tardíos félsicos se encuentran intruyendo una roca de composición máfica, el contacto de algunos de estos diques son irregulares y sinuosos, asociado con la viscosidad del magma al momento de la intrusión, por otra parte, también hay presencia de diques intruyendo de forma recta lo cual estaría asociado a velocidades altas de fracturamiento seguido por las intrusiones, es decir, viscosidades del magma completamente diferentes al momento de la intrusión.

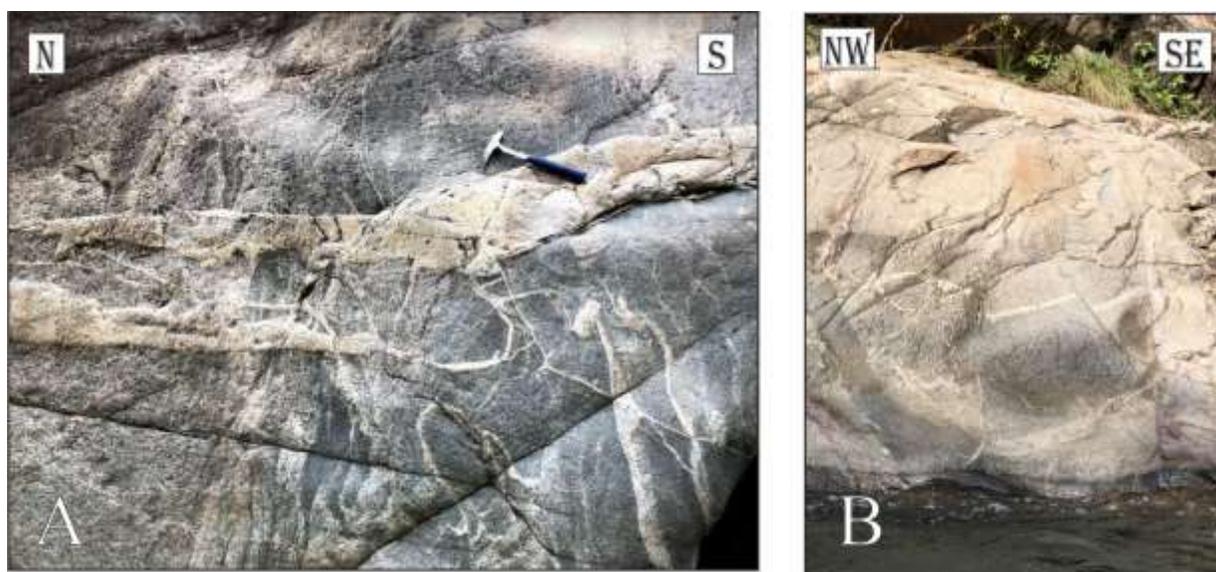


Figura 40. *Estructuras magmáticas.* **A)** Mezcla de magmas y diques tardíos. **B)** Desplazamiento de los diques, nótese el componente normal de las fallas. Afloramientos ubicados sobre el río Opiramá, cerca al contacto con la Formación Barroso.

10. Alteraciones hidrotermales

Las rocas del Stock de Irra, en muchos de los sectores visitados, presentan evidencias de alteraciones hidrotermales. Esto se puede comprobar tanto en el trabajo de campo como en los estudios petrográficos realizados, por las asociaciones mineralógicas posteriores como producto de alteración y el enriquecimiento de ciertos minerales en algunos sectores del plutón.

El cuerpo ígneo se caracteriza por presentar enriquecimiento de minerales de alteración potásica, las cuales se encuentran limitado a las facies monzonita y monzogabro, debido a su contenido de minerales máficos. Los minerales ferromagnéticos corresponden a los minerales de alteración con mayor abundancia en la roca, estos son de fácil reconocimiento tanto por el carácter magnético ante un imán, como por su densidad, ya que en los procesos de batea son los últimos en extraer. Minerales como malaquita, pirita, calcopirita y algunos carbonatos se pueden encontrar en conjunto, asociados a los diques de feldespato potásico (Figura 41 A). Estas mineralizaciones son de mayor frecuencia hacia los bordes del plutón y en zonas donde se presenta alto diaclasamiento.

Las vetillas corresponden a otra de las características que presenta el cuerpo ígneo asociado a procesos de alteración hidrotermal, estas se cortan entre sí formando una estructura stockworks, presentan un ancho entre 1 y 2 cm, con una frecuencia de cinco vetillas por cada 60 cm. Están compuestas principalmente por feldespato potásico de tamaño de grano grueso (Figura 41 B).

Las alteraciones hidrotermales no solo se presentan en el Stock de Irra, es posible encontrar sulfuros diseminados tanto en los Pórfidos andesíticos de Irra como en la Formación Barroso. Esta última además, presenta vetillas de cuarzo, epidotización y zeolitas que se

encuentran relleno de vesículas (Figura 8) . En el sector de Aguas Claras, sur de Irra, se encuentran rodados de brechas hidrotermales con clastos de basaltos angulares con un tamaño entre 3 y 10 cm, embebidos en una matriz de color blanca. Posiblemente, en este sector hay presencia de mineralizaciones.



Figura 41. Evidencias de procesos de alteración hidrotermal. **A)** Mineralización asociada a un dique feldespático que intruye a la facies monzogabro. El monzogabro de la imagen contiene bastante magnetita. **B)** Vetillas de feldespato potásico en la monzonita.

11. Geocronología

El cuerpo ígneo ha presentado diferentes dataciones en sus últimos años (Figura 42), los primeros en realizarlo fueron González & Londoño (1998), por el método de K-Ar en biotita con una edad de 97 ± 10 Ma, edad asociada con un evento intrusivo en el Cretácico que en principio permitió plantear un cinturón magmático al correlacionarse con otros cuerpos intrusivos de edades similares. González (2010) realiza la datación de una muestra por el método Ar-Ar tanto en biotita como en hornblenda, presentando edades de $68,33 \pm 0,39$ Ma y $68,57 \pm 0,83$ Ma, respectivamente, los valores son de buena confiabilidad ya que las edades isócronas como integrada son concordantes y son asociadas con el proceso de cristalización del cuerpo ígneo. Posteriormente, Leal-Mejía (2011) realizó la datación de dos muestras por el método LA-MC-ICP-MS U-Pb en zircón, estos arrojaron edades de $69,6 \pm 1.1$ Ma y $69,8 \pm 1.5$ Ma, de igual manera las edades corresponden a procesos de cristalización del cuerpo ígneo. Estos datos permiten asignarle al cuerpo una edad Cretácica Superior, en el Maastrichtiano.

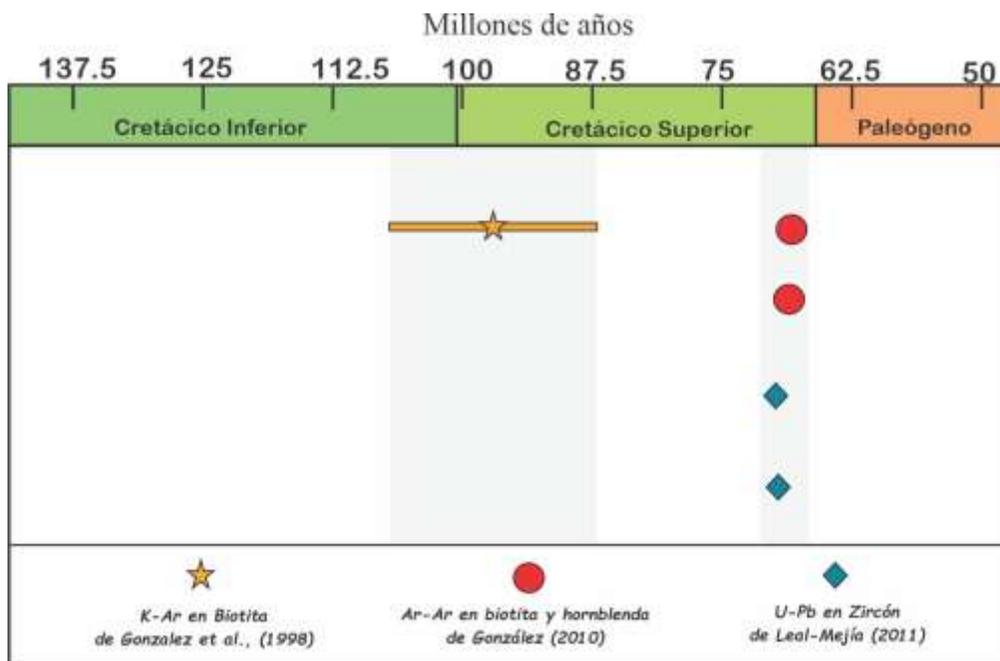


Figura 42. Cuadro geocronológico. Edades obtenidas por diversos métodos de datación radiométrica.

12. Geoquímica

Muy pocos estudios geoquímicos han sido realizados en el Stock de Irra, sin embargo, Leal-Mejía (2011) realizó análisis geoquímicos en las monzonitas de este plutón. Entre los datos que obtuvo al realizar geoquímica de roca total, cabe resaltar que la monzonita arrojó un porcentaje de SiO_2 cercano al 60%, lo cual permite inferir un magma de composición intermedia. También es notorio para este cuerpo altos contenidos de K_2O , Al_2O_3 y Na_2O , lo cual para este autor hace referencia al carácter alcalino y la alteración potásica sobreimpuesta (Figura 43). Al plotear estos datos en el diagrama AFM, la monzonita cae sobre la serie calcoalcalina, mientras que en el diagrama TAS, esta muestra cae en el campo alcalino y dentro de las sienitas. En el diagrama K_2O vs SiO_2 esta roca, por su alto contenido de K_2O cae en la serie shoshonita. Este plutón es un granito tipo I, con una tendencia peralcalina pero aún dentro del campo metaluminoso ($A/\text{CNK} < 1.1$). En el triángulo de feldespatos de O'Connor (1965), la roca está clasificada entre cuarzomonzonita y granito. Además, en el diagrama de discriminación geotectónica de Batchelor & Bowden (1985), la muestra de monzonita queda en el campo orogénico tardío (Figura 44).

Leal-Mejía (2011), realizó también geoquímica de elementos traza y tierras raras en el Stock de Irra. La monzonita presenta una disminución moderada de las pendientes en el diagrama normalizado a manto con anomalías positivas de Ba y Sr, y anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti. Además, en cuanto a las tierras raras, presenta un contenido relativamente alto ($\text{REE} = 216.5 \text{ ppm}$), con patrones normalizados a condrito fraccionados similares y moderados, y sin la presencia de una anomalía de Eu (Figura 45).

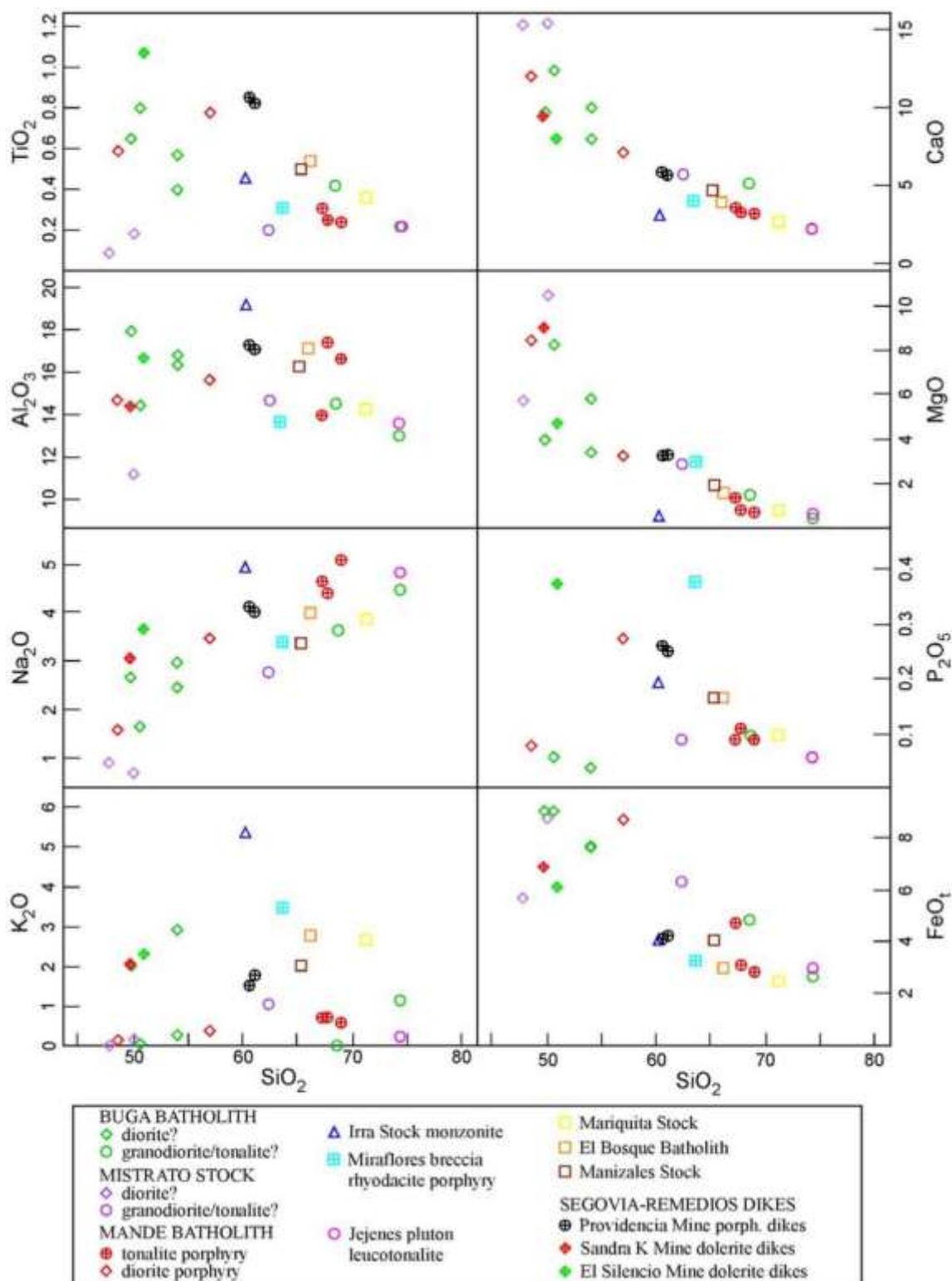


Figura 43. Diagramas Harker de elementos mayores. Diferentes cuerpos plutónicos del Cretácico Tardío y Paleógeno, incluido el Stock de Irra. Tomado de Leal-Mejía (2011).

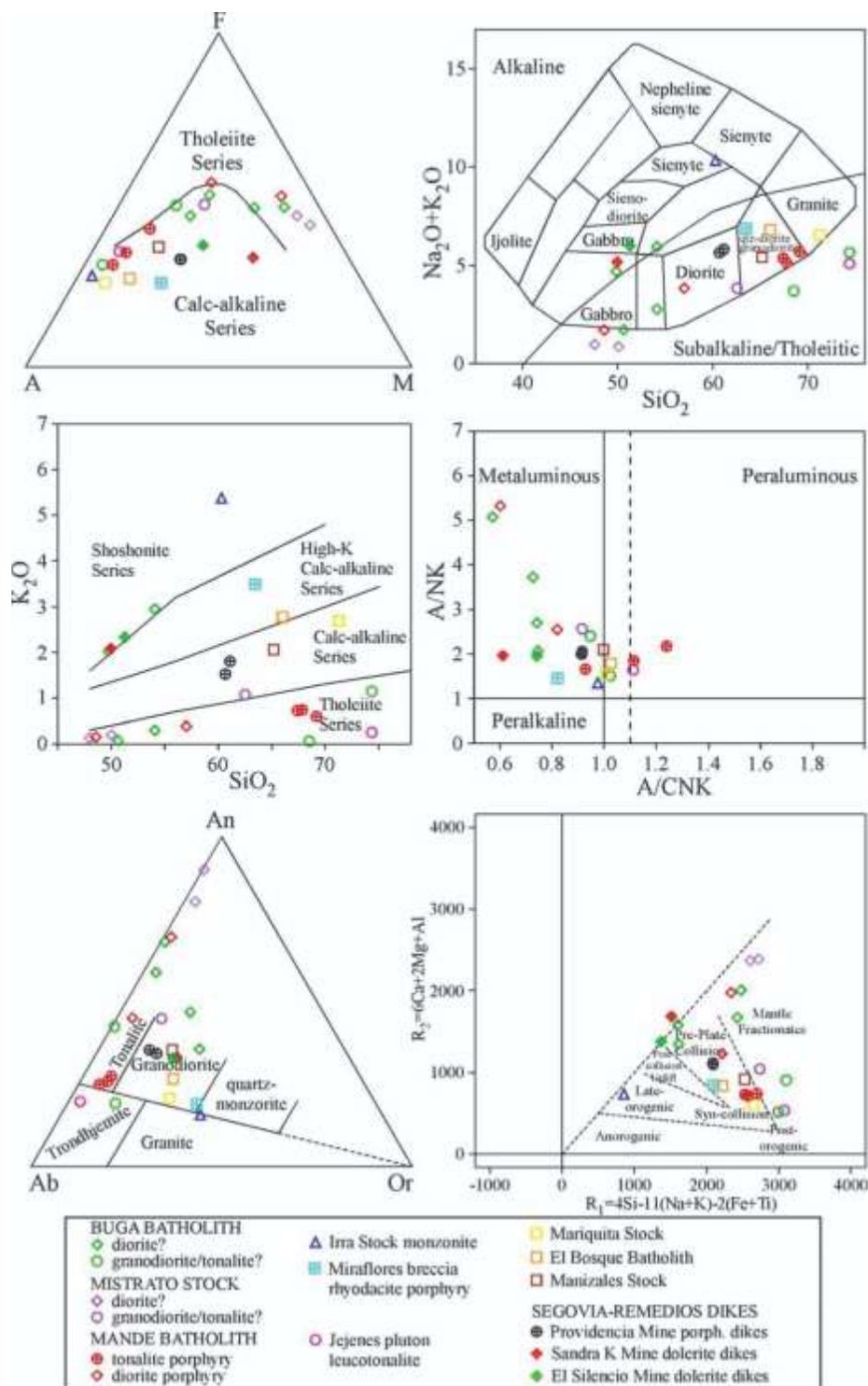


Figura 44. Ploteo de elementos mayores en diferentes diagramas. Diferentes cuerpos plutónicos del Cretácico Tardío y Paleógeno, incluido el Stock de Irra. Tomado de Leal-Mejía (2011).

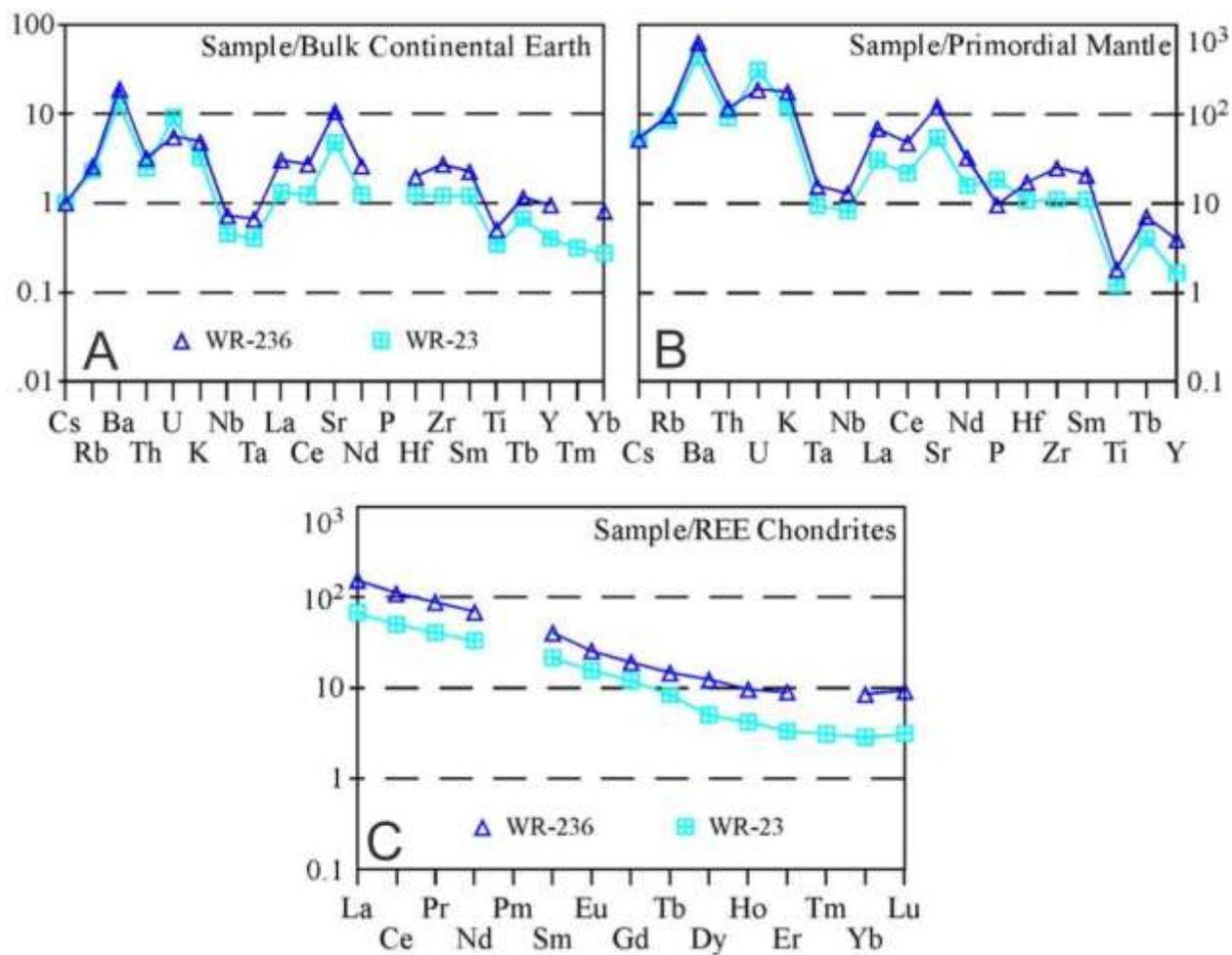


Figura 45. Diagramas tipo spider. **A y B)** Elementos traza normalizados a corteza terrestre indiferenciada y manto primitivo. **C)** Tierras raras normalizadas a condrito. La muestra WR-236 corresponde a una monzonita del Stock de Irra. Tomado de Leal-Mejía (2011).

13. Discusión

13.1 Facies y procesos en la cámara magmática

A partir de los datos de geoquímica, el Stock de Irra presenta anomalías negativas de Ta, Nb típicos de subducción (Aranda et al., 2020), con anomalías positivas de Ba y Sr asociados a contaminación (Aranda et al., 2020), esto se puede constatar con los enriquecimientos de Sr, Ba, Rb y K los cuales no son comunes en magmas juveniles (Sparks, 1986), los valores positivos de Ba indican una fuente del manto enriquecido con fluidos derivados del *slab* (Blanco-Quintero, 2011). Las anomalías negativas de Nb, Pb y Ti sugieren subducción o partición del manto sublitosférico, típico de series shoshonitas post-colisión (Gill, 2010).

Con la anterior información, se plantea que durante el proceso de subducción se presentan procesos de contaminación y metasomatismo (Aranda et al., 2020). La delaminación del manto litosférico, es un proceso mediante el cual una litósfera fría es reemplazada por la astenósfera más caliente, lo que provoca procesos extensivos dando paso a un flujo térmico necesario para la fusión del manto litosférico (Karsli et al., 2012; Ghanem & Jarrar, 2013). La litósfera al estar previamente enriquecida por procesos de contaminación y metasomatismo, generan magmatismo con alto contenido de K_2O (Platt & England, 1994).

El Stock de Irra presenta una composición “félsica” representada por las facies monzonita, las cuales pasan a facies sienita mediante un contacto transicional. Las facies “máficas” identificadas en este trabajo por su color mesocrático, se localizan hacia los bordes y límites con las otras unidades, estas facies son representadas por gabros que gradan a monzogabros mediante un contacto transicional. A partir del modelo planteado, las rocas gabroicas estarían asociadas a la fusión del manto litosférico, estas rocas presentan procesos de cristalización fraccionada evidenciados en la alteración de los piroxenos a minerales del grupo de

los anfíboles, en este caso hornblendas, las cuales toman el hábito de los piroxenos y solo se diferencian por la exfoliación y el color de interferencia. El magma parental sería gabróico y a partir de este, se formaría la facies monzogabro. Continuando el orden de ideas, el magma “félsico” sería el resultado de la fusión de la corteza, este magma presentaría procesos de cristalización fraccionada del cual se originan las facies monzonita y sienita. Un último pulso mucho más evolucionado es representado por diques pegmatíticos y aplíticos que intruyen las facies monzogabro, monzonita y sienita.

Los magmas félsico y máfico presentan procesos de mezcla de magmas y asimilación, evidenciado por los contactos intrusivos de las facies monzonita en las facies monzogabro, enclaves microgranulares y autolitos de monzogabro en las facies monzonita. Las relaciones de campo y la aproximación de ubicación de las distintas facies del cuerpo ígneo no habían sido mencionadas en trabajos anteriores.

Las facies monzogabro presentan un tamaño de grano menor que los cristales que componen las facies monzonita como evidencian los análisis de petrografía, esto se relaciona con la velocidad de enfriamiento, la cual es mucho más rápida en los monzogabros. Los contactos intrusivos netos de la monzonita en el monzogabro corroboran con los distintos grados de cristalización y por ende, de enfriamiento.

Las formas de los cristales se han planteado como un criterio en el orden de cristalización de los minerales, sin embargo, esta se encuentra relacionada con la energía superficial, donde los cristales con menor energía presentan mayor desarrollo en sus caras (Winter, 2001; Best, 2003). Las facies monzonita y monzogabro presentan formas de cristales hipidiomórficas, esto podría reflejar la cristalización simultánea de sus fases mineralógicas.

La textura pertítica presente en las facies monzonita y monzogabro, corresponden a procesos de exsolución y enfriamiento lento. La textura poiquilítica y las inclusiones son el

reflejo de diferentes procesos que ocurren en la cámara magmática, en el Stock de Irra se presentan cadocristales que pueden reflejar una tasa de nucleación y velocidad diferente al oikocristal, o pueden reflejar el orden de cristalización de las diferentes fases (López & Bellos, 2006; Castro-Dorado, 2015). La presencia de inclusiones de plagioclasa en piroxeno, se asocian a diferentes tasas de nucleación y crecimiento, favoreciendo el mayor tamaño al piroxeno, por otro lado, cuando las plagioclasas se presentan como inclusiones en cristales de feldespato potásico, se relacionan con un orden de cristalización, donde los cristales de feldespato potásico aprovechan la estructura cristalina de la plagioclasas para su crecimiento.

Las texturas cúmulo que se desarrollan en las distintas facies, se encuentran restringidas a minerales máficos, estos se agrupan debido a la diferencia de densidad con el fundido, además de otros procesos como la acción de la gravedad y las corrientes convectivas dentro del magma.

El equilibrio que existe entre minerales de piroxeno y feldespato potásico no es común en una secuencia de cristalización normal, esta relación por lo general se encuentra limitada a cierto tipo de rocas ígneas. Rocas intermedias y con alto contenido de K_2O en la masa fundida, permiten que pueda coexistir en equilibrio minerales como clinopiroxeno, feldespato potásico y titanita (Safonov & Aranovich, 2014). Los piroxenos presentan inclusiones de cristales subhedrales de plagioclasas de composición intermedia, por lo general, estas plagioclasas se encuentran asociadas a temperaturas aproximadas a los 800°C (Griem, 2016), estas temperaturas permiten la cristalización de minerales de feldespato potásico, piroxenos, plagioclasas, hornblendas y biotita, la relación de estas fases mineralógicas podrían indicar una diferenciación moderada (Gros et al., 2020). Los procesos de mezcla de magmas permiten el intercambio de sus constituyentes, esta puede ser otra causa de la coexistencia entre las distintas fases mineralógicas.

Se distinguen dos generaciones de anfíboles, la primera, asociada a bordes de reacción en los piroxenos por el desequilibrio en la cámara magmática debido a procesos de cristalización

fraccionada y la segunda generación, corresponde a la alteración a partir de minerales máficos por procesos de uralitización.

Los minerales de biotita, presentan dos generaciones, la primera asociada a un origen ígneo, donde se distinguen los hábitos micáceos y formas euhedrales. La segunda generación se asociada a procesos térmicos y de alteración potásica, estos cristales se identifican por presentar formas anhedrales y estar ocupando los espacios entre los demás minerales. En las facies monzonita, la biotita se encuentra restringida a un origen secundario por procesos de biotitización y alteración potásica asociado a fluidos hidrotermales.

En las muestras STI-003 y STI-005 se presentan intrusiones de diques de feldespato potásico y carbonatos respectivamente, estos generan texturas granoblásticas de cuarzo asociados a procesos de recristalización. En las facies monzonita, el contenido de cuarzo es poco y este se presenta a manera de inclusiones en las plagioclasas, esto podría estar asociado con la formación más temprana de un cristal o las diferentes tasas de nucleación y crecimiento cristalino.

13.2 Estructuras internas y procesos relacionados

Los cuerpos ígneos a lo largo de su extensión presentan una variedad de estructuras internas que se encuentran relacionadas con procesos específicos en la evolución de una cámara magmática; en el Stock de Irra se han identificado inclusiones, evidencias de múltiples fases de inyección (Gill, 2010), foliación magmática y megacristales de feldespato potásico.

Los enclaves microgranulares (EM) presentan formas ovaladas alargadas en sentido de la dirección del flujo magmático, esta relación entre las facies monzonita y el enclave, demuestran que ambos se encontraban parcialmente fundidos, siendo afectadas por el flujo magmático. El tamaño de grano fino de los EM evidencia el contraste térmico con el magma un poco más frío de

la monzonita, que le causó un enfriamiento súbito y una cristalización rápida. Teniendo en cuenta la relación espacial y temporal de estos con las facies, posiblemente el origen de los enclaves microgranulares se encuentre asociado con un proceso de mezcla de magmas, donde el magma inyectado quedó a manera de lóbulos aislados.

En la quebrada Concharí, la facies Monzonita del Stock de Irra se encuentran intruyendo de forma neta la Formación Barroso, este tipo de intrusión genera en la Formación Barroso una serie de fragmentos angulares que se encuentran asociados con la deformación frágil al momento de la intrusión, la forma de los fragmentos y el tipo de intrusión, se encuentra asociada con una etapa incipiente de *stoping* magmático (Gill, 2010), el cual puede reflejar el nivel de emplazamiento del Stock de Irra.

La orientación de cristales en las rocas del Stock de Irra es algo muy común, en mayor medida hacia los bordes. Se encuentran evidencias tanto de foliaciones de origen magmático como tectónico. Al interior del plutón se observa de forma clara la foliación magmática, dada por la orientación de los cristales de origen ígneo y por la elongación de los enclaves microgranulares en la misma dirección. Hacia el borde oeste, cerca al contacto con la Formación Barroso y el Gabro de Anserma, se encontraron efectos tectónicos dados por deformación plástica de cristales, esto asociado a los efectos posteriores de la falla de Sevilla en este sector. Al norte, en el contacto intrusivo con la anfibolita, se observa que la foliación metamórfica de estas rocas y la foliación de la monzonita, se encuentran subparalelas, lo cual evidencia un control estructural en el emplazamiento del Stock de Irra.

La foliación magmática que presenta el Stock de Irra, se encuentra relacionada con el tipo de emplazamiento y con los procesos de evolución de la cámara magmática, asociándose con

cuerpos ígneos emplazados por flujo magmático y por procesos de aumento en el volumen de los plutones (González, 1999) donde los flujos convectivos del magma generan la orientación de los cristales. La dirección no preferencial de la foliación magmática, está relacionada con las corrientes convectivas, la cual en los bordes se acomoda a las paredes de la roca caja, siendo paralela a estos planos.

En las texturas *schlieren* que presenta la facies monzonítica del Stock de Irra, se encuentran contactos difusos y orientados, evidencia de que estas rocas se encontraban parcialmente fundidas y el flujo magmático le otorgó la orientación. Con respecto al origen, esta textura puede ser el resultado de la segregación de enclaves microgranulares y máficos, sin embargo, se pueden encontrar asociados con otro tipo de estructuras.

Los megacristales de feldespatos potásicos presentes en el Stock de Irra son de origen magmático, determinado por las formas euhedrales, presencia de macla simple e inclusiones. El origen de estos cristales es discutido, y no se presentan los suficientes análisis para establecer una teoría en el presente trabajo, sin embargo, la teoría más aceptada es el engrosamiento textural en el cual se presenta un estanque térmico y un calentamiento continuo (Higgins, 2010; Castro-Dorado, 2015), las evidencias de campo, sugieren que el calentamiento otorgado por la presencia de diques como se observa en el afloramiento del río Opiramá proporcionó los medios para el re-crecimiento de los cristales.

13.3 Modelo de evolución geológica

En el occidente colombiano se presentan diferentes hipótesis de la evolución tectónica, entre estos se encuentran: 1) la colisión de un arco oceánico y un arco continental (Jaramillo et al., 2017); 2) un arco continental que incluye remanentes de la meseta oceánica y se acreciona al

margen del continente (Cetina et al., 2019); 3) colisión de un arco oceánico con un margen pasivo (Cetina et al., 2019).

La placa alóctona del Caribe presenta intrusiones de cuerpos plutónicos con edades entre 92 Ma y 77 Ma (e.g. Gabro de Altamira y el Plutón de Santafé) (Weber et al., 2015; Zapata-Villada et al., 2017), por otra parte, en el margen continental se presenta un arco entre 98 Ma y 80 Ma (e.g. Batolito Antioqueño) (Leal-Mejía et al., 2019), esto representa la presencia de dos arcos con subducción en diferentes sentidos.

A medida que el arco continental y oceánico se acercan de forma oblicua, la subducción tiende a bloquearse causando que el *slab* falle debido al cierre entre las dos zonas de subducción (Jaramillo et al., 2017; Zapata-Villada et al., 2021), dando paso a un ascenso del manto (*mantle upwelling*) (Jaramillo et al., 2017). La causante del magmatismo alto en K_2O es la contaminación previa del *slab*.

El Stock de Irra presenta contactos intrusivos y xenolitos de las rocas que conforman el Complejo Amaime (Formación Barroso y Gabro de Anserma) y el Complejo Arquía. Las edades de cristalización del Stock de Irra son cercanas a los 70 Ma (González, 2010; Leal-Mejía, 2011), con los datos de campo y geocronología, se evidencia que los dos complejos mencionados tuvieron su acreción antes de la intrusión del Stock de Irra, esta información concuerda con lo mencionado por Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (2002) quienes plantean que estos dos complejos terminaron su colisión al continente durante el Maastrichtiano. Diversos autores han separado los complejos Amaime y Arquía mediante la falla Cauca-Almaguer, la cual en inmediaciones de Irra, se encontraría cubierta por las secuencias sedimentarias de la Formación Irra-Tres Puertas (Estrada et al., 2001). La ubicación de un bloque de anfíbolitas en inmediaciones al corregimiento de Irra permiten plantear dos posibles hipótesis; la primera sería que la falla Cauca-Almaguer tendría su trazo un poco más al oeste de lo planteado en los trabajos

cartográficos, continuando su trazo cerca a la población de Irra; y la segunda posibilidad es que existan bloques del Complejo Arquía que se encuentran al oeste de la falla Cauca-Almaguer, no siendo esta estructura el límite oeste de este complejo en todos los sectores. Aunque en el trabajo de campo no se encontraron evidencias de la presencia de una falla regional que afecte de gran manera las rocas del Stock de Irra, este cuerpo ígneo presenta una forma alargada con tendencia NNE-SSW, la cual puede reflejar un dominio tectónico al momento de su emplazamiento, además, en los límites con el Gabro de Anserma y la anfibolita del Complejo Arquía se observa una foliación magmática concordante con la foliación de las rocas adyacentes, lo cual podría evidenciar un emplazamiento en zonas de debilidad regional (Aranda et al., 2020).

El Stock de Irra marcaría la etapa post-colisión de los dos arcos. Entre 69 Ma y 62 Ma ocurre un hiato en el magmatismo (Leal-Mejía et al., 2019; Zapata-Villada et al., 2021), durante este periodo se formaría la nueva subducción que daría paso al arco continental de plutones como los stocks de Manizales y del Hatillo (Leal-Mejía et al., 2019).

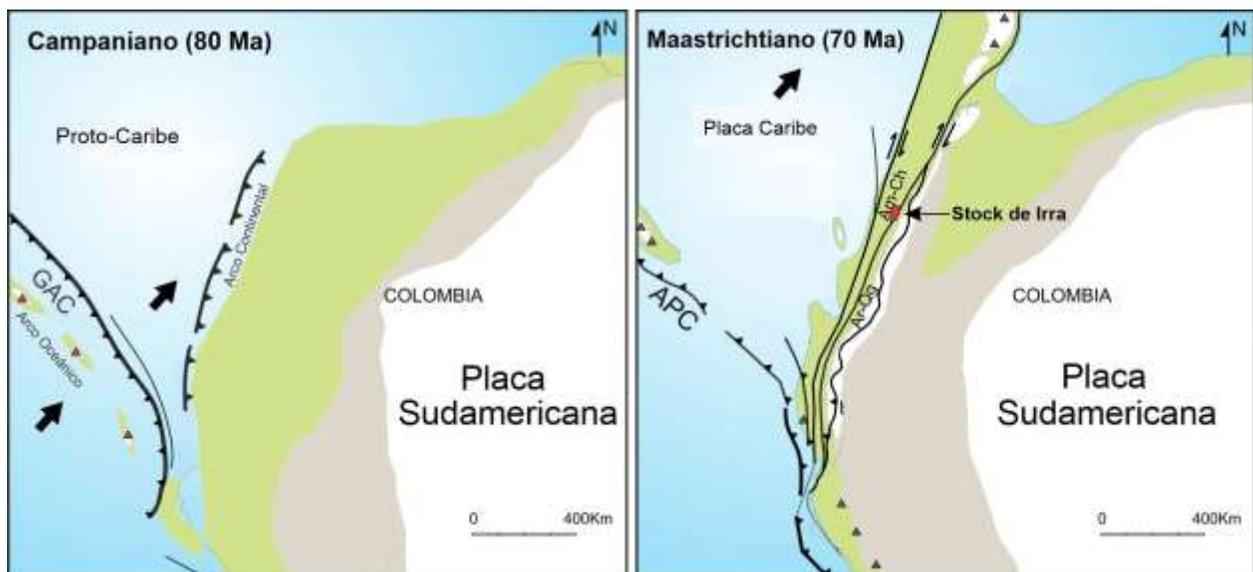


Figura 46. Modelo evolutivo para la esquina noroeste de Suramérica durante el Cretácico Tardío. Colisión del arco oceánico (LKVa) al noroeste del continente, cerrando la cuenca formada entre la doble subducción y acrecionando las rocas de los Complejos Amaime (Am-Ch), Arquía y Quebradagrande (Ar-Qg). El recuadro rojo marca la ubicación de las rocas que fueron acrecionadas en Colombia. Modificado de Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (2003).

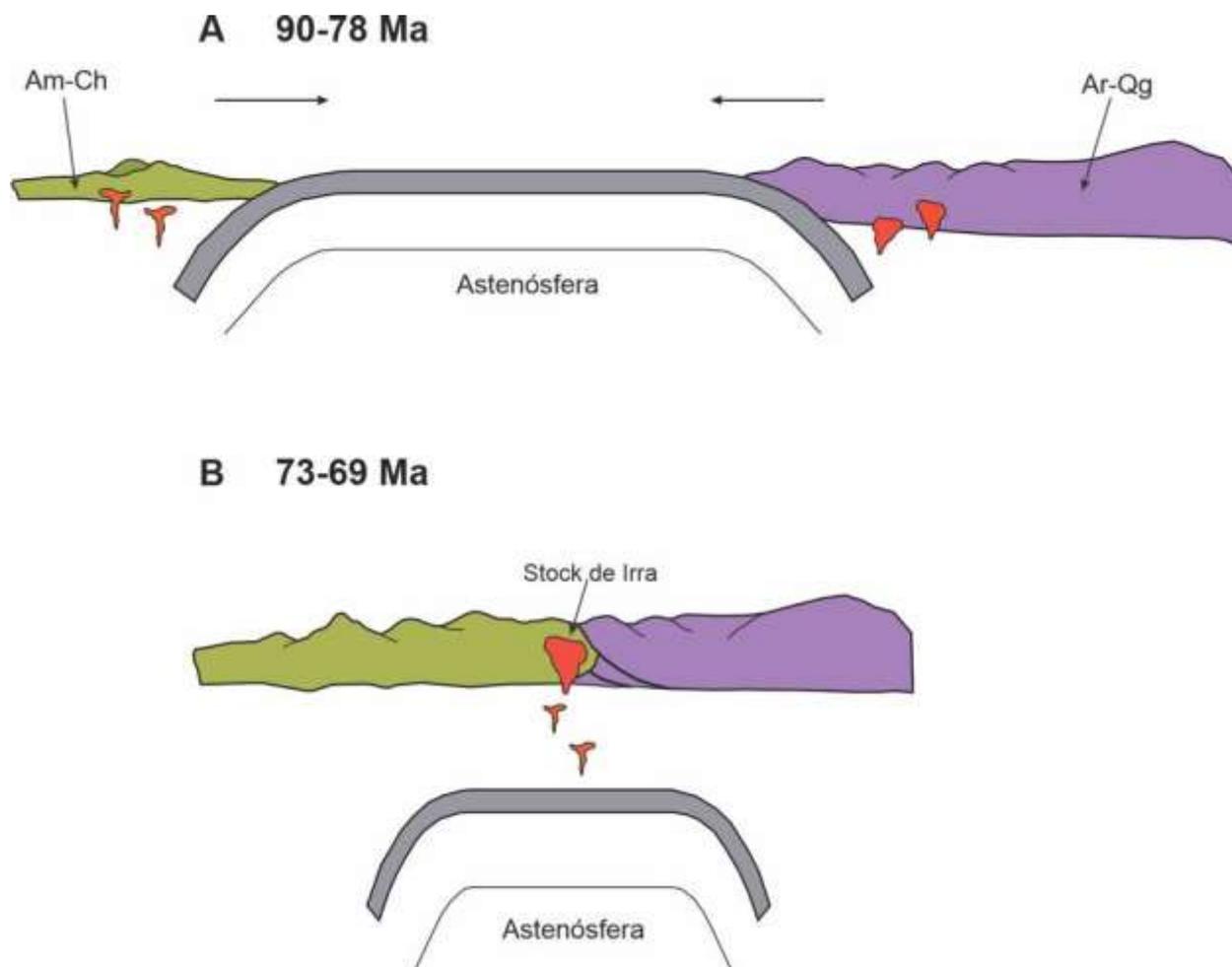


Figura 47. Modelo evolutivo y de emplazamiento del Stock de Irra entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno Temprano. **A)** Doble subducción de un arco continental el este y uno oceánico al oeste. **B)** Acreción del arco oceánico a la margen continental e intrusión del Stock de Irra. Am-Ch (Complejo Amaime), Ar-Qg (complejos Arquía y Quebradagrande). Modificado de Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (2003); Jaramillo et al. (2017); Zapata-Villada et al. (2021).

15. Conclusiones

- Mediante el trabajo de campo y los análisis petrográficos, se determinó que el Stock de Irra presenta cuatro facies principales: Una facies sienita localizada en el centro del cuerpo, una facies monzonita la cual constituye gran parte del cuerpo ígneo y una facies gabro y monzogabro localizadas hacia los bordes. Se presentan cambios transicionales entre las facies sienita y monzonita, lo mismo sucede con las facies gabro y monzogabro. Las facies monzonita intruyen a las facies monzogabro. Diques pegmatíticos y aplíticos de feldespato potásico se encuentran intruyendo a todas las facies.
- El Stock de Irra se encuentra definido por la presencia de minerales de feldespato potásico tipo ortosa y plagioclasa intermedia a cálcica, los cuales presentan contenidos variables en cada una de las facies, mientras que el cuarzo es un mineral muy escaso (<5%). El mineral máfico más abundante es el clinopiroxeno, con menor cantidad de hornblenda y la biotita es principalmente de origen secundario. Los minerales accesorios más comunes son titanita, magnetita y apatito.
- El Stock de Irra se encuentra intruyendo al oeste a la Formación Barroso y al Gabro de Anserma, mientras que al noreste intruye anfibolitas que pertenecen al Complejo Arquía. En todos los casos, la facies monzonita es la que se encuentra en contacto intrusivo. Los Pórfidos Andesíticos y Dacíticos de Irra se encuentran en relaciones tanto intrusivas como falladas con el plutón.
- La foliación magmática se presenta principalmente hacia los bordes del cuerpo y es reconocible en todas las facies. Este se encuentra relacionado con flujos convectivos

dentro de la cámara magmática. La foliación tectónica concuerda con la foliación marcada en las rocas adyacentes, esta se encuentra asociada a procesos tectónicos en la zona y al control estructural durante el emplazamiento del cuerpo ígneo.

- La presencia de enclaves microgranulares de composición máfica alargados en el sentido de la foliación magmática, megacrystales de feldespato potásico, textura *schlieren*, inyecciones de diques máficos y félsicos y la coexistencia de minerales como clinopiroxenos y plagioclasas intermedias a cálcicas con el feldespato potásico, son evidencias claras de procesos de mezclas de magmas.
- El alto contenido de K_2O permite clasificar el Stock de Irra en las series shoshoníticas, su edad aproximada de 70 Ma (González, 2010; Leal-Mejía, 2011) y su relación de campo con las unidades adyacentes, permite plantear que este cuerpo ígneo marca la etapa final de la colisión del Arco Amaime al continente.

16. Bibliografía

- Álvarez, J. (1971). Informe preliminar sobre geoquímica de la Cordillera Occidental. INGEOMINAS. Informe interno (inédito). Medellín.
- Álvarez, E., & González, H. (1978). Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7 (Urrao). Mapa escala 1:100.000. Ingeominas, Informe 1761, 347 p. Medellín.
- Aranda, R. O., Chaves, A. O., Medeiros-Júnior, E. B., & Junior, R. V. (2020). Petrology of the Afonso Cláudio Intrusive Complex: New insights for the Cambro-Ordovician post-collisional magmatism in the Araçuaí-West Congo Orogen, Southeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 98. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102465>
- Bautista, S., Zamora, A., Zappa, L., & Romero, F. (2018). Exploración de Minerales Energéticos a partir de mediciones gamaespectrométricas para Potasio, Uranio y Torio en las áreas Ataco – Ortega (Departamento del Tolima) e Irra (Departamentos de Caldas y Risaralda). Bogotá D. C: Servicio Geológico Colombiano.
- Batchelor, R. A., & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Best, M. G. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology Second Edition*. Blackwell Publishing.
- Blanco-Quintero, I. F., Lázaro, C., García-Casco, A., Proenza, J. A., & Rojas-Agramonte, Y. (2011). Barium-rich fluids and melts in a subduction environment (La Corea and Sierra del Convento mélanges, eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 395-413.

- Castro-Dorado, A. (2015). *Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas* (1ª ed ed.). Ediciones paraninfo, S.A.
- Cetina, L. M., Tassinari, C. C., Rodríguez, G., & Correa-Restrepo, T. (2019). Origin of pre-mesozoic xenocrystic zircons in cretaceous sub-volcanic rocks of the northern Andes (Colombia): paleogeographic implications for the region. *Journal of South American Earth Sciences*, 93. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102363>
- Chambers, M., Memeti, V., Eddy, M. P., & Schoene, B. (2020). Half a million years of magmatic history recorded in a K-feldspar megacryst of the Tuolumne Intrusive Complex, California, USA. *Geology*, 48(4), 400-404. <https://doi.org/10.1130/G46873.1>
- Daly, R. A. (1914). I.—Igneous Rocks and their Origin. R. A. Daly Sturgis Hooper Professor of Geology, Harvard University. New York and London, 1914. *Geological Magazine*, 1(10), 473-475. 10.1017/S0016756800153208
- Duque-Caro, H. (1990). The choco block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71-84. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90019-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90019-W)
- Estrada, J., Viana, R., & González, H. (2001): Geología de la Plancha 205 Chinchiná, mapa geológico escala 1:100.000. Ingeominas.
- Ghanem, H., & Jarrar, G. H. (2013). Geochemistry and petrogenesis of the 595 Ma shoshonitic Qunai monzogabbro, Jordan. *Journal of African Earth Sciences*, 88, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.08.006>
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes A practical Guide*. Wiley-Blackwell.

- Gómez-Cruz, A. d. J., Ossa-Meza, C. A., & Toro-Toro, L. M. (2004). Geoquímica de las rocas del stock Chinchiná - Santa Rosa. *Boletín de Geología*, 26(42), 67-78.
<https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/908>
- Gómez, J. & Montes, N.E., compiladores. (2020). Mapa Geológico de Colombia 2020. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico Colombiano, 2 hojas. Bogotá.
- González, G. (1999). Mecanismo y profundidad de emplazamiento del Plutón de Cerro Cristales, Cordillera de la Costa, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 26(1), 43-66.
- González, H. (1980). Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). *Boletín Geológico*, 23(1), 3-174. <https://revistas.sgc.gov.co/index.php/boletingeo/article/view/396>
- González, H. (1990). Mapa geológico del departamento de Risaralda: Geología y recursos minerales. Ministerio de Minas y Energía Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras, oficina regional noroccidente.
- González, H. (1993). Mapa geológico del departamento de Caldas, escala 1:250.000. Memoria explicativa. *Ingeominas*, 62p. Santafé de Bogotá.
- González, H. (2010). Geoquímica, Geocronología de las unidades litológicas asociadas al Sistema de Fallas Cauca-Romeral, Sector centro-sur Tomo I Proyecto Cordillera Occidental. *Ingeominas*. Medellín.
- González, H., & Londoño G., A. C. (1998). Edades K/Ar en Algunos Cuerpos Plutónicos del Graben Cauca-Patía y Norte de la Cordillera Occidental. *Geología Colombiana*, 23, 117-131. <https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/31476>

- González, P. D. (2015). Textura de los cuerpos ígneos. In *Geología de los Cuerpos Igneos* (pp. 167-195). Asociación Geológica Argentina.
- González, H., Estrada, J & Viana, R. (1998). Geología de la plancha 205 Chinchiná - Escala 1:100000: Memoria explicativa / Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras (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 Sacaoyal 1920-1923*. Dietrich Reimer Editores.
- Gros, K., Slaby, E., Birski, Ł., Kozub-Budzyń, G., & Sláma, J. (2020). Geochemical evolution of a composite pluton: insight from major and trace element chemistry of titanite. *Mineralogy and Petrology*, 114, 373-401.
- Griem, W. (2016). *Apuntes Geología General*. geovirtual2. <https://www.geovirtual2.cl/>
- Guzmán, C. (1991). Condiciones de depositación de la Formación Amagá entre Amagá y Angelópolis. [Tesis de maestría, Universidad Nacional]. 197 p. Medellín.
- Guzmán, C. (2003). Clasificación, origen y evolución de las cuencas sedimentarias asociadas con la Formación Amagá. Memorias (en C.D) VI Congreso Nacional de Ciencia y Tecnología del carbón. Medellín.
- Higgins, M. D. (2010). Textural coarsening in igneous rocks. *International Geology Review*, 53(3-4), 354-376.

- Irving, E. M. (1971). La evolución estructural de los andes más septentrionales de Colombia. *Boletín Geológico*, 19(2), 1-90.
<https://revistas.sgc.gov.co/index.php/boletingeo/article/view/395>
- Jaramillo, J., Cardona, A., León, S., Valencia, V., & Vinasco, C. (2017). Geochemistry and geochronology from Cretaceous magmatic and sedimentary rocks at 6°35' N, western flank of the Central cordillera (Colombian Andes): Magmatic record of arc growth and collision. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 460–481.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.012>
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Ketenci, M., Chen, B., & Kandemir, R. (2012). Deciphering the shoshonitic monzonites with I-type characteristic, the Sisdagi pluton, NE Turkey: Magmatic response to continental lithospheric thinning. *Journal of Asian Earth Sciences*, 51, 45-62. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.02.003>
- Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., & Bateman, P. (Eds.). (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Leal-Mejía, H. (2011). *Phanerozoic Gold Metallogeny In the Colombian Andes: A Tectono-Magmatic Approach*. [Tesis doctoral, Universitat de Barcelona].
- 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. *Geology and Tectonics of Northwestern South America*, 253–410.
<https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132>

- López, J. P., & Bellos, L. I. (2006). Texturas y Estructuras de las Rocas Igneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. *INSUGEO*, (15), 7-57.
- Maya-Sánchez, M. (1992). Catálogo de Dataciones Isotópicas en Colombia. *Boletín Geológico*, 32(1-3), 127-187. <https://revistas.sgc.gov.co/index.php/boletingeo/article/view/204>
- Maya, M., & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*, 35(2-3), 15. <https://revistas.sgc.gov.co/index.php/boletingeo/article/view/316>
- Mosquera, D. (1978). Geología del Cuadrángulo K-8. Ingeominas, Informe 1763, Bogotá, 63p
- Moreno-Sánchez, M., & Pardo-Trujillo, A. (2002). Historia Geológica del Occidente Colombiano. *Geo-Eco-Trop*, (26), 91-113.
- Moreno-Sánchez, M., & Pardo-Trujillo, A. (2003). Stratigraphical and sedimentological constraints on western Colombia: Implications on the evolution of the Caribbean plate, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 891–924.
- O'Connor, J.T. (1965). A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. US Geological Survey, 525B, B79-B84.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349-363. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6)

- Paterson, S. R., & Fowler Jr, T.K. (1993). Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, 15, 191-206. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90095-R](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90095-R)
- Paterson, S. R., Flower Jr, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., & Miller, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44, 53-82. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X)
- Paterson, S. R., Ardill, K., Vernon, R., & Žák, J. (2018). A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes. *Journal of Structural Geology*, 125, 134-147. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.04.022>
- Platt, J. P., & England, P. C. (1994). Convective removal of lithosphere beneath mountain belts; thermal and mechanical consequences. *American Journal of Science*, 294(3), 307-336.
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F. (1974). Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano. *Anales Facultad Nacional de Minas*, No.58, p. 73-105. Medellín.
- Restrepo A, J. J., & Toussaint, J. F. (1980). Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia - Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (5-6), 1-18. <https://revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/94323>
- Rocher, S., Alasino, P. H., Grande, M. M., Larrovere, M. A., & Paterson, S. R. (2018). K-feldspar megacryst accumulations formed by mechanical instabilities in magma chamber margins, Asha pluton, NW Argentina. *Journal of Structural Geology*, 112, 154-173. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.04.017>

- Rodríguez-García, G., & Arango, M. I. (2013). Formación Barroso: Arco Volcánico Toleítico y Diabasas de San José de Urama: Un Prisma Acrecionario T-MORB en el Segmento Norte de la Cordillera Occidental de Colombia. *Boletín Ciencias de la Tierra*, (33), 17-38. <http://www.scielo.org.co/pdf/bcdt/n33/n33a02.pdf>
- Rodríguez, G., & Zapata G., G. (2013). Análisis Comparativo Entre la Formación Barroso y el Complejo Quebradagrande: Un Arco Volcánico Toleítico-Calcoalcalino, Segmentado por el Sistema de Fallas de Romeral en los Andes del Norte? *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (33), 39-58. <https://revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/38686>
- Rodríguez, G., & Arango, M. I. (2013). Reinterpretación geoquímica y radiométrica de las Metabasitas del Complejo Arquía. *Boletín de Geología*, 35(2), 65-81. <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/3736>
- Ruíz-Jiménez, E. C., Blanco Quintero, I. F., Toro-Toro, L. M., Moreno-Sánchez, M., Vinasco Vallejo, C. J., García Casco, A., Morata, D., & Gómez-Cruz, A. (2012). Geoquímica y Petrología de las Metabasitas del Complejo Arquía (Municipio de Santafé de Antioquia y río Arquía, Colombia): Implicaciones Geodinámicas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (32), 65-80. <https://revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/35880>
- Ruiz-Jiménez. E.C. (2014). Geoquímica y Trayectorias P-T de las Rocas Metamórficas del Complejo Arquía, entre el Municipio de Santafé de Antioquia (Antioquia) y el río Arquía (Caldas). [Tesis de Maestría, Universidad de Caldas]. Manizales.
- Safonov, O., & Aranovich, L. Y. (2014). Alkali control of high-grade metamorphism and granitization. *Geoscience Frontiers*, 5, 711-727. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.010>

Sierra, G.M. (1994). Structural and Sedimentary Evolution of the Irra Basin, Northern Colombian Andes. [Master Thesis, State University of New York]. Binghamton, NY.

Sierra L., G., Estrada, J., & McDonald, W. (1995). Estudio paleomagnético en rocas terciarias de la cuenca del Rio Cauca, departamento de Caldas : implicaciones tectónicas. *Revista Universidad EAFIT*, 31(100), 79-109.
<https://repository.eafit.edu.co/handle/10784/16483?locale-attribute=es>

Sierra, G. M., Marín-Cerón, M. I., & Macdonald, W. (2012). Tectonic Evolution of the Irra Pull-Apart Basin Evidences of Slip Reversals on the Romeral Fault Zone, Northern Part of Andean Central Cordillera, Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (32), 143-159.
<https://revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/35884>

Silva-Tamayo, J. C., Sierra, G. M., & Correa, L. G. (2008). Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 369-382.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.02.001>

Silva-Tamayo, J.C., Lara, M. & Salazar-Franco, A.M. (2020). Oligocene – Miocene coal-bearing successions of the Amagá Formation, Antioquia, Colombia: Sedimentary environments, stratigraphy, and tectonic implications. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene. *Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37*, p. 331–353. Bogotá.

- Sparks, R. S. (1986). The role of crustal contamination in magma evolution through geological time. *Earth and Planetary Science Letters*, 78, 211-223. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90062-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90062-2)
- Toro, G., Restrepo, J. J., Poupeau, G., Sáenz, E., & Azdimousa, A. (1999). Datación por trazas de fisión de circones rosados asociados a la secuencia volcano-sedimentaria de Irra (Caldas). *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (13). <https://revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/95195>
- Toussaint, J.F. (1996). Evolución geológica de Colombia: 3, Cretácico. Universidad Nacional de Colombia, 277 p. Medellín.
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (1976). Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (1), 1-47. <https://revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/94034>
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (1978). Edad K/Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (5-6), 71-72. <https://revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/94411>
- Toussaint, J.F. & Restrepo, J.J. (1989). Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica. *V Congreso Colombiano de Geología. Memoirs*, p. 127–146. Bucaramanga
- Toussaint, J.F. & Restrepo, J.J. (2020). Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. Second part: Oceanic terranes. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic. Servicio Geológico Colombiano*,

Publicaciones Geológicas Especiales 36, 24 p. Bogotá.

<https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.07>

Vallejo Hincapié, D. F., Salazar Rios, A. F., & Toro-Toro, L. M. (2011). Petrografía y Geoquímica de las Rocas Intrusivas Aflorantes Entre los Municipios de Mistrató y Belén de Umbria (Departamento de Risaralda, Cordillera Occidental Colombiana). *Boletín de Geología*, 33(2). <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/2544>

Van Der Hammen, T. (1958). Estratigrafía del terciario y maestrichtiano con continentales y tectogénesis de los Andes colombianos. *Boletín Geológico*, 6(1-3), 60-116. <https://revistas.sgc.gov.co/index.php/boletingeo/article/view/309>

Vernon, R. H. (1984). Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, 438-439. <https://doi.org/10.1038/309438a0>

Vernon, R. H. (1986). K-feldspar Megacrysts in Granites - Phenocrysts, not Porphyroblasts. *Earth - Science Reviews*, 23, 1-63. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(86\)90003-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90003-6)

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3-4), 875-896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>

Weber, M., Gómez-Tapias, J., Cardona, A., Pardo-Trujillo, A., & Valencia, V. A. (2015). Geochemistry of the Santa Fé Batholith and Buriticá Tonalite in NW Colombia – Evidence of subduction initiation beneath the Colombian Caribbean Plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 257-274. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.04.002>

Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Springer.

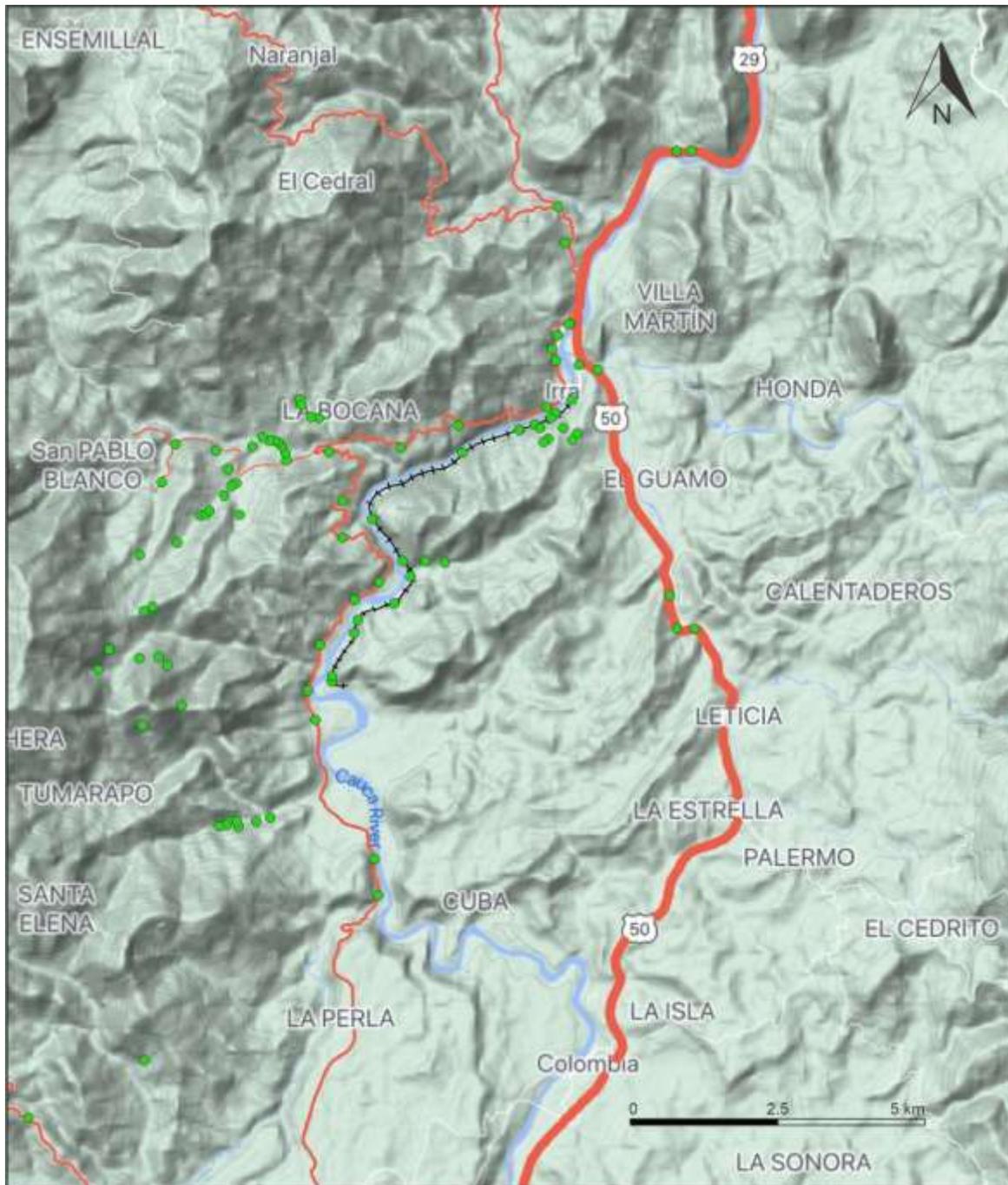
Winter, J. D. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

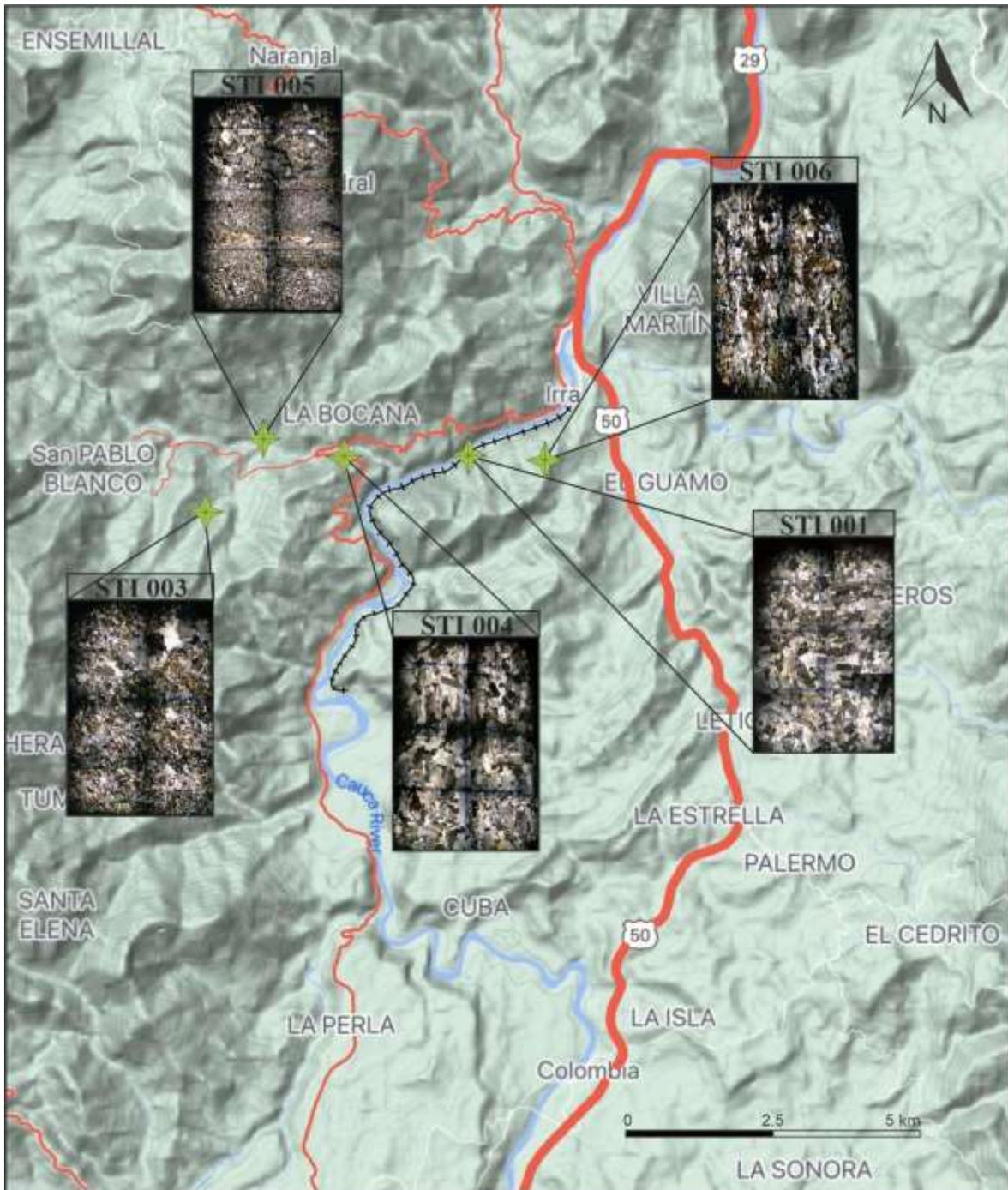
Zapata-Villada, J. P., Restrepo, J. J., Cardona-Molina, A., & Martens, U. (2017). Geoquímica y Geocronología de las Rocas Volcánicas Básicas y el Gabro de Altamira, Cordillera Occidental (Colombia): Registro de Ambientes de Plateau y Arco Oceánico Superpuestos Durante el Cretácico. *Boletín de Geología*, 39(2), 13-30. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n2-2017001>

Zapata-Villada, J., Cardona, A., Serna, S., & Rodríguez, G. (2021). Late Cretaceous to Paleocene magmatic record of the transition between collision and subduction in the Western and Central Cordillera of northern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103557. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103557>

17. Anexos

Anexo A. Mapa de recorrido de campo, los círculos verdes corresponden a las estaciones realizadas.



Anexo B. Mapa de localización de las muestras para cada sección delgada.

Anexo C. Clasificación de secciones delgadas.

- **Muestra:** STI-001

Minerales	Qz	Kfs	Pl	Ttn	Ser	Opq
Porcentaje(%)	1,7	59,2	37	1,3	0,4	0,4

Clasificación de la roca: Monzonita.

La figura presenta una grilla de 600 puntos.

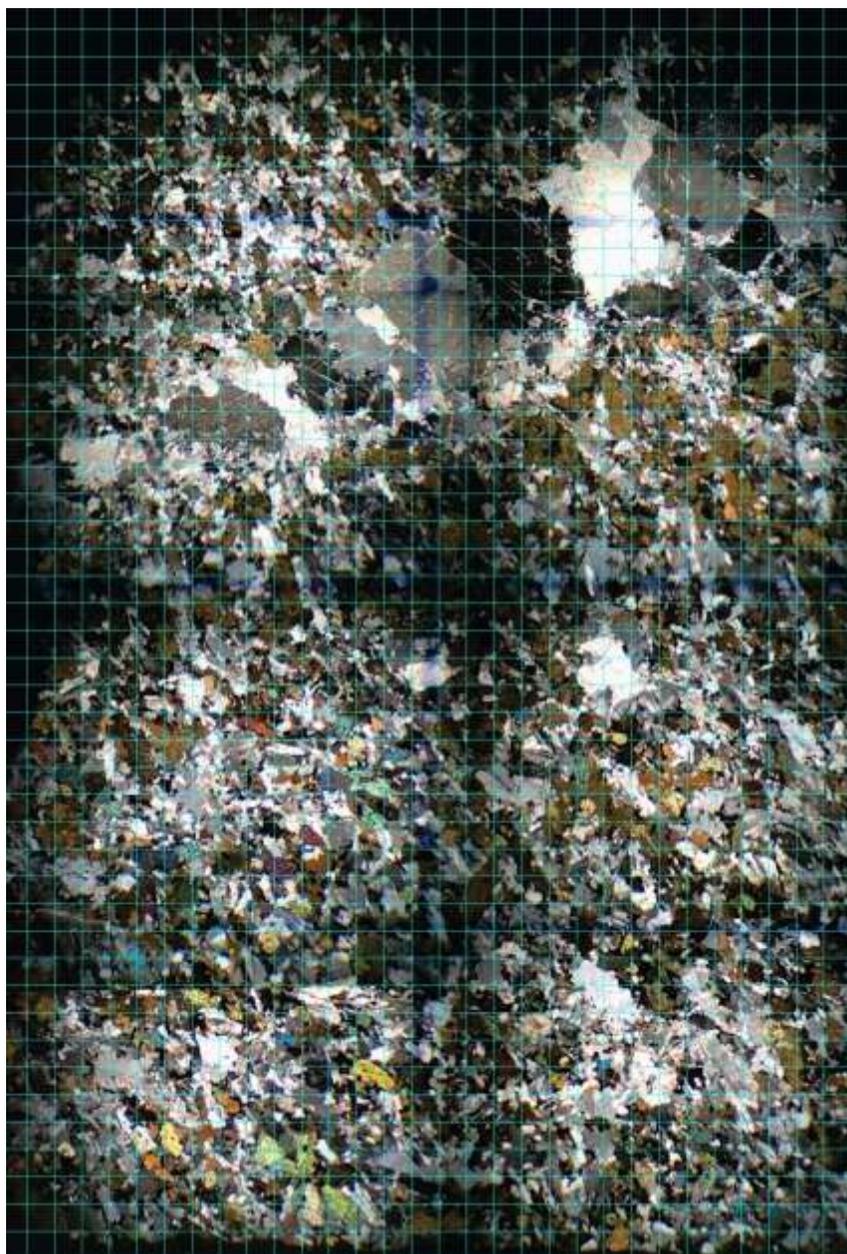


- **Muestra:** STI-003

Minerales	Qz	Kfs	Pl	Cpx	Amp	Bt	Opq
Porcentaje(%)	1,5	15,6	37,9	22,4	11,8	10,4	0,5

Clasificación de la roca: Monzogabro.

La figura presenta una grilla de 600 puntos.

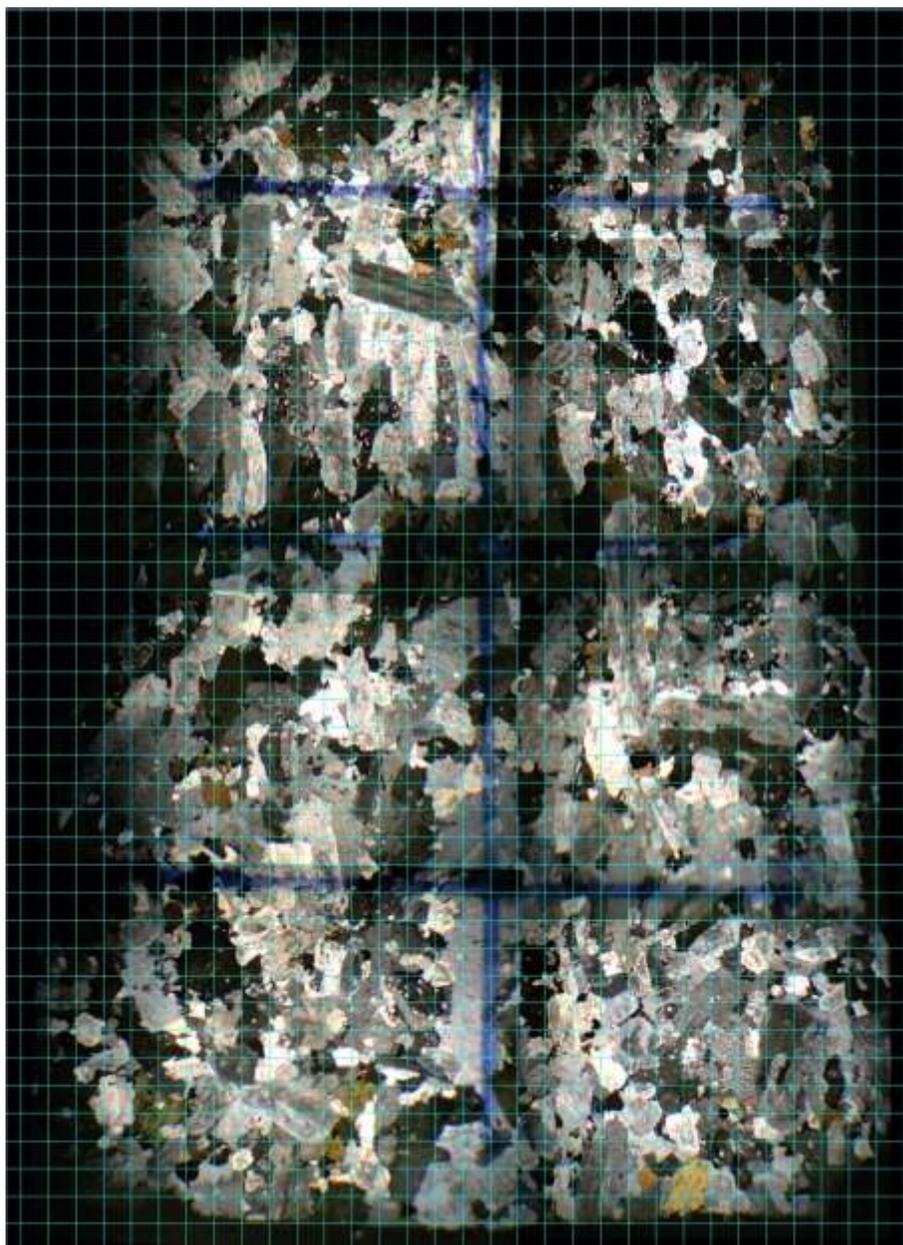


- **Muestra:** STI-004

Minerales	Qz	Kfs	Pl	Cpx	Opx	Amp	Ttn	Opg
Porcentaje(%)	3,8	51,2	37,7	1,8	0,3	2,8	2,1	0,2

Clasificación de la roca: Monzonita.

La figura presenta una grilla de 600 puntos.



- **Muestra:** STI-005G

Minerales	Qz	Kfs	Pl	Cpx	Opx	Px	Bt	Ap	Opq
Porcentaje(%)	0,3	19	52,2	0,7	0,8	12,5	13,7	0,1	0,7

Clasificación de la roca: Monzogabro.

La figura presenta una grilla mayor a 600 puntos debido al tamaño de la roca.



- **Muestra:** STI-005F

Minerales	Kfs	Pl	Px	Bt	Ap	Opq
Porcentaje(%)	15,2	37	13,5	31,2	0,3	2,8

Clasificación de la roca: Monzogabro.

La figura presenta una grilla mayor a 600 puntos debido al tamaño de la roca.



- **Muestra:** STI-006

Minerales	Qz	Kfs	Pl	Cpx	Opx	Amp	Bt
Porcentaje(%)	0,9	35,2	28,8	15,4	0,8	10,7	8,1

Clasificación de la roca: Monzonita.

La figura presenta una grilla de 600 puntos.

