Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia

Valle Superior del Magdalena

Vol. 2

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia

Valle Superior del Magdalena

Vol. 2

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

El futuro es de todos | Minenergía

Vol. 2

Monzogranito de Mocoa

Cuarzomonzonita de Sombrerillo

Cuarzomonzodiorita de Páez

Monzodiorita de Las Minas

Cuarzomonzodiorita del Astillero

Cuarzomonzonita de Los Naranjos

Cuarzomonzonita de Anchique

Cuarzomonzonita de San Cayetano

Cuarzolatita de Teruel

Monzogranito de Algeciras

Granito de Garzón

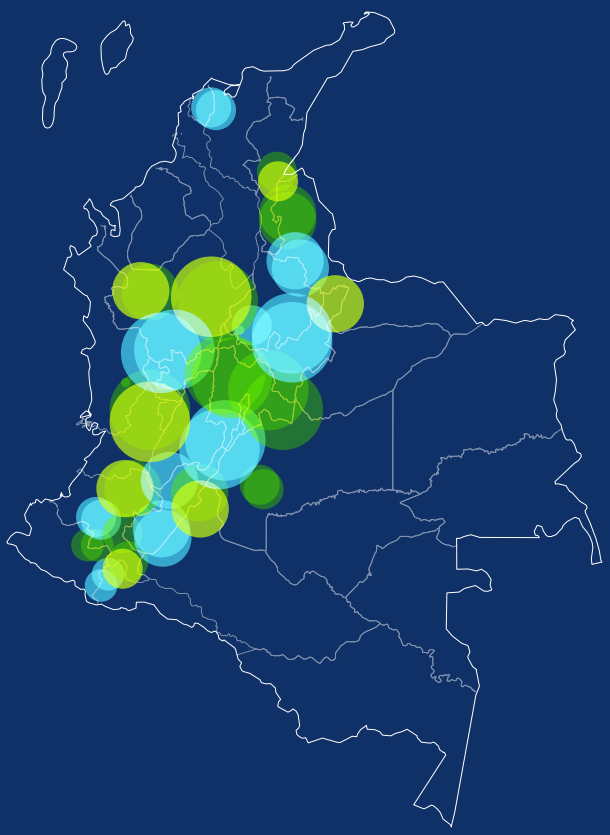
Monzogranito de Altamira

Formación de Saldaña

Granito de Bruselas

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia

Valle Superior del Magdalena



Gabriel Rodríguez
María Isabel Arango
Gilberto Zapata
José Gilberto Bermúdez

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

© Servicio Geológico Colombiano

Oscar Paredes Zapata
Director general

ISBN impreso: 978-958-53131-9-4
ISBN digital: 978-958-53993-0-3
DOI: https://doi.org/10.32685/9789585313194

Autores
Gabriel Rodríguez
María Isabel Arango
Gilberto Zapata
José Gilberto Bermúdez

Comité Editorial

Presidente
Juan Guillermo Ramírez

Integrantes
Mario Andrés Cuéllar
Gloria Prieto Rincón
Marta Calvache Velasco
Hernán Olaya Dávila
Humberto Andrés Fuenzalida
Hernando Camargo
Victoria Díaz
Virgilio Amaris
Viviana Dionicio
Teresa Duque
Julián Escallón
Armando Espinosa
Constanza Martínez

Diagonal 53 n.° 34-53
Bogotá D. C., Colombia
Teléfono: 601 220 0200, ext.: 3048
ceditorial@sgc.gov.co

Édgar Ordóñez
Corrección de estilo

Diana Paola Abadía
Diseño

Leonardo Cuéllar
Diagramación

Carolina Hernández
Editora general

Marzo, 2022

Citación: Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano.
DOI: https://doi.org/10.32685/9789585313194

Prólogo

El desarrollo y perfeccionamiento de técnicas, metodologías e instrumentación en diferentes ramas de las ciencias aporta a la ampliación del conocimiento científico. Particularmente, en las geociencias, estos desarrollos modernos han afinado las investigaciones geocronológicas y petroquímicas, contribuyendo significativamente al avance del estudio geológico. Este hecho, junto con una mayor disponibilidad y accesibilidad a procesos y laboratorios, así como la preparación de geocientíficos, ha permitido mejorar las interpretaciones sobre la evolución geotectónica de los territorios y su aplicación en la búsqueda de recursos geológicos y la planeación del territorio.

El uso de estas tecnologías de avanzada, en cuanto a datación y química de rocas y minerales, ha promovido un auge en las investigaciones sobre la conformación geológica del suelo y el subsuelo colombiano y sobre los diferentes procesos y eventos que a través del tiempo geológico ayudaron a configurar el territorio que hoy disfrutamos.

El solo hecho de utilizar estas herramientas y obtener datos válidos científicamente no cumple la función para la cual fueron creadas. Es necesario, entonces, incorporar los resultados obtenidos en las hipótesis de trabajo y en las discusiones y además generar publicaciones que sean sometidas al escrutinio y la validación de la comunidad geocientífica, con el propósito de acrecentar el saber geológico.

En este sentido, el *Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena* cumple con esta condición y, adicionalmente, suministra información automatizada y estandarizada sobre la geología del territorio colombiano, como lo señala una de las funciones del Servicio Geológico Colombiano (SGC).

Vale la pena recordar que la presencia de rocas plutónicas y volcánicas en el Valle Superior del Magdalena, incluidas las estribaciones orientales de la cordillera Central y las occidentales de la Oriental, es conocida desde finales del siglo XIX. Para las décadas de 1930 a 1960, los geólogos E. Grosse, B. Alvarado, E. Hubach, E. Reymond, H. W. Nelson y J. Keiser, entre otros, hicieron levantamientos de campo y reportaron afloramientos de estas magmatitas. Sus resultados fueron consignados en informes y reportes que se conservan en la biblioteca del SGC. Algunos de estos documentos fueron publicados en la *Compilación de estudios geológicos oficiales de Colombia*.

Varios de los plutones fueron identificados cartográficamente y analizados por petrografía y, en muy contadas oportunidades, mediante análisis químicos. Sus edades fueron interpretadas con base en la posición estratigráfica referenciada con las unidades sedimentarias que contenían fósiles. Así, se documentaron, generalmente, como precretácicos, sin más precisiones.

Esta dificultad de ubicarlos estratigráficamente fue reconocida por M. Julivert en la obra *Léxico estratigráfico de Colombia-Primera parte* (1968), al describirlos como plutones de dimensiones pequeñas, del Triásico-Jurásico del oriente colombiano, y considerar que la discusión sobre su edad quedaba abierta. Agregaba el autor que "los grandes plutones de la cordillera Central constituyen un problema lejos de ser

resuelto y pueden representar intrusiones de edades diferentes o pueden ser intrusiones premesozoicas que hayan sufrido alguna removilización durante la orogénesis terciaria".

Julivert hacía notar, también, que en la edición del Mapa Geológico de Colombia de 1944 estos plutones se representaban, en la cordillera Central, como una faja casi continua de rocas ígneas intrusivas consideradas como paleozoicas, mientras que en la edición de 1962 la franja se mostraba menos continua y no se hacía referencia a la edad.

Similar a lo que ocurría con las rocas plutónicas, la edad de las rocas volcánicas y volcanoclásticas agrupadas anteriormente en la Formación Postpayánde, y ahora como Formación Saldaña, era una incógnita, aunque no tan crítica como con las intrusivas. La falta de herramientas analíticas y la baja disponibilidad de laboratorios y recursos no permitía grandes avances.

Entre 1980 y 2000, la cartografía geológica regional del Valle Superior del Magdalena y el alto Caquetá, liderada por el actual SGC, facilitó la delimitación y un mayor conocimiento de las características petrográficas, estratigráficas y geoquímicas de los diferentes cuerpos de rocas intrusivas y volcánicas. Esto permitió su diferenciación y recabó la necesidad de investigar sobre su edad y ambiente geotectónico de emplazamiento. Paralelamente, durante las dos primeras décadas del nuevo mileno se desarrollaron proyectos de investigación sobre el origen y la edad del magmatismo, llevados a cabo tanto por universidades, a través de proyectos de maestría y doctorado, como por investigaciones financiadas por organismos de ciencia y tecnología y empresas nacionales e internacionales de carácter público y privado.

Con los interrogantes expuestos las investigaciones geológicas tuvieron como objetivo reducir la incertidumbre sobre la edad y el contexto geotectónico de los cuerpos magmáticos del Valle Superior del Magdalena. Los resultados obtenidos son el aporte que hace el Grupo Estudios Geológicos Especiales, de la Dirección de Geociencias Básicas del SGC, por medio de esta publicación, la cual es un escalón más en el objetivo de incrementar el conocimiento sobre la geología colombiana y contribuir a la formalización de las unidades estratigráficas de Colombia.

Alberto Núñez Tello
Geólogo
Servicio Geológico Colombiano

Contenido

Prólogo 7



Monzogranito de Mocoa 17

1. Proponente del nombre 18
2. Origen del nombre y distribución geográfica 18
3. Reseña histórica 18
4. Descripción geológica 20
5. Litogeoquímica 27
6. Posición estratigráfica y edad 31
7. Correlaciones 36
8. Localidad tipo 36
9. Génesis 37
10. Recursos minerales 37
11. Marco geológico regional 39

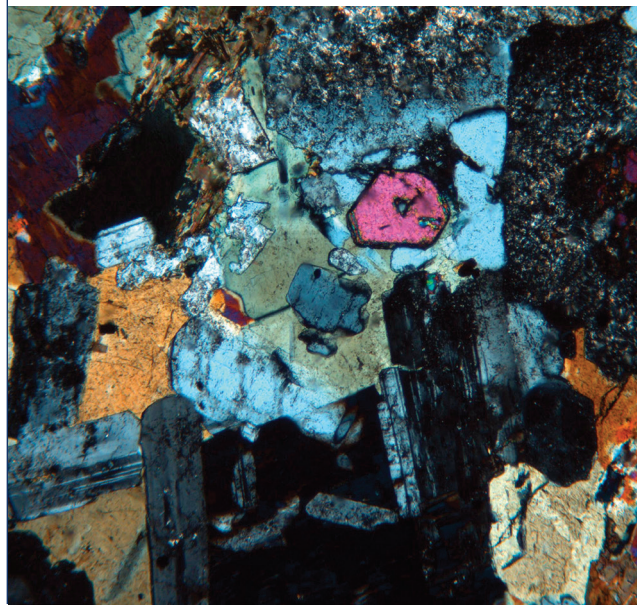
Referencias 39

Cuarzomonzonita de Sombrerillo 43

1. Proponente del nombre 44
2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica 44
3. Reseña histórica 45
4. Descripción geológica 46
5. Geoquímica 57
6. Posición estratigráfica y edad 65
7. Correlación 71
8. Génesis 71
9. Recursos minerales 71
10. Conclusiones 71

Referencias 73

Anexos 75

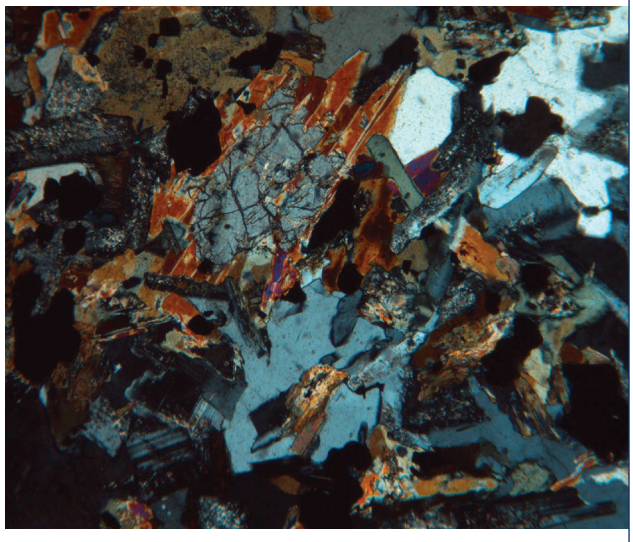


Cuarzomonzodiorita de Páez 83

1. Proponente del nombre 84
2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica 84
3. Reseña histórica 84
4. Descripción geológica 84
5. Geoquímica 94
6. Posición estratigráfica y edad 103
7. Correlaciones 110
8. Localidad tipo 111
9. Génesis 111
10. Recursos minerales 111

Referencias 111





Monzodiorita de Las Minas 115

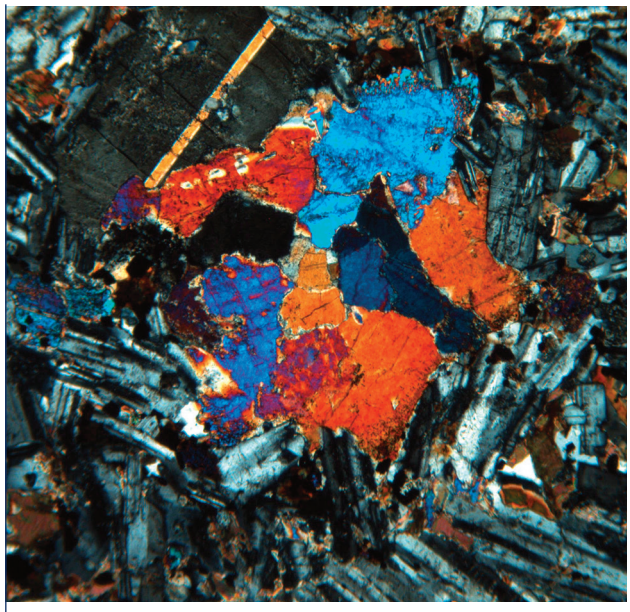
1. Proponente del nombre 116
2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica 117
3. Reseña histórica 117
4. Descripción geológica 117
5. Posición estratigráfica y edad 124
6. Correlaciones 126
7. Localidad tipo 126
8. Génesis 126
9. Recursos minerales 126
10. Marco geológico regional 126

Referencias 127

Cuarzomonzodiorita de El Astillero 129

1. Proponente del nombre 130
2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica 130
3. Reseña histórica 130
4. Descripción geológica 130
5. Correlaciones 141
6. Localidad tipo 141
7. Génesis 141
8. Recursos minerales 141

Referencias 141





Cuarzomonzodiorita de Los Naranjos 145

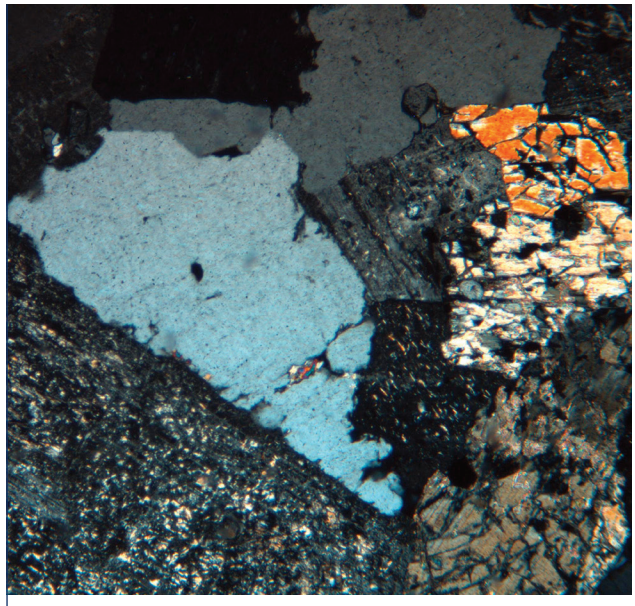
1. Proponente del nombre 147
2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica 147
3. Reseña histórica 147
4. Descripción geológica 147
5. Posición estratigráfica y edad 155
6. Correlaciones 157
7. Localidad tipo 158
8. Génesis 158
9. Recursos minerales 159

Referencias 159

Cuarzomonzonita de Anchique 163

1. Proponente del nombre 164
2. Origen del nombre y distribución geográfica 164
3. Reseña histórica 164
4. Descripción geológica 164
5. Geoquímica 168
6. Posición estratigráfica y edad 171
7. Correlaciones 173
8. Localidad tipo 174
9. Génesis 174
10. Recursos minerales 174

Bibliografía 174





Cuarzomonzonita de San Cayetano 177

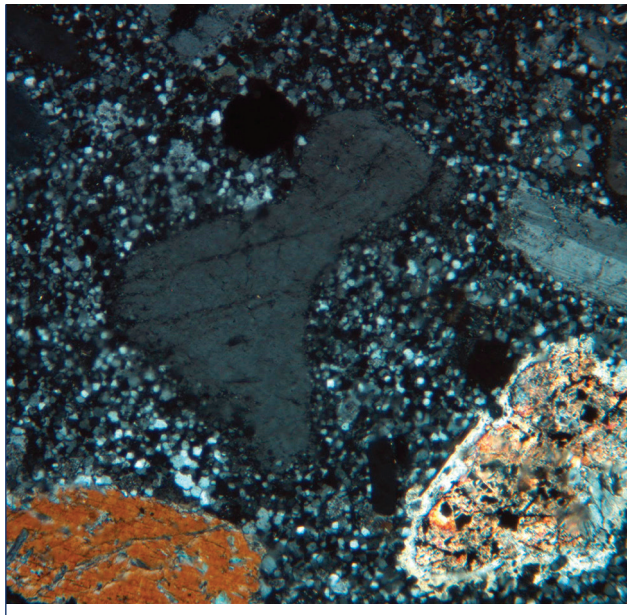
1. Proponente del nombre 178
2. Origen del nombre y distribución geográfica 178
3. Reseña histórica 178
4. Descripción geológica 178
5. Geoquímica 188
6. Posición estratigráfica y edad 192
7. Correlaciones 196
8. Localidad tipo 196
9. Génesis 196
10. Recursos minerales 196

Referencias 197

Cuarzolatita de Teruel 201

1. Proponente del nombre 202
2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica 202
3. Reseña histórica 202
4. Descripción geológica 202
5. Posición estratigráfica y edad 209
6. Correlaciones 212
7. Localidad tipo 212
8. Génesis 212
9. Recursos minerales 212
10. Marco geológico regional 213

Referencias 213





Monzogranito de Algeciras 217

1. Proponente del nombre 218
2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica 218
3. Reseña histórica 218
4. Descripción geológica 218
5. Posición estratigráfica y edad 231
6. Correlaciones 235
7. Localidad tipo 235
8. Génesis 235
9. Recursos minerales 235

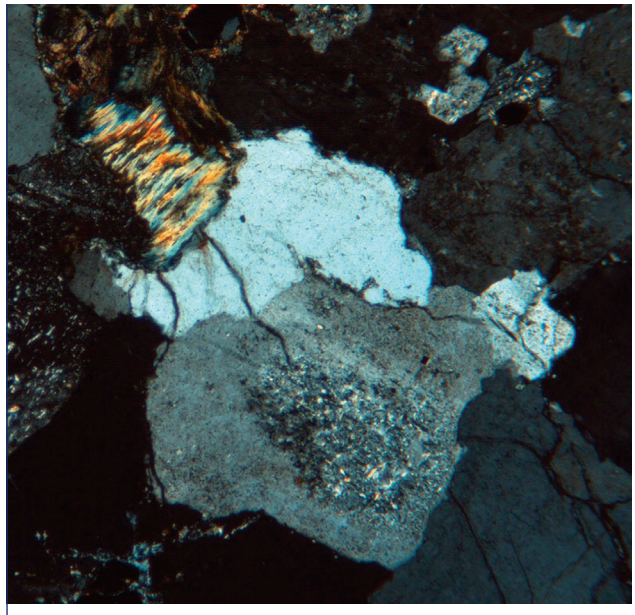
Referencias 235

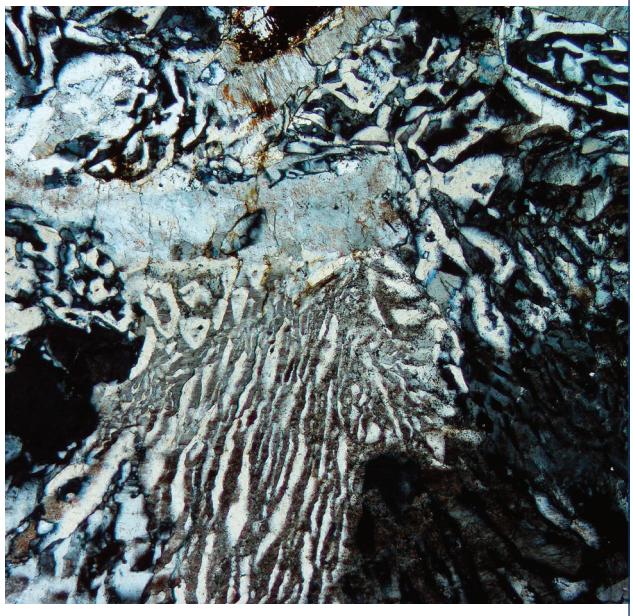
Anexos 238

Granito de Garzón 243

1. Proponente del nombre 244
2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica 244
3. Reseña histórica 244
4. Descripción geológica 244
5. Geoquímica 248
6. Posición estratigráfica y geocronología 251
7. Correlaciones 253
8. Localidad tipo 254
9. Génesis 254
10. Recursos minerales 254

Referencias 254





Monzogranito de Altamira 257

1. Proponente del nombre 258
2. Origen del nombre y distribución geográfica 258
3. Reseña histórica 258
4. Descripción geológica 258
5. Litogeoquímica 264
6. Posición estratigráfica y edad 268
7. Correlaciones 273
8. Localidad tipo 273
9. Génesis 273
10. Recursos minerales 273

Referencias 273

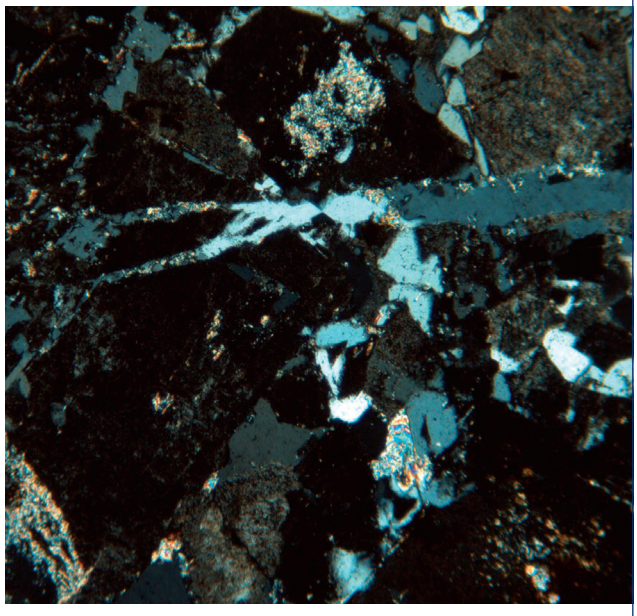
Anexos 275

Formación Saldaña 283

1. Proponente del nombre 284
2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica 284
3. Reseña histórica 284
4. Descripción geológica 286
5. Litogeoquímica 297
6. Posición estratigráfica y edad 308
7. Correlación 323
8. Localidad tipo 324
9. Génesis 324
10. Recursos minerales 325

Referencias 325



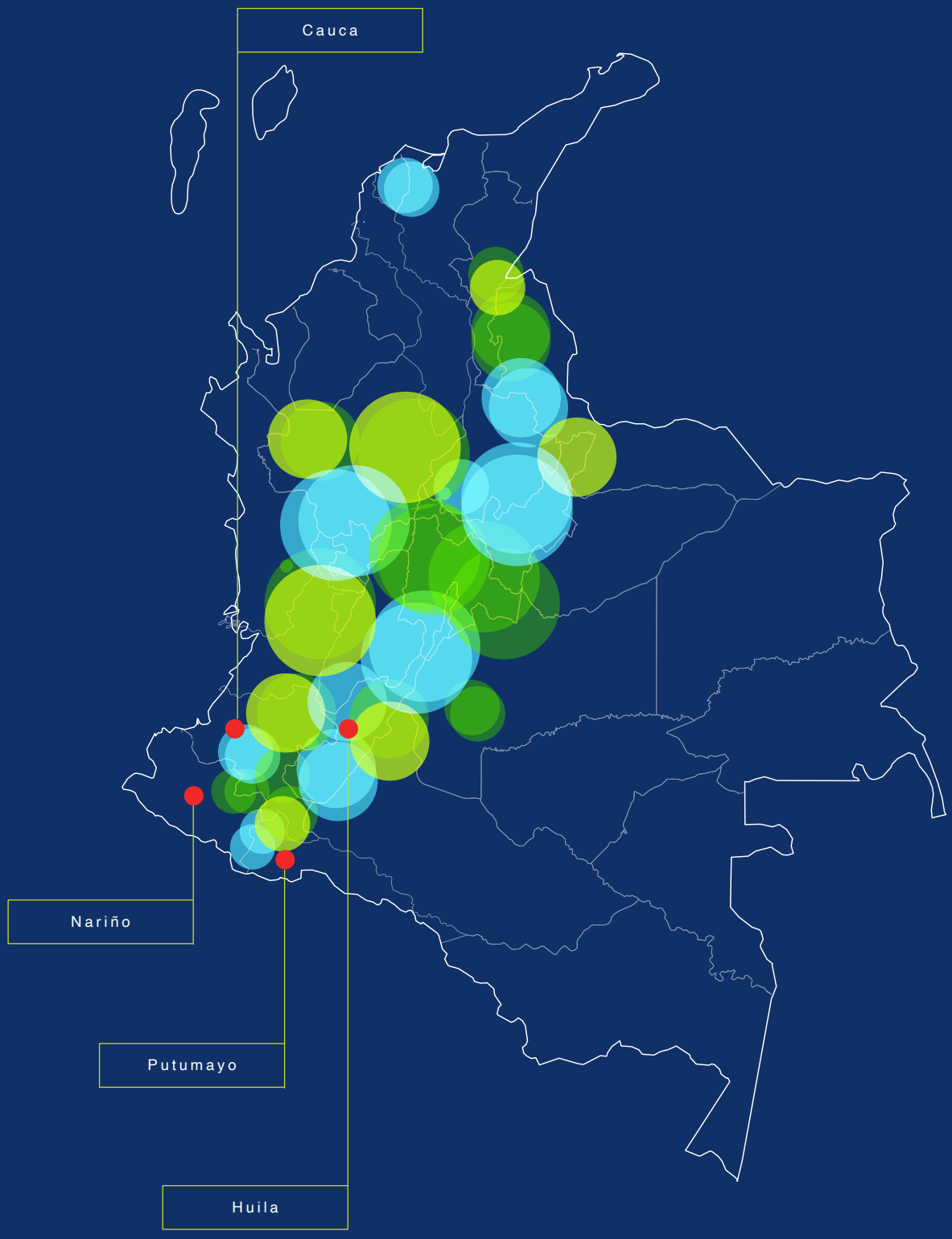


Granito de Bruselas 331

1. Origen del nombre y distribución geográfica 332
2. Reseña histórica 332
3. Descripción geológica 332
4. Geoquímica 336
5. Posición estratigráfica y edad 339
6. Correlaciones 340
7. Localidad tipo 340
8. Génesis 341
9. Recursos minerales 341
10. Conclusiones 341

Referencias 341

Anexos 343


Cauca
Nariño
Putumayo
Huila

Monzogranito de Mocoa

Cordillera Oriental
Departamentos del Putumayo, Huila, Cauca y Nariño

María Isabel Arango M., Gabriel Rodríguez G., Gilberto Zapata G. y José Gilberto Bermúdez C.

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Arango, M. I., Rodríguez, G., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). Monzogranito de Mocoa. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena.* Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.1

Este trabajo aporta información sobre el Monzogranito de Mocoa, descrito en forma de catálogo de unidades litoestratigráficas por González y Núñez (2001). Se presentan nuevos resultados petrográficos, litogeoquímicos y geocronológicos que permiten caracterizar el tipo de magmatismo que dominó en la parte sur del Valle Superior del Magdalena y en la cuenca del Putumayo.

1. Proponente del nombre

González y Núñez (2001) realizan la descripción más completa de esta unidad y proponen el nombre de *Monzogranito de Mocoa*, de acuerdo con las recomendaciones de la International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC) (1987 y 1994).

2. Origen del nombre y distribución geográfica

Escorce (1977), denominó *Batolito de Mocoa* un cuerpo ígneo de grandes dimensiones que aflora en el norte-noroeste del municipio de Mocoa y hacia el norte del río del mismo nombre.

Este cuerpo se presenta en el extremo sur del valle superior del Magdalena, sobre la cordillera Oriental; cubre parte de las planchas 412, 430, 431, 448, 449 y 465 del Ingeominas, sobre los departamentos del Huila, Putumayo, Nariño y Cauca.

Tiene afloramientos discontinuos intrusivos en la Formación Saldaña, que están limitados hacia el norte por las fallas Churumbelo y Los Guzmanes (figura 1), hacia el oeste del municipio de Mocoa por las fallas La Tortuga y La Tebaida, donde es cortado por el río Mocoa, que lo atraviesa en dirección este-oeste, y llega a extenderse hacia el sur hasta el límite con Ecuador.

Velandia (2001) indica que el Monzogranito de Mocoa se extiende hacia la parte oriental del sistema de fallas de Algeciras, que está conformado por las fallas Villalobos, Acevedo, San Francisco-Yunguillo y Afiladores, con una orientación noreste-suroeste, y cubre un área total de 4200 km^2 (Leal, 2011).

3. Reseña histórica

González y Núñez (2001), realizan la descripción más completa de esta unidad, haciendo una minuciosa compilación de los trabajos anteriores, que se retoman a continuación.

Autores anteriores a Escorce (1977) ya habían reportado la presencia de rocas graníticas en esta zona de Colombia. Inicialmente, Grosse (1935) informó sobre afloramientos de edad preterciaria en las cabeceras de los ríos Magdalena y Caquetá, a los que denominó, de acuerdo con sus características estructurales no deformadas, *rocas andinas*. Estas conforman los macizos de intrusivos Yunguillo-Descanse, Tarabita, río Sombrerillo y La Plata-La Tapa.

Royo y Gómez (1942) hablan sobre afloramientos de granodioritas cortados por diques de pegmatitas y microdioritas en algunas vías al sur del Huila, cerca del municipio de Altamira y la vía hacia Florencia, en el Caquetá. Radelli (1962) realizó un estudio petrográfico de los plutones que afloran en el borde occidental del Macizo de Garzón (plutones de Suaza, Altamira, Garzón y Algeciras), y concluyó que estos cuerpos pertenecen a un solo evento magmático, de acuerdo con sus características litológicas, composición y rasgos estructurales, además de una componente subvolcánica asociada a estos cuerpos.

No obstante, Julivert (1968) plantea la posibilidad de que los plutones que afloran en el área del alto Magdalena y alto Putumayo no correspondan a un mismo evento magmático, sino más bien a dos grupos de cuerpos, unos con edad pre-Cretácico-Jurásico que podrían estar relacionados con las rocas del Grupo Payandé, y otros de edad pos-Cretácico.

Cucalón y Camacho (1966), en su trabajo de compilación geológica de la cuenca del Putumayo, mencionan afloramientos de rocas intrusivas en esta área del estudio; igualmente, Meritano y Pacheco (1972) describen varios

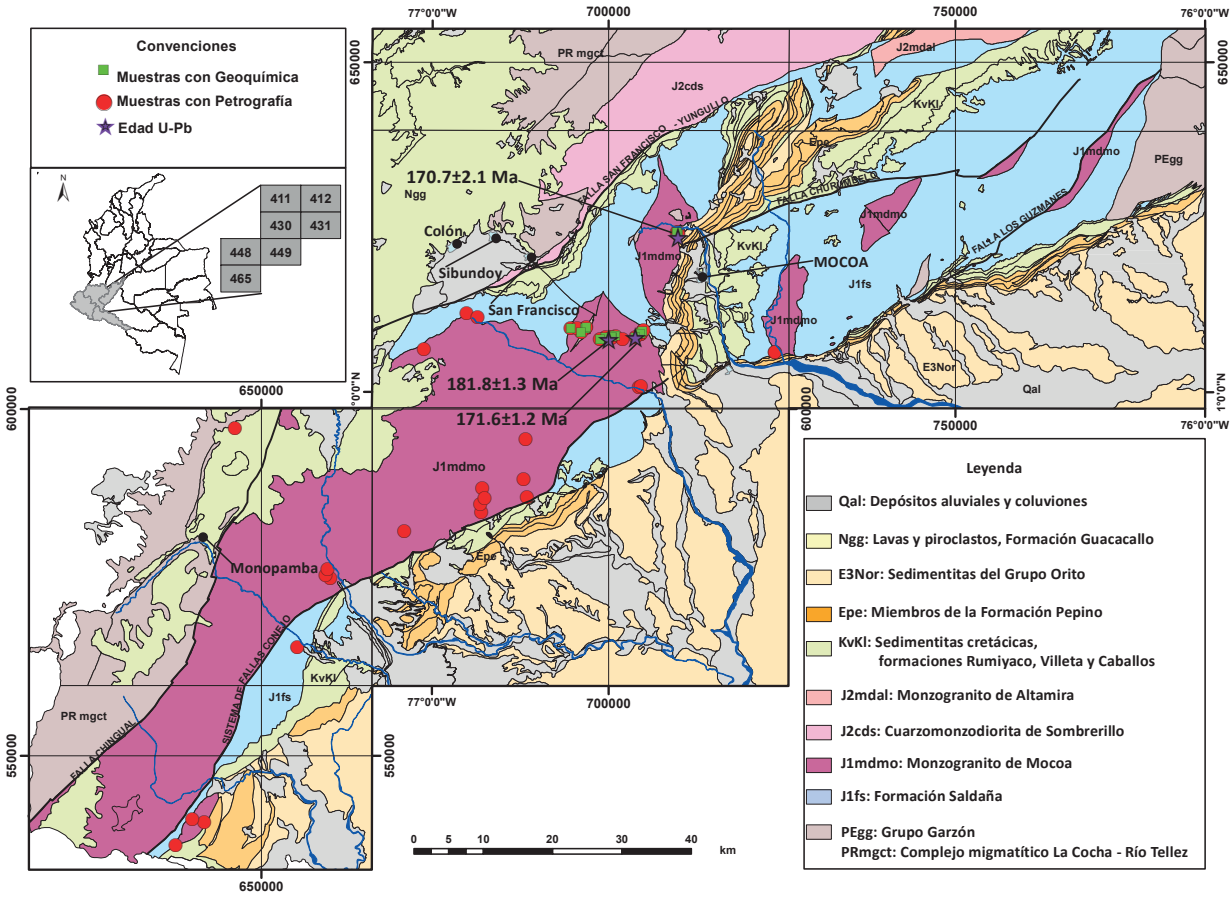


Figura 1. Mapa geológico de la región de Mocoa con la localización del Monzogranito de Mocoa y ubicación de las muestras

Fuente: cartografía tomada del Ingeominas a escala 1:100.000.

cuerpos graníticos en el sur del valle superior del Magdalena, sobre el área de Pitalito, Tamaná, Suaza y Salado Blanco, de posible edad Pérmico-Triásico hasta el Jurásico.

Han sido varios los trabajos realizados sobre el prospecto de cobre y molibdeno de tipo diseminado que se localiza sobre la plancha 430 del Ingeominas, al noroccidente de la ciudad de Mocoa. Entre ellos, Escorce (1977) mencionó la presencia de pórfidos de composición dacítica. Asimismo, Sillitoe (1978 y 1979) plasma en informes de las Naciones Unidas algunas particularidades sobre la mineralización de prospectos de pórfido cuprífero en Colombia, y hace referencia al localizado en Mocoa. Las Naciones Unidas, junto con el Ingeominas, desarrollaron en 1977 un proyecto de metales básicos en Colombia, para el área de la cordillera Central y valles del Magdalena-Caquetá, a la que llamaron *unidad n.° 9*, y específicamente del plutón de Mocoa describieron una composición intermedia a ácida.

Diversos autores obtuvieron edades que reflejan la mineralización de cobre y molibdeno en el plutón de Mocoa. Los primeros fueron Jaramillo *et al.* (1980), quienes mostraron dos dataciones K-Ar en roca total asociadas al evento térmico que generó dicha mineralización, con edades de 183 ± 3 y 170 ± 2 Ma. Igualmente, Sillitoe *et al.* (1982) reportaron edades K-Ar en las rocas dacíticas asociadas a esta mineralización, de 136 ± 3 Ma, 166 ± 4 Ma, 198 ± 4 Ma y 210 Ma.

Sillitoe *et al.* (1984) realizan un marco geológico y tectónico del prospecto de cobre y molibdeno relacionado con el Batolito de Mocoa. Ramírez y Araque (1984) diferencian dos facies en el Batolito de Mocoa: el grupo de rocas de composición granodiorita-cuarzomonzonitas hacia la parte baja de la quebrada Campucana Grande, hasta su confluencia con el río Mocoa, y facies de borde de composición más máficas que afloran como apófisis dados por cuarzodioritas y dioritas.

El término *Batolito de Mocoa* sigue siendo usado por los autores Cáceres y Teatin (1985), Moreno y Méndez (1989), Peñuela (1995) y Mojica *et al.* (1996). Ujueta (1999) describe contactos limitados por fallas regionales para este cuerpo plutónico, también llamado *Batolito de Putumayo*, que conforma un complejo ígneo litológicamente heterogéneo constituido, en orden de abundancia, por granitos, granitos alcalinos, monzogranitos y granodioritas.

Geoestudios (1998a) realizó trabajos de cartografía en la parte sur del departamento del Huila y en el Putumayo, cubriendo las planchas 411, 412, 430 y 431. González y Núñez (2001) realizan la descripción de esta unidad y proponen el nombre de *Monzogranito de Mocoa*, de acuerdo con las recomendaciones de la International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC) (1987 y 1994).

4. Descripción geológica

Macroscópicamente, el Monzogranito de Mocoa consta de rocas intrusivas masivas equigranulares con variaciones en el tamaño de grano desde medio (1-4 mm) hasta grueso (4-16 mm). González y Núñez (2001) indican que las rocas que conforman los bordes del cuerpo batolítico evidencian una textura que varía entre equigranular y facies inequigranulares porfídicas. En general, son rocas leucocráticas, con variación en color entre blanco y gris claro, que reflejan un índice de color de 15 a 20%, moteadas de rosado en diferentes tonalidades (figura 2).



Figura 2. Características macroscópicas del Monzogranito de Mocoa
a) Afloramiento de granito sobre la vía Mocoa-San Francisco. b) Autolitos de microdiorita en monzogranito. c) Aspecto macroscópico de monzogranito (IGM 900815). d) Aspecto macroscópico de la roca 900781 cuarzomonzonita.

Partiendo por la vía que de Mocoa conduce a San Francisco, se observa que el plutón composicionalmente es de carácter intermedio a levemente básico, siendo común la presencia de enclaves de composición diorítica, mientras que hacia la parte occidental del cuerpo, más cerca del valle de Sibundoy, varía en composición hacia rocas ácidas y con ausencia de enclaves.

González y Núñez (2001) dividen en dos grupos el cuerpo principal que aflora sobre la cordillera Oriental. Del primero hacen referencia a su localidad tipo en el departamento del Putumayo y a otro conjunto de plutones de menor dimensión que se encuentran geográficamente separados del cuerpo principal, pero han sido asociados genéticamente con este.

4.1. Características microscópicas

Litológicamente, las rocas se agrupan en monzogranitos, granodioritas, cuarzomonzonitas, cuarzomonzodioritas y cuarzodioritas (figura 3). Las rocas están compuestas por plagioclasa, feldespato alcalino y cristales de cuarzo. Como máfico predomina la biotita, y subordinados, cristales de hornblenda.

La descripción petrográfica que se presenta comprende quince muestras de roca tomadas en este estudio, y adicionalmente se compilaron veintiocho análisis petrográficos existentes tomados como anexos de las actividades de cartografía de las planchas 1:100.000 del Ingeominas del cuerpo principal, y cuerpos ígneos aledaños asociados con el Monzogranito de Mocoa

4.2. Monzogranitos, granodioritas, cuarzomonzonitas, cuarzomonzodioritas y cuarzodioritas

El Monzogranito de Mocoa está compuesto principalmente por facies monzograníticas que pueden variar a granodioritas y cuarzomonzonitas. Para la descripción petrográfica se analizaron un total de 37 secciones delgadas (tabla 1).

Estas rocas presentan una textura general subidiomorfa granular y desarrollan texturas especiales poiquilíticas y pertíticas en feldespatos potásicos. El porcentaje modal de los constituyentes minerales en los monzogranitos corresponde a cuarzo (18,4%-38%), plagioclasa (19%-24,4%) y feldespato potásico (18%-40%).

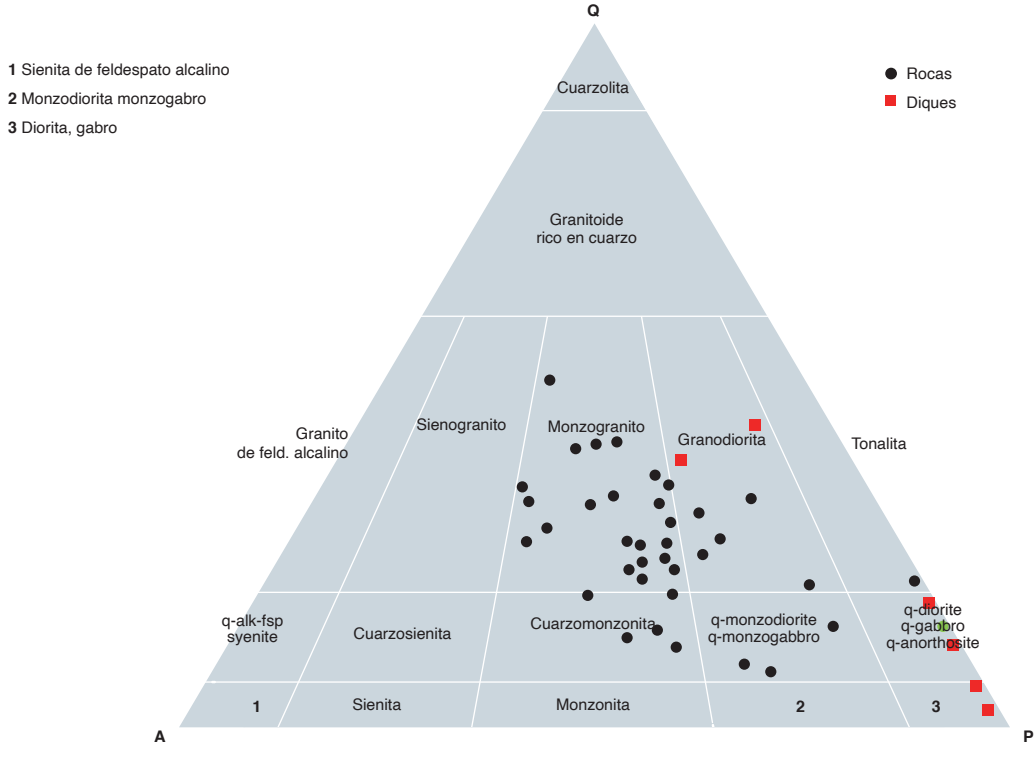


Figura 3. Clasificación modal, según Streckeisen (1976), de las unidades magmáticas que integran el Monzogranto de Mocoa y diques relacionados

Tabla 1. Composición modal del Monzogranito de Mocoa

IGM	W	N	Qz	Pl	Fk	Cpx	Opx	Hbl	Bt	Ms	Opq	Tnt	Ap	Zr	Ep	All	Chl	feno-crist	Matriz	Otros	Clasificación Petrográfica
900781	704939	611216	11	43,2	30,1			4,8	6,8		2,7	0,7	0,7	tr							Cuarzomonzonita
900782	704640	610809	10,6	57,4	9,9			12,8	5		2,8	0,7	0,7								Cuarzomonzodiorita
900784	703893	610370	5,6	58,3	20,5	tr		4,7	9,4		0,7	0,8	tr	tr							Cuarzomonzodiorita
900785	701036	610543	25,6	39,7	32,1			0,6	1,9		tr	tr	tr	tr		tr					Monzogranito
900813	700480	610391	10	41,5	34,5			7			1		tr	tr	6		tr				Cuarzomonzonita
900815	699601	610325	24	43,5	26			0,5	1,5		1		tr	0,5	3						Granito micrográfico
900816	698785	610037	23	25	41			tr	8		0,5		1	tr	1,5						Monzogranito
900818	710026	625196	18,4	36,5	29,2			5	6,4		1	2	1	0,5		tr					Monzogranito
900819	709849	625506	21	42,6	26,2				4,5		1	0,5	1,2	tr	3						Monzogranito
900820	696833	611754	20	46,5	27,5						1		1	tr	1		1	37,5	62,5		Fenorriolita
900821	696065	611042	19	42	32,5			0,5	2		0,5		0,5	tr	0,5		1	35	65		Fenorriolita
900822	694545	611623	23,5	40,5	29			3,5	1,5		1		0,5	tr	0,5						Monzogranito
H-626	641740	540380	20	41	22			7	3		4				1		2				Monzogranito
H-639	639991	540806	22	47	22			2	4		1		tr		2						Granodiorita
J-34	670527	582371	38	30	25				6		1		tr	tr							Monzogranito
L-10	710110	625549	24	45	17			3	4		1	1	tr	tr	2		3				Granodiorita
L-20	710110	625230	28	31	19				3								1			18% Cal, Ser	Monzogranito
Z-657	659904	575612	46,5	17,7	28,7				2,5	0,8		0,3	tr	tr	3,5						Monzogranito
Z-659	659257	576060	1,5	8	5	62	10			tr					1					12,5 Ser, Cal	Websterita con actinolita
Z-664	659526	576912	21,6	28,8	17,6			3,2	18		tr	1,2	tr	tr	9,6						Monzogranito
G-295	702070	610094	15	33	35			3	12		1	0,5	0,5								Cuarzomonzonita
G-300	700407	610215	24	25	36			6	5		2	0,5		0,5						1% Allanita	Monzogranito
G-305	695524	611614	20	38	28			5	5		2,5	0,5	0,5	0,5							Monzogranito
H-025-R-2	681710	585098	14	48	9			7	17		1,5	2,5	0,5	0,5							Cuarzomonzodiorita
H-031-R	681520	586268	28	34	19			6	10		1	1	0,5	0,5							Monzogranito
H-039-R	682146	587068	28	30	31				9		0,5		0,5	1							Monzogranito
R-42	688265	587279	12,5	63				9,2	8,2		2,6	4,5									Cuarzodiorita
R-56	687736	589802	5,9	40,2		4,9		19,6	8,8		4,9				5,9		5,9			3,9 Cal, Ser	Cuarzogabro
R-80	724009	608104	37,9	27,6	27,6						2,3						4,6				Monzogranito
R-82	724009	608104	26,2	24,4	41,4				4,2		2,2	tr			1,6						Monzogranito
C-18	688060	595674	38	26	31				3		0,5		1	0,5							Monzogranito
E-167-R	679536	613737	29	31,5	27,5			tr	8		tr	tr	tr	tr	4						Monzogranito
E-174-R	681148	613304	26,9	20,9	35,2				9		3	2	tr		3		tr				Monzogranito
E-259-R	673404	608588	13	36	22			16,4	9		3	tr	0,6	tr							Cuarzomonzonita
E-740	646151	597247	20	39,5	15,5			5	17			1	tr	tr	1,5	0,5					Granodiorita
G-266	705094	611326	5	41	17		2,7	12	16		4	1	0,8	tr	tr		tr			5% Ser, Cal	Cuarzo-monzogabro
Z-643	655145	565592	30,7	50	13												6,3				Granodiorita

tr = Contenido inferior a 0,1% del mineral.

La biotita es el mineral máfico que predomina, con rangos de 1,5 a 18%; la hornblenda, en proporciones de 0,6 a 7%. Como minerales accesorios se observan epidota (0,5% a 4%), titanita (0,5% a 2%), apatito (0,5% a 1,2%), minerales opacos (0,5% a 4%), circón y allanita en cantidades traza hasta el 1%.

Las granodioritas tienen cantidades de cuarzo entre 20% y 30,7%, plagioclasa entre 38% y 50% y feldespato alcalino entre 13% y 22%. Predomina la biotita hasta con el 17%, seguida de hornblenda, hasta un 5%. Como minerales accesorios también se presentan titanita, allanita, circón, minerales opacos, apatitos y epidota. Las cuarzomonzonitas presentan cuarzo en un 13%, plagioclasa en 36% y de feldespato en 22%; muestran cantidades mayores de hornblenda (16%) que de biotita (9%). Las cuarzodioritas contienen cuarzo en un 12,5% y plagioclasa en un 63%, la hornblenda es del 9,2% y la biotita está en un 8,2%; aparecen titanita en 4,5% y minerales opacos en un 2,6% (figura 4).

En general, la plagioclasa es de tipo andesina (An_{32} a An_{42}) es incolora, levemente empolvada por alteración, y se presenta en formas subhedrales a euhedrales tabulares, inequigranulares, con un tamaño que varía entre 0,5 y 3 mm. Presenta maclas de albita, albita-Carlsbad y

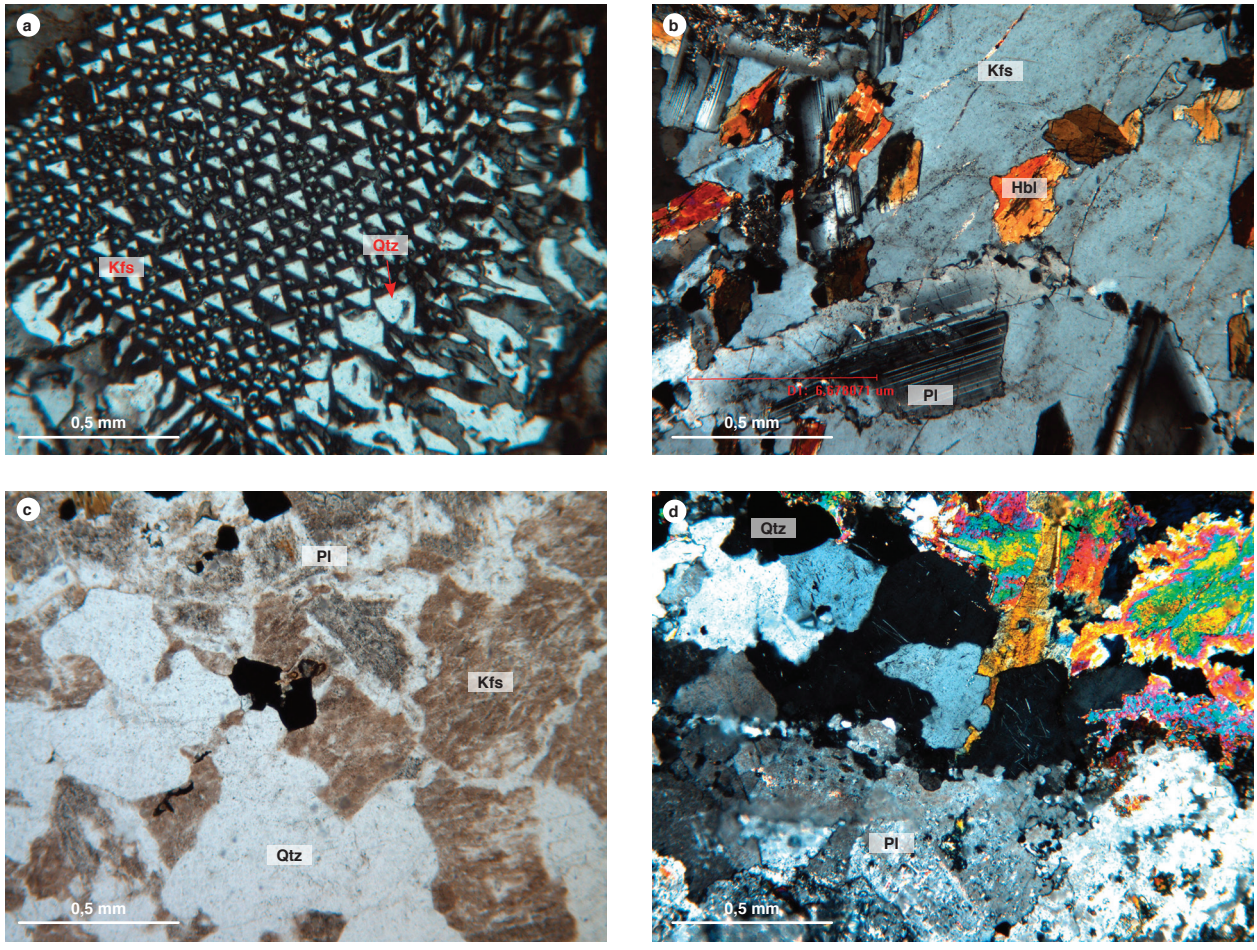


Figura 4. Aspectos microscópicos de las rocas del Monzogranito de Mocoa
a) IGM-900815, textura micrográfica. b) IGM-900782, cuarzomonzonita. Cristal poiquilítico de feldespato alcalino (Kfs) con inclusiones de plagioclasa (Pl) y hornblenda (Hbl). c) IGM-900816, monzogranito. Alteración argílica de plagioclasa (Pl) y feldespato alcalino (Kfs); cristales de cuarzo (Qtz). d) IGM-900819, monzogranito. Alteración de plagioclasa a epidota (Ep).

periclina. Algunos cristales tienen zonación de tipo normal. Se encuentra parcialmente alterada a sericita y epidota. En algunos bordes que se encuentran en contacto con el feldespato potásico desarrolla mirmequitas. Muestra inclusiones de minerales opacos y apatito.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales incoloros intersticiales entre plagioclasa y feldespato alcalino, en tamaños que oscilan entre 0,3 y 1,3 mm. Tienen inclusiones de minerales opacos, plagioclasa, feldespato alcalino y apatito.

El feldespato potásico es de tipo ortosa, se presenta en cristales incoloros a levemente empolvados por alteración a minerales de arcilla, inequigranulares, con tamaños de hasta 3 mm. Presenta inclusiones de plagioclasa, hornblenda, biotita y apatito. Es común el desarrollo de pertitas en forma de parches y filoncillos por exolusión con la plagioclasa. La roca 900815 presenta abundante textura micrográfica dada por el desarrollo de cuñas triangulares, lamelas de cuarzo y texturas simplectíticas hacia los bordes de los cristales de plagioclasa.

La biotita se encuentra en láminas euhedrales a subhedrales, entre los cristales de feldespato y cuarzo, en tamaños que van de 0,25 a 0,5 mm. Es de color pardo verdoso a marrón, con pleocroísmo X: marrón claro Y = Z: marrón pardo, con exfoliación en una dirección y una extinción moteada paralela al clivaje. Tiene inclusiones de minerales opacos, apatito, circón y titanita.

La hornblenda se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, inequigranulares, en cortes basales octogonales y longitudinales. Es de color verde, con pleocroísmo X: verde pálido, Y: verde y Z: verde oliva. El ángulo

de extinción es del orden de 14° y 21°, con color de interferencia castaño del segundo orden. Presenta maclas e inclusiones de minerales opacos, titanita, cuarzo, biotita, circón y apatito.

La titanita se presenta en cristales euhedrales a anhedrales de formas rómbicas y en agregados cristalinos. Su tamaño varía entre 0,05 y 0,5 mm. Es de color pardo, tiene relieve alto (n > b), extinción paralela incompleta. Está asociada a opacos, hornblenda y biotita.

Los minerales opacos se encuentran como cristales anhedrales diseminados de 0,3 mm, isotrópicos. Están asociados con titanita y apatitos, como inclusiones en biotita y hornblenda.

El circón aparece en cristales subhedrales prismáticos alargados, incoloros, de relieve alto. Su birrefringencia es alta, con colores fucsia a verde del tercer orden. Su tamaños promedio es de 0,04 mm. Se encuentra como inclusión en biotita y plagioclasa.

El apatito se presenta en cristales subhedrales incoloros de relieve alto, con una birrefringencia gris del primer orden; su extinción es paralela. El apatito de encurntra como inclusiones en plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

Como mineral de alteración, la epidota se presenta en agregados granulares incoloros a verde amarillento, con pleocroísmo verde y colores de interferencia azul-verde del tercer orden. También se presenta como alteración de plagioclasa y en venillas que cortan la roca.

4.3. Unidades intrusivas

De acuerdo con Leal (2011), las facies plutónicas del Monzogranito de Mocoa presentan intrusiones tabulares de **pórfidos que fueron observados y muestreados en este trabajo en la vía que de Mocoa lleva** a Sibundoy, en el sector El Silencio-La Piragua (IGM 900820 y 900821), y han sido clasificadas petrográficamente como fenoriolitas (figura 5).

Asimismo, González y Núñez (2001) describen petrográficamente cuerpos de pórfidos de composición dacítica localizados en el río Suacita (plancha 412). Los pórfidos IGM 900820 y 900821 se caracterizan por presentar una matriz (62,5-65%) microgranular felsítica de tamaño de cristal menor de 0,05 mm, compuesta por cristales anhedrales limpios de cuarzo que contrastan en el relieve con cristales de feldespato y plagioclasa. Opacos finos diseminados en la matriz, micas de sericita incoloras y nidos de calcita.

Los fenocristales (35-37,5%) están constituidos por plagioclasa de tipo andesina (An_{34}), en cristales subidiomórficos alterados a sericita, calcita y epidota, en tamaños de 0,6 a 0,8 mm. Son cristales zonados y con maclas tipo albita que muestran bordes de reacción con la matriz.

El feldespato se encuentra en cristales xenomórficos con texturas de desmezclas con plagioclasa y hacia los bordes con la matriz, en tamaño promedio de 0,7 mm, y con inclusiones de apatito y opacos. El cuarzo se presenta en cristales limpios xenomórficos, incoloros, de modera-

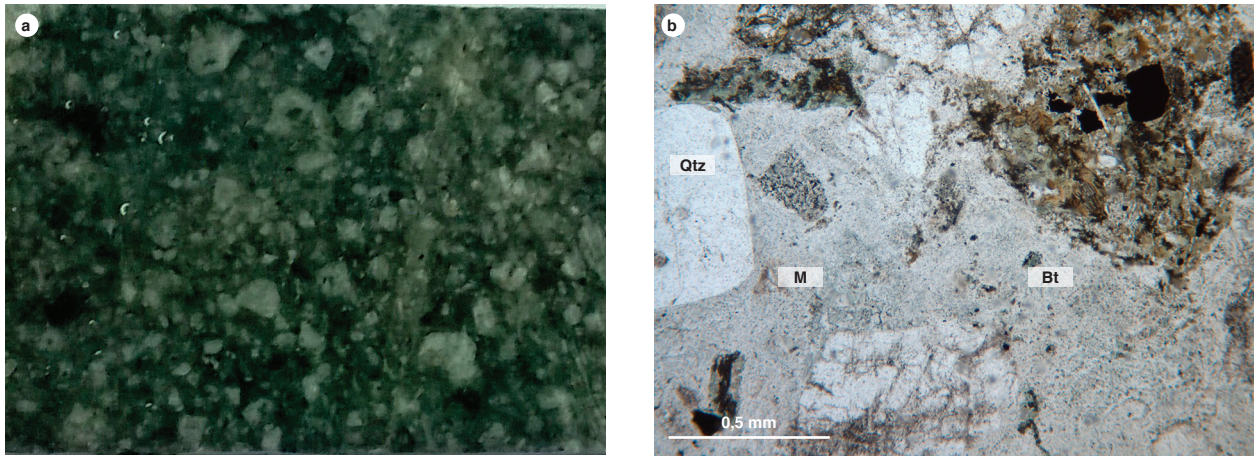


Figura 5. Aspecto de los cuerpos de pórfidos que cortan el cuerpo principal del Monzogranito de Mocoa
a) IGM-900820. b) IGM-900821. Nidos de láminas de biotita (Bt), fenocristales limpios de cuarzo (Qtz) inmersos en una matriz félsica (M).

do relieve, y presenta texturas en bahías por reabsorción de la matriz. Los cristales de hornblenda son subidiomórficos con un tamaño promedio de 0,6 mm, algunos alterados a biotita.

Se presentan nidos de biotita de color pardo con pleocroísmo pardo a verde y extinción moteada. Los minerales opacos son xenomorfos con tamaños que varían de 0,3 a 0,5 mm, y se encuentran diseminados en la roca. Como minerales accesorios se presentan circón y apatito.

4.4. Rocas de dique

Se analizaron seis secciones delgadas de rocas de dique. Petrográficamente predominan las andesitas (3), seguidas de dacitas (2) y microdioritas (1) (figura 6 y tabla 2). En general, presentan una textura holocristalina porfídica, con texturas especiales seriadas dadas por cristales de plagioclasa, texturas de reacción con la matriz que generan cuarzo en bahías, textura fluidal dada por la orientación de los microcristales de plagioclasa y texturas glomeroporfirítica y poiquilítica en plagioclasa y hornblenda.

4.5. Andesitas y microdioritas

Están conformadas por una matriz que varía en proporción entre el 45% y el 80% del total de la roca. La matriz es de carácter microlítico fluido, constituida por cristales finos de plagioclasa (15%-73%), que están alterados a sericita y calcita (figura 7). Aparecen cristales subidiomórficos tabulares de hornblenda (16,5%-22%) de color verde pálido alterados parcialmente a clorita.



Figura 6. Cuerpo de dique básico de dimensiones centimétricas que atraviesa la roca granítica del Monzogranito de Mocoa en la quebrada Campucana, tributaria del río Mocoa, sector San Antonio

Tabla 2. Clasificación petrográfica de rocas de dique que atraviesan el Monzogranito de Mocoa

IGM	W	N	Qz	Pl	Fk	Hbl	Bt	Opq	Tnt	Ap	Ep	Chl	Fenocristal	Matriz	Amigdalas	Otros	Clasificación petrográfica
900783	704640	610809	2,9	73,7		16,8	1,5	4,4	0,7	tr							Microdiorita
900814	700480	610391	tr	66,5		22		1	0,5		tr	4	26	72,5	1,5	4,5% Sericita	Andesita
900817	696673	611648	35,5	39,5	19		3	1		0,5	1	tr	36,5	63,5			Fenodacita
H-053R	681787	588569	3,4	31,5		16,5	2,2	1			tr	tr	54,6	45,4			Andesita
P-53	704430	603108	42,9	48,2	7,7			1,2				tr	34,5	65,5			Dacita
R-56-B	704716	603228	3,0	15,0				0,5				1,5	20	80			Andesita

tr = Contenido inferior a 0,1% del mineral
Fuente: autores

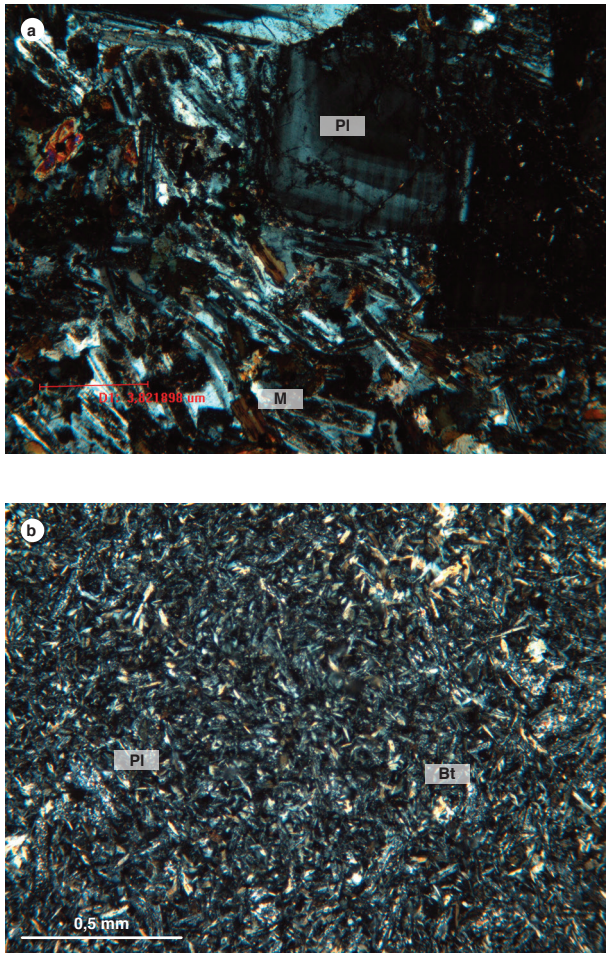


Figura 7. Aspecto de los diques de composición básica (andesitas) que cortan el Monzogranito de Mocoa
a) IGM-900783. Fenocristal de plagioclasa (Pl) en matriz microlítica fluidal, formada por pequeños cristales orientados de plagioclasa. b) IGM-900814. Nidos de láminas de biotita (Bt), microlitos de plagioclasa (Pl) y matriz félsica (M).

De manera intersticial entre microlitos se presentan agregados de finas láminas de clorita (traza-4%) de color verde manzana, pleocroicas, con birrefringencia baja de color pardo del segundo orden, y minerales opacos (0,5%-4%) de tamaños finos (0,02 mm) diseminados en la roca (figura 7).

Los fenocristales aparecen en relaciones de 26%-54,6%, en tamaños mayores de 0,5 mm. Están conformados por plagioclasa de composición andesina (An_{32}-An_{36}), en cristales de hábito tabular que muestran extinción zonada normal, donde el núcleo es más cálcico que los bordes, y forman glomerofenocristales.

La hornblenda se presenta como fenocristales euhedrales inequigranulares de tamaños que varían entre 0,3 mm y 2,4 mm. Es de color marrón claro a verde con pleocroísmo X: verde oliva Y: verde pálido, y colores de interferencia amarillos del segundo orden. La hornblenda se encuentra en cortes basales y longitudinales con buen desarrollo de clivaje. Tiene inclusiones poiquilíticas de titanita y se altera parcialmente a clorita y epidota.

Como minerales accesorios, los diques de composición básica presentan titanita en cristales subhedrales a anhedrales con un tamaño promedio de 0,5 mm, asociados a los minerales opacos, hornblenda o como inclusión en plagioclasa.

El apatito se presenta como microcristales euhedrales en cortes longitudinales hexagonales, de relieve alto, incoloro, junto a opacos y hornblenda.

4.6. Dacitas

Estos diques son menos frecuentes en el plutón. Macroscópicamente se presentan como rocas inequigranulares de color gris claro, moteadas de blanco y negro, compuestas por una matriz microcristalina y fenocristales de plagioclasa, cuarzo y hornblenda de hasta 1 mm (figura 8).

Presentan una textura general holocristalina hipidiomórfica inequigranular, texturas especiales de reacción con la matriz dada por cuarzo en bahías y texturas poiquilíticas por inclusión de minerales accesorios en cuarzo y feldespato.

La matriz es microgranular felsítica de tamaño de cristal menor de 0,05 mm, y está presente en un 65% de la roca. Está compuesta por cristales xenomórficos de feldespato con aspecto ligeramente sucio por alteración a arcillas que contrastan con cristales limpios incoloros de cuarzo. La plagioclasa es subhedral y se encuentra sericitizada casi en su totalidad. Se presentan minerales opacos diseminados y láminas finas de biotitas subidiomórficas tabulares de color pardo.

Los fenocristales representan el 35% del total de la roca. Predominan los cristales de plagioclasa de tipo andesina (An_{38}) subhedrales de hasta 2,5 mm de largo, y los más pequeños de hasta 1 mm. Algunos presentan zonación normal.

El cuarzo es xenomórfico, en tamaños entre 0,4 mm y 1,1 mm, presenta texturas en bahías por reacción con la matriz.

El feldespato alcalino corresponde a sanidina, en cristales xenomórficos de tamaños desde 0,5 mm hasta 1,5 mm, incoloros de aspecto sucio por alteración a minerales de arcilla. Presenta inclusiones de minerales opacos y bordes absorbidos por la matriz.

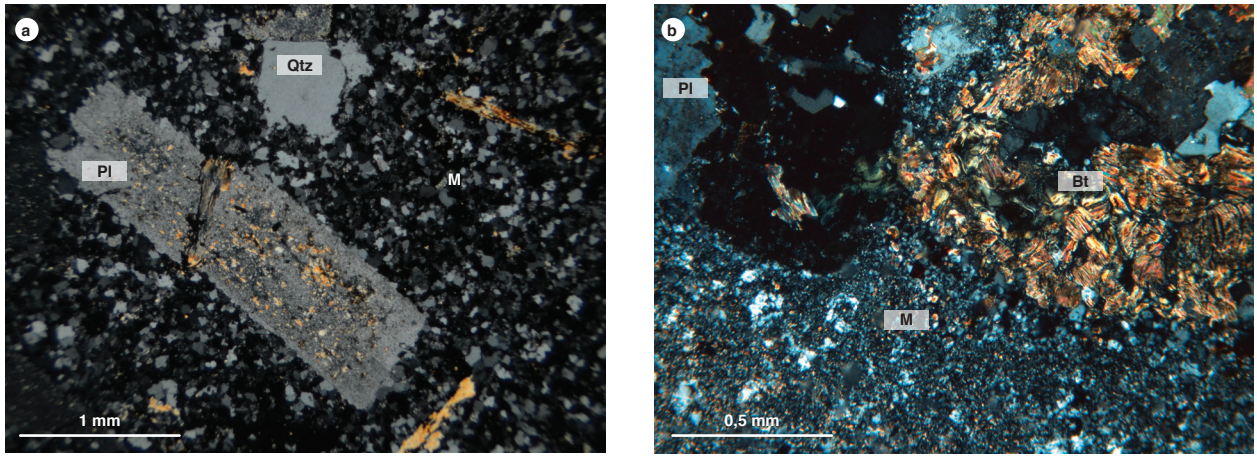


Figura 8. Aspecto de diques de composición ácida (dacitas) que cortan el plutón principal del Monzogranito de Mocoa
a) Roca P-53, P2.5X. Fenocristales de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz) en matriz microgranular. b) IGM-900817.P10X matriz felsítica (M), nidos de láminas de biotita (Bt) y fenocristal de plagioclasa (Pl).

La biotita se presenta en nidos como láminas muy finas de color marrón, pleocroicas de marrón a verde oliva, con una extinción moteada. Algunas veces están alteradas a clorita y se encuentran asociadas con minerales opacos y apatito.

Los minerales opacos se presentan en cristales finos anhedrales diseminados en la matriz de la roca. El apatito se presenta en cristales subidiomórficos prismáticos cortos, en tamaños de 0,05 mm en la matriz, y como inclusiones en fenocristales de plagioclasa y cuarzo.

Como mineral de alteración de la plagioclasa, en la matriz y en fenocristales aparecen agregados granulares de epidota de 0,2 mm, de color verde amarillento con birrefringencia fuerte fucsia a verde del tercer orden.

5. Litogeoquímica

La caracterización litogeoquímica del Monzogranito de Mocoa se limitaba a la información presentada por Leal (2011) sobre las muestras de pórfidos dacíticos asociados a la mineralización de Cu y Mo, que fueron retomadas del proyecto de recursos minerales "Proyecto Mocoa".

Este autor compara geoquímicamente estos cuerpos porfídicos con diques porfídicos de similar composición de las regiones de Santa Cruz y Santa Rosa del Sur en la serranía de San Lucas, que también se encuentran intruyendo secuencias volcano-sedimentarias de edad Jurásica.

En este trabajo se realiza el análisis geoquímico de quince muestras con previa petrografía, correspondiente a doce rocas granitoides y tres rocas de dique.

Los análisis litogeoquímicos se elaboraron en el laboratorio químico del Servicio Geológico Colombiano, sede Bogotá, utilizando las técnicas de fluorescencia de rayos X para determinar la presencia de **óxidos** mayores que se expresan como wt% roca total, y los elementos traza Mo, V, Nb, Ta, W, Zr y Hf en ppm. Por otra parte, los contenidos de tierras raras se midieron con el equipo de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).

Para la ubicación en gráficos específicos e interpretación de los óxidos mayores se recalcularon los valores al 100%, eliminando los valores correspondientes a volátiles (LOI, perdidas por ignición). Los resultados de óxidos mayores se muestran en la tabla 3.

El Monzogranito de Mocoa varía en composición entre rocas intermedias a ácidas con contenidos de SiO_2 entre el 54,28 y 75%, K_2O entre 2,09 y 4,88%, y Na_2O entre 3,36 y 4,30%. Los valores de CaO aumentan en las rocas intermedias con valores de 4,21 a 6,32%, y disminuyen hacia las rocas ácidas con valores entre 2,20 y 0,78%. Del mismo modo se comporta el MgO, con rangos entre 0,18 y 2,99%. En general se presentan bajas concentraciones de TiO_2, en promedio de 0,56%, y de Al_2O_3 en promedio de 15,5%.

Los contenidos de SiO_2 en las rocas de diques muestran valores de 46,30 a 54,53% y de 70,44% en la roca clasificada petrográficamente como dacita. Se incrementan los valores de MgO, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 en las rocas más básicas. El contenido promedio de Na_2O en las rocas es de 3,33%, y el de K_2O, 2,5%. El valor de 8,06% del LOI

Tabla 3. Composición de óxidos mayores (wt%) del Monzogranito de Mocoa

IGM	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	FeO	LOI	Total
Rocas graníticas													
900781	59,64	1,00	17,80	5,54	1,85	4,29	4,15	4,42	0,36	0,10	2,66	0,37	101,81
900782	55,58	1,16	17,42	7,76	3,07	6,48	4,08	2,15	0,67	0,11	3,90	1,27	102,38
900784	58,67	1,12	17,36	6,27	2,36	5,12	4,42	3,32	0,50	0,13	3,31	0,45	102,58
900785	70,41	0,36	14,62	2,38	0,75	2,21	3,56	4,58	0,11	0,06	1,06	0,80	100,09
900813	70,12	0,36	14,63	2,58	0,76	2,03	3,35	4,87	0,12	0,10	0,78	0,88	99,71
900815	74,11	0,24	13,77	1,19	0,24	1,24	3,75	4,45	0,05	0,07	0,20	0,75	99,32
900816	74,74	0,21	13,60	1,23	0,18	0,78	3,98	4,34	0,05	0,05	0,46	0,73	99,62
900818	67,83	0,39	16,36	3,05	0,89	3,63	4,29	2,63	0,15	0,07	1,33	0,49	100,62
900819	69,63	0,32	15,22	2,86	0,67	2,37	3,73	3,86	0,12	0,05	1,32	0,92	100,16
900820	68,79	0,41	15,44	2,83	0,68	3,17	3,43	3,97	0,12	0,07	1,20	0,88	100,11
900821	67,29	0,42	16,24	3,19	1,09	3,12	3,98	3,53	0,12	0,06	1,94	0,76	100,99
900822	66,54	0,51	15,66	3,90	1,33	3,22	3,90	3,40	0,15	0,10	1,88	1,11	100,59
Rocas de dique													
900783	52,23	1,17	15,56	7,14	2,92	5,70	4,02	2,16	0,57	0,15	4,16	8,06	95,78
900814	47,92	1,23	17,06	10,03	7,46	8,67	2,41	1,64	0,42	0,48	6,15	2,43	103,47
900817	70,43	0,39	15,52	2,02	0,54	2,53	3,49	3,91	0,11	0,05	0,99	0,87	99,98

de la roca IGM 900783 (tabla 3) sugiere una alteración notable, lo cual queda comprobado con el análisis petrográfico, y por lo tanto no es tenida en cuenta en los análisis geoquímicos.

Las rocas reflejan una composición subalcalina, con valores de álcalis de 7,6% en promedio, siendo mayor en las muestras IGM 900815 y 900816, todas ellas saturadas en SiO_2, y se ubican en los campos de granitos y granodioritas.

En el diagrama TAS de Middlemost (1994) (figura 9a), dos muestras tienden hacia series alcalinas, y corresponden a las rocas más básicas (IGM 900782 y 900784), que se ubican en el campo de las cuarzomonzodioritas y cuarzomonzonitas. Por su parte, en el diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (2002) (figura 9b), las rocas de diques muestran una distribución entre rocas básicas, que corresponden a las muestras IGM 900783 y 900814, la última de las cuales es un poco más intermedia, ubicándose en los campos de los basaltos y traquiandesitas. La roca IGM 900817, de composición más ácida, se ubica en el campo de las rocas riolíticas.

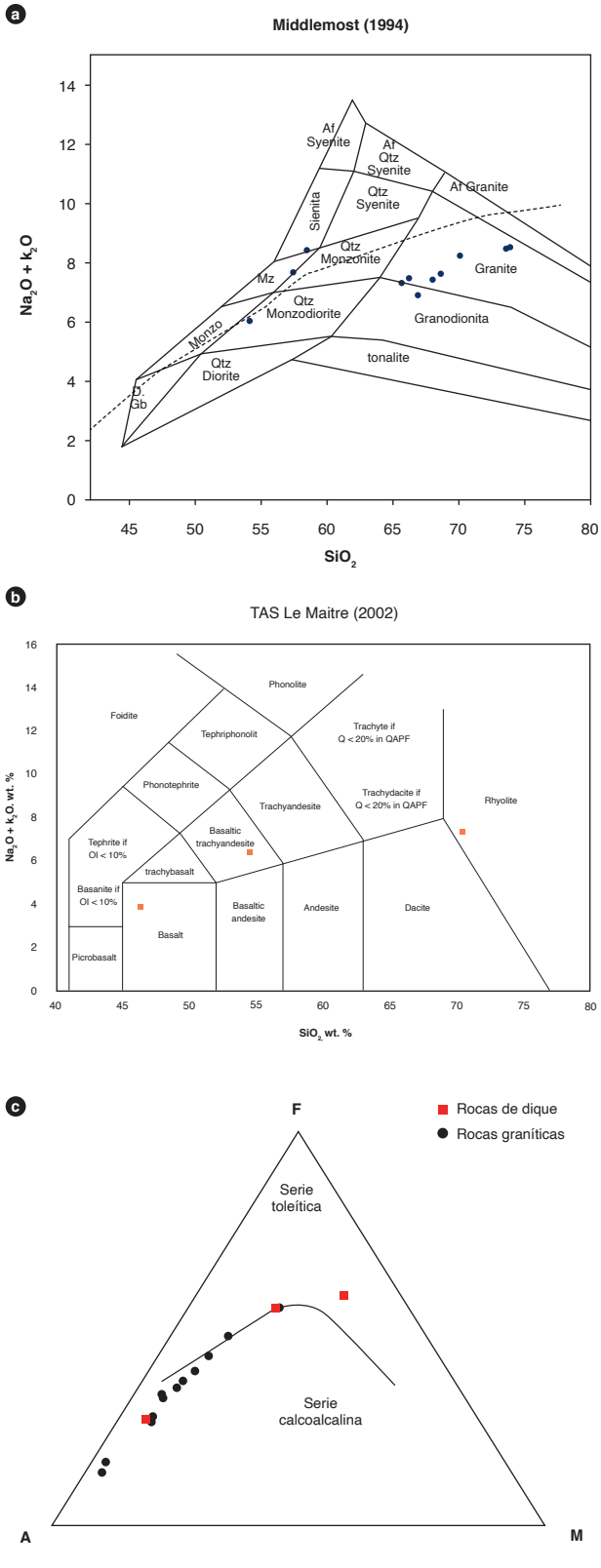
Asimismo, en el diagrama AFM (figura 9c) se muestra un enriquecimiento hacia los álcalis, con tendencia de evolución magmática hacia las series alcalinas (IGM 900815 y 900816). Por otro lado, las rocas de dique de composición básica y una roca del cuerpo muestran distribución en las series toleíticas.

En el diagrama K_2O, contrastado con SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976, figura 10a), las rocas se ubican en general en la serie calco-alcalina alta en potasio, y se diferencian en dos grupos, según su contenido de sílice. Un grupo lo conforman las rocas con contenidos entre 55 y 60% de SiO_2, y el otro grupo, más ácido, tiene valores entre 66 y 74% de SiO_2. La roca IGM 900781 se localiza en el campo de la serie shoshonítica, con menores contenidos de SiO_2 (58,57%) y altos valores de Al_2O_3 (17,48%); otra muestra (IGM 900818) se localiza en la serie calco-alcalina con valores de K_2O de 2,61%.

El Monzogranito de Mocoa muestra dispersión de las rocas entre los campos metaluminoso y peraluminoso. En este último campo se ubican las rocas más enriquecidas con SiO_2, con relaciones de A/CNK entre 1,42 y 1,56 (IGM 900813, 900815, 900816, 900819, 900821), y el dique se clasifica petrográficamente como dacita (IGM 900817, figura 10b). Asimismo, esta tendencia peraluminosa fue observada por Leal (2011) en las rocas de pórfidos dacíticos.

Las rocas de composición intermedia a básica (roca de dique 900814) y la muestra 900782 presentan los valores mayores del número magnesiano (#Mg 41,58 y 55,49), lo cual es indicativo de bajo grado de evolución magmática.

En el diagrama multielemental de Sun y McDonought (1989) se observa una señal geoquímica homogénea



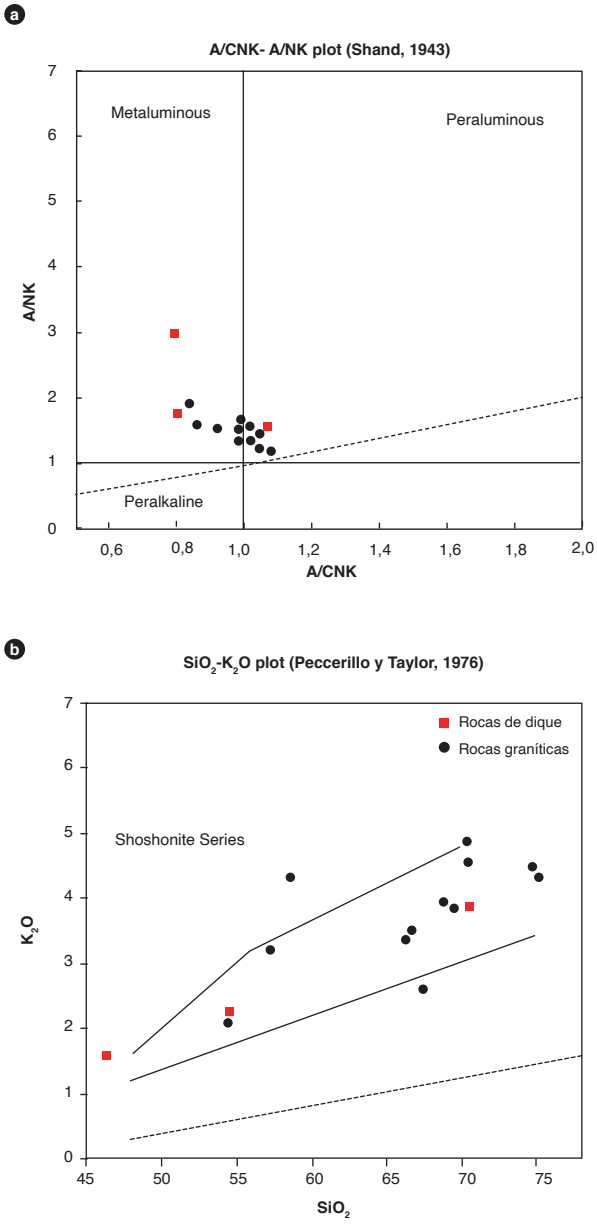


Figura 9. Diagramas de clasificación química de rocas del Monzogranito de Mocoa
a) Diagrama de TAS (Middlemost, 1994). b) Diagrama AFM correspondiente a las rocas del Monzogranito de Mocoa.

Figura 10. Diagramas de clasificación química de rocas del Monzogranito de Mocoa
a) Diagrama K2O Vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976), b) Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943).

y característica de magmas calco-alcalinos con alto potasio, excepto en las cuarzomonzodioritas y cuarzomonzonitas (IGM 900782 y 900784) que tienen mayor enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) que el patrón general, sin anomalía del europio; se trata de rocas más **básicas**.

Las rocas graníticas presentan valores mayores de 100 veces el condrito hacia las LREE y decaen hacia valores cercanos a 20 veces el valor del condrito en las tierras

raras pesadas (HREE), con relaciones de La/Yb en promedio de 16,48, siendo mayor en la roca IGM 900781, clasificada como cuarzomonzonita. Todas las rocas dibujan el patrón homogéneo y paralelo que decrece progresivamente hacia las tierras raras pesadas (figura 11a). La mayoría de las rocas presentan una anomalía positiva del europio poco pronunciada, con valor promedio de Eu* = 1,18, que se hace más marcada en la roca 900781 (Eu* = 2,6).

Los diques de composición básica exhiben discrepancia en los valores de las LREE, lo cual sugiere relaciones no cogenéticas. La roca IGM 900783 presenta una relación mayor de La/Yb = 20,78 con respecto a la roca IGM 900814 (La/Yb = 7,55). Hacia las REE medias el comportamiento de estas dos muestras se va homogeneizando. Por otra parte, la roca IGM 900817 presenta un comportamiento muy diferente, con una fuerte pendiente en las REE livianas y una leve anomalía positiva de Eu, con valores de Eu* = 1,19 (figura 11b).

En el diagrama normalizado a N-MORB (figura 12), las rocas del Monzogranito de Mocoa muestran homogeneidad con enriquecimiento general en los elementos litófilos más móviles (Rb, Ba, Cs y Pb), y empobrecimiento de Nb, Ce, lo cual es característico de granitos formados en ambientes de arcos magmáticos (Pearce *et al*, 1984). Asimismo, se observa un valor alto en Pb relacionado con su mineralización y anomalías negativas de Sr en las rocas más ácidas (IGM 900815 y 900816), lo cual es coherente con el menor contenido modal y mayor tenor del componente albítico de plagioclasa en estas rocas.

En los diques no se observa un fraccionamiento de acuerdo con su litología. Muestran altas concentraciones de Cs, Ba y Th, con afinidad hacia ambientes de corteza continental (márgenes convergentes).

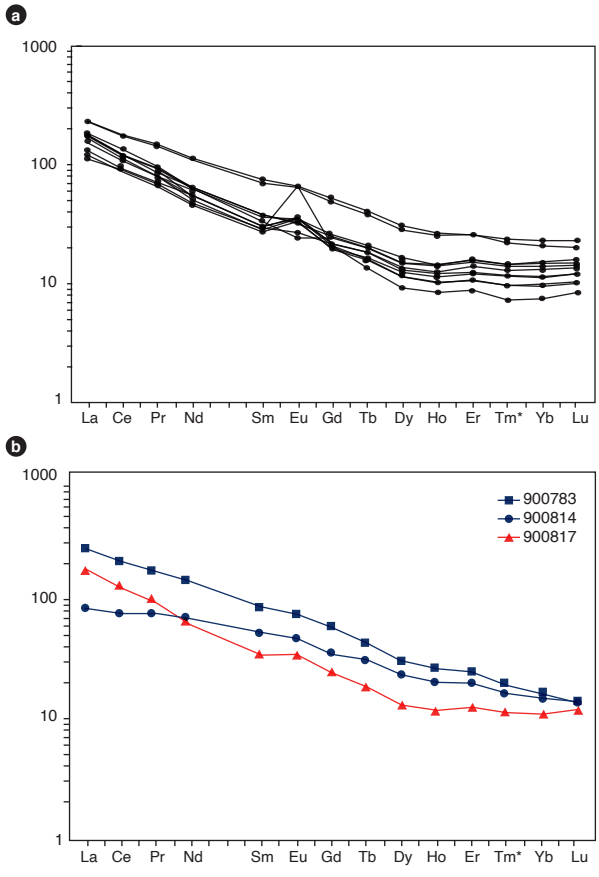


Figura 11. Diagrama multielemental correspondiente al Monzogranito de Mocoa normalizado a condrito (Sun y McDonought, 1989)
a) Rocas graníticas. b) Rocas de dique (azul: diques de composición básica; rojo: dique de composición ácida).

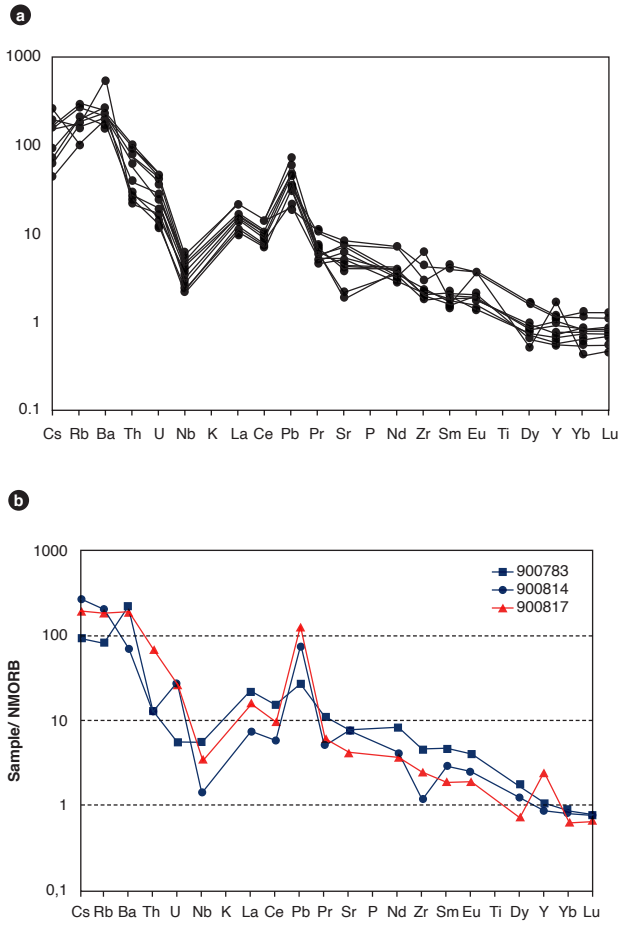


Figura 12. Diagrama correspondiente a las rocas del Monzogranito de Mocoa normalizado a N-MORB (Sun y McDonought, 1989)
a) Rocas graníticas. b) Rocas de dique (azul: diques de composición básica; rojo: dique de composición ácida).

5.1. Discriminación del ambiente tectónico

Las relaciones de Nb, Y y Rb en las rocas del Monzogranito de Mocoa y diques asociados (figura 13) muestran afinidad con ambientes de arco magmático en el diagrama de Pearce *et al.* (1984), con tendencia de la roca de dique IGM 900817 hacia el campo de los granitos orogénicos.

El diagrama de Ga/Al vs Zr exhibe una diferenciación entre dos grupos de rocas (figura 13b): un grupo que pertenece al campo de granitos tipo-I, que en general consta de rocas graníticas de composición ácida (monzogranitos y la roca de dique dacítica), y otro grupo más disperso hacia el campo de granitos tipo-A, que se caracterizan por contenidos bajos de CaO, MgO, Zr y Nb (Whalen *et al.*, 1987). El comportamiento disperso de estas rocas concuerda con los diferentes patrones geoquímicos que se observan en los diagramas multielementales, y corresponden a las rocas de composición intermedia a básica (IGM 900781, 900782, 900784, 900818 y los dos diques andesíticos). Igualmente, en el diagrama de Frost *et al.* (2001) (figura 13c) se observan dos tendencias entre las rocas más básicas y ácidas, que muestran características de granitos de tipo magnesianos (cordilleranos de tipo I).

6. Posición estratigráfica y edad

De acuerdo con González y Núñez (2001), el Monzogranito de Mocoa presenta contactos intrusivos que se evidencian en los efectos térmicos y diques afines que cortan las rocas encajantes; hacia la parte del Putumayo intruye formaciones triásicas que son correlacionables con la Formación Payandé situada en el valle superior del Magdalena. El contacto entre este plutón y la Formación

Tabla 4. Contenido de elementos traza y tierras raras (ppm) del Monzogranito de Mocoa

IGM	Li	Be	Sc	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Cd	In	Cs	Ba	W	Zr
900781	12,6	2,3	18,8	68	17,8	1002,2	15,1	7,1	20,3	76,1	22,1	94,3	664	48,2	0,1	0	1,3	3451,3	9,2	471,9
900782	15,6	3,5	25,1	122,8	11,8	1016,4	22,8	7,5	80,7	123,4	24,9	58,4	751,1	32,1	0,1	0	1,8	1171,9	13,8	217,5
900784	22,2	3,5	19,8	89,8	12,8	1277,7	16,9	6,5	18,9	108,1	23,3	87,9	674,3	31	0,1	0,1	1,3	1346,2	15,6	315
900785	9,9	4,1	6,5	26,6	12,2	501,3	15,3	3,9	7,2	41,5	18	150	393,6	20,6	0,2	0	1	1366,8	43,9	142
900813	9	3,8	7,1	30,2	14,9	951,4	12,5	3,9	4,6	299,1	17	160,2	357,7	21,2	0,1	0	1,1	1502,3	36,8	148,3
900815	3,3	3,4	4,4	< 9	13,3	704,9	9,6	2,7	6,1	43,1	17,2	119,3	194	18,8	0,1	0	0,6	1250,7	37,4	163
900816	6,6	3,7	3,8	< 9	13,2	490,6	9,2	2,6	13,1	36,7	18	120,4	163,6	28,3	0,1	0	0,5	1083,9	36	128,8
900818	22,7	2,6	7,8	29,9	17,4	584,3	11,6	6,2	5	38,5	21,6	56,4	701	15,6	0,1	0	0,3	1315,2	26,3	133,3
900819	6,3	2,6	5,7	21,1	16,3	454,1	15,9	4,2	49,3	32,7	18,3	103,8	559,5	15,2	0,1	0	0,4	1696,1	50,5	144,2
900820	6,5	2,5	6,8	39,5	12,4	576,7	12,2	4,8	5,5	72	16,9	97	472	16,1	0,2	0	1,2	1479,5	42	174,4
900821	11	2,4	9,9	50,8	14,5	535,4	13,4	4,8	14,7	53,3	19,3	117,8	450,6	16,1	0,1	0	1,2	1513,6	36,1	153,1
900822	15,8	2,8	11,6	63,3	12,9	763,8	12,7	5	21,1	59,6	18,2	101,6	438,5	26,2	0,1	0	1	1341,9	21,1	152,6
Rocas de dique																				
900783	17	3,1	25,3	129,6	23,2	1263,5	22,7	14,3	33,6	131,2	23,9	44,5	711,1	29,5	0,3	0,1	0,6	1334,1	17,4	344,6
900814	27,2	2,8	44,5	224,8	220,3	4190,9	36,3	79,9	25,1	306,8	24,2	109,4	680,7	24,6	0,2	0,1	1,9	437,2	8,9	87,5
900817	7,3	2,8	6,7	34,4	12,9	482,1	10,1	3,8	8,8	42,1	17,9	102,2	381	68,3	0,2	0	1,3	1188,6	34,9	181

IGM	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Th	U	Nb
900781	41,7	69	7,3	23,3	4,3	3,7	4,3	0,5	2,3	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	0,3	10	2,7	0,8	7,7
900782	53,7	107,1	14	52,3	11,4	3,7	10,6	1,5	7,6	1,5	4,3	0,6	3,5	0,5	0,3	5,7	3,2	0,9	10,9
900784	53,7	106,2	13,4	50,8	10,6	3,7	9,9	1,4	7,1	1,4	4,2	0,6	3,9	0,6	0,4	9,8	4,6	1,4	13,3
900785	43,2	82	9,1	29,6	5,7	1,8	5,3	0,8	4,1	0,8	2,6	0,4	2,6	0,4	0,6	18,2	12	2,2	9,3
900813	41,7	73,2	8,7	29,1	5,5	2	5,3	0,8	3,9	0,8	2,5	0,4	2,4	0,4	0,7	21,9	11,4	1,9	8,3
900815	39,6	69	8,2	24,8	4,6	1,5	4,5	0,7	3,4	0,7	2,3	0,3	2,2	0,3	0,6	14,7	11	2,2	10,2
900816	40,6	72,2	8,3	28,2	5,1	1,4	4,9	0,8	3,9	0,8	2,5	0,4	2,5	0,4	0,4	11,1	12,8	2	10,9
900818	30,8	55,5	6,7	25,5	4,6	2	4,2	0,6	2,9	0,6	1,8	0,2	1,7	0,3	0,2	6,7	3	0,6	5
900819	26,5	54	6,4	22,1	4,3	2,1	4,1	0,6	2,9	0,6	1,7	0,2	1,6	0,3	0,3	9,2	3,6	0,7	4,6
900820	37	64,6	7,5	26,1	4,6	2	4,5	0,7	3,2	0,7	2,1	0,3	1,9	0,3	0,4	14,9	7,1	1,1	6,8
900821	28,6	52,2	6,1	21	4,1	1,9	4	0,6	3,1	0,6	2	0,3	1,9	0,3	0,4	10,7	9	1,8	5,2
900822	36,2	64,2	7,6	27,9	5	1,9	4,9	0,7	3,8	0,8	2,6	0,4	2,5	0,4	0,4	13,3	9,1	2,2	6,2
Rocas de dique																			
900783	55,8	112,5	14,6	59,7	12,2	4,1	11,2	1,5	7,6	1,4	3,9	0,5	2,7	0,3	0,2	8,1	1,5	0,3	12,9
900814	18,5	44,5	6,7	30,3	7,6	2,6	6,8	1,1	5,7	1,1	3,2	0,4	2,5	0,3	0,7	23,4	1,6	1,3	3,3
900817	39,2	69,3	8,1	26,6	5	1,9	4,8	0,7	3,2	0,7	2	0,3	1,9	0,3	0,4	35,8	8,3	1,2	7,7

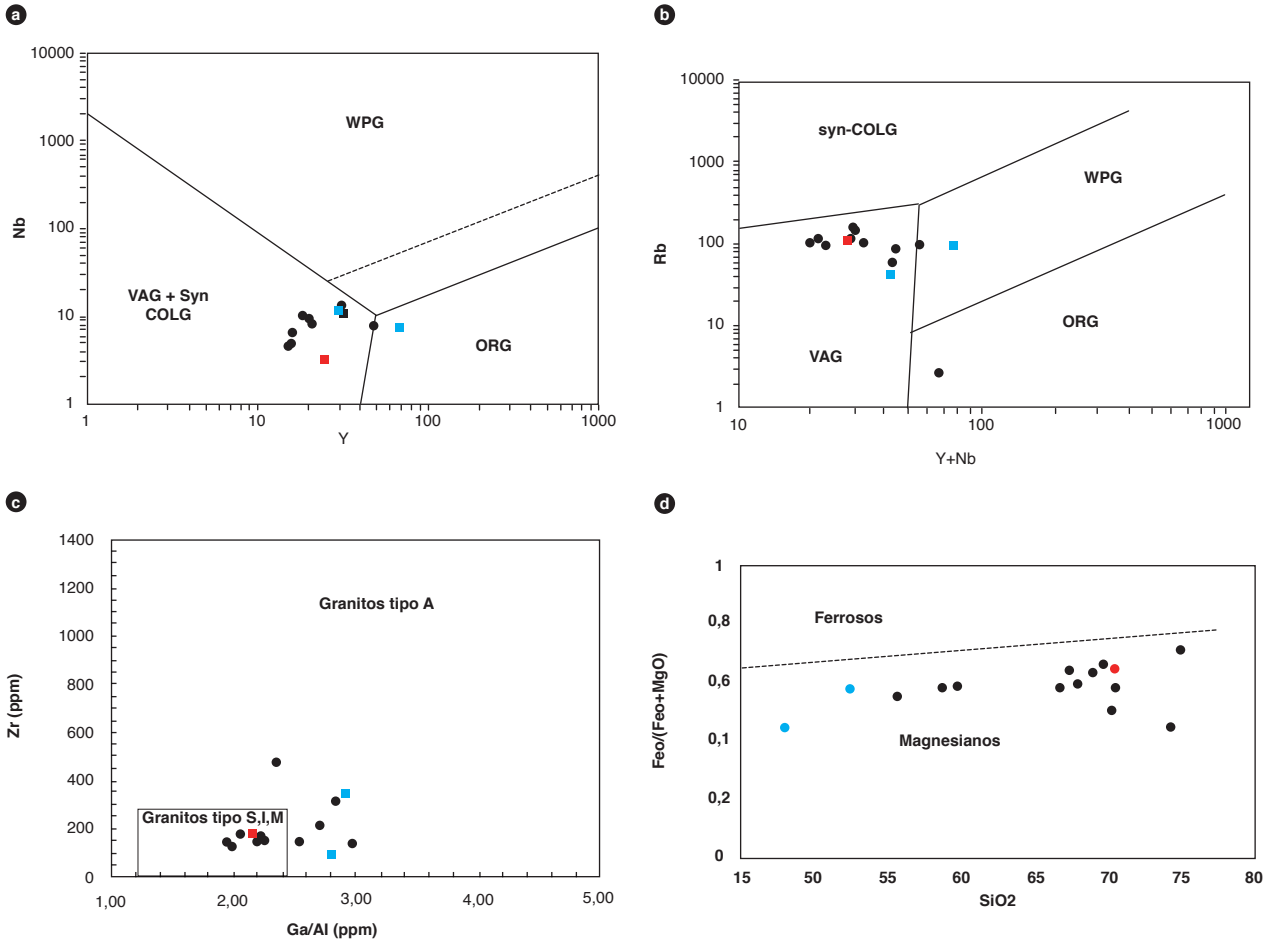


Figura 13. Diagramas de discriminación de ambientes
a) Pearce *et al.* (1984). b) Whalen *et al.* (1987). c) Frost *et al.* (2001), correspondiente a las rocas del Monzogranito de Mocoa y diques (azul: diques de composición básica; rojo: dique de composición ácida.

Saldaña es señalado en los trabajos de cartografía de las planchas 430 (Mocoa) y 449 (Orito) por Geoestudios (1998 a y b) como intrusivo.

Asimismo, González y Núñez (2001) concuerdan con la idea expuesta por Macía *et al.* (1985), de que el rango de cristalización entre el plutonismo del Monzogranito de Mocoa y el vulcanismo que dio origen a la Formación Saldaña es estrecho y ambos eventos pueden ser ligeramente contemporáneos, si se tiene en cuenta que se presentan contactos intrusivos claros entre estas unidades hacia la parte sur del Huila, mientras más hacia el sur, en el área del Putumayo, son menos frecuentes los contactos de este tipo, de lo que se infiere una migración magmática desde el sur hacia el norte (tabla 6).

En el presente estudio se realizaron tres dataciones del Monzogranito de Mocoa. Las muestras MIA-538 y GR-6672 corresponden a saprolitos de rocas clasificadas como granito y cuarzomonzodiorita, respectivamente, ambas colectadas sobre el corte de la vía que del municipio de Mocoa conduce al valle del Sibundoy. La muestra MIA-538 se tomó en las coordenadas E: 700071 y N: 610101 y la muestra GR-6672 fue tomada en las coordenadas E: 703906, N: 610370. Otro saprolito de roca clasificada como granito (MIA-543) fue tomado en el corregimiento de San Antonio, en las coordenadas E: 710046 y N: 624783, en sistema Magna Colombia Bogotá. La localización se muestra en la figura 1.

Tabla 5. Edades U/Pb de los circones en las muestras GR-6672, MIA-538 y MIA-543

Identificación muestra	Relación final Pb 207/ U 235	Error interno relación final Pb 207/U 235 a 2 D. E.	Relación final Pb 206/ U 238	Error interno relación final Pb 206 / U 235 a 2 D. E.	Error de correlación Pb 206 / U 238 vs. Pb 207 / U 235	Ajuste error de correlación (Datos negativos)	Edad corregida Pb 206 / U 238 (M. A.)	Edad Pb 207 / U 235 (M. A.)	% discordia
GR_6672_41	0,1690	0,0170	0,02586	0,00055	0,02423	0,0242	165,07	153,00	-7,31
GR_6672_25	0,1880	0,0170	0,02594	0,00050	0,02821	0,0282	164,26	172,00	4,71
GR_6672_53	0,1790	0,0170	0,02612	0,00050	0,03787	0,0379	165,93	162,00	-2,37
GR_6672_69	0,1700	0,0200	0,02611	0,00063	-0,05380	0,1000	166,65	152,00	-8,79
GR_6672_64	0,1800	0,0220	0,02629	0,00063	0,04281	0,0428	167,37	159,00	-5,00
GR_6672_50	0,1840	0,0150	0,02631	0,00049	0,12382	0,1238	166,96	170,00	1,82
GR_6672_51	0,1840	0,0200	0,02637	0,00056	0,00153	0,0015	167,81	172,00	2,49
GR_6672_28	0,1900	0,0210	0,02633	0,00056	0,08611	0,0861	166,69	172,00	3,19
GR_6672_62	0,1770	0,0160	0,02634	0,00048	0,01312	0,0131	167,54	162,00	-3,31
GR_6672_60	0,1840	0,0130	0,02641	0,00043	-0,04120	0,1000	167,86	171,00	1,87
GR_6672_67	0,1770	0,0130	0,02643	0,00045	-0,01079	0,1000	167,88	168,00	0,07
GR_6672_68	0,1850	0,0170	0,02647	0,00051	0,05887	0,0589	168,05	169,00	0,57
GR_6672_34	0,2050	0,0160	0,02656	0,00050	0,18247	0,1825	167,48	189,00	12,85
GR_6672_31	0,1850	0,0100	0,02659	0,00049	0,17066	0,1707	168,93	172,50	2,11
GR_6672_57	0,1990	0,0170	0,02659	0,00052	-0,01535	0,1000	167,98	179,00	6,56
GR_6672_45	0,1880	0,0180	0,02661	0,00055	0,09569	0,0957	168,89	172,00	1,84
GR_6672_15	0,1810	0,0120	0,02663	0,00034	0,03862	0,0386	169,31	167,00	-1,36
GR_6672_30	0,1640	0,0170	0,02654	0,00065	0,08245	0,0825	169,81	150,00	-11,67
GR_6672_18	0,1900	0,0200	0,02666	0,00062	-0,01865	0,1000	168,67	176,00	4,34
GR_6672_24	0,1912	0,0074	0,02670	0,00024	0,14511	0,1451	169,37	177,40	4,74
GR_6672_23	0,1840	0,0110	0,02676	0,00038	0,18955	0,1896	170,06	171,60	0,90
GR_6672_56	0,1860	0,0190	0,02677	0,00061	0,03981	0,0398	169,77	171,00	0,73
GR_6672_26	0,1810	0,0170	0,02679	0,00058	-0,00105	0,1000	170,08	166,00	-2,40
GR_6672_48	0,1970	0,0180	0,02689	0,00062	-0,06389	0,1000	169,73	178,00	4,87
GR_6672_17	0,1720	0,0210	0,02695	0,00063	0,11205	0,1121	171,13	154,00	-10,01
GR_6672_59	0,1720	0,0140	0,02696	0,00047	-0,01248	0,1000	171,96	159,00	-7,54
GR_6672_33	0,1730	0,0130	0,02694	0,00036	0,12108	0,1211	172,03	160,00	-6,99
GR_6672_42	0,1866	0,0071	0,02697	0,00026	0,03878	0,0388	171,30	174,90	2,10
GR_6672_52	0,1660	0,0200	0,02704	0,00064	0,11189	0,1119	172,64	151,00	-12,53
GR_6672_13	0,1740	0,0130	0,02708	0,00044	-0,05511	0,1000	172,42	162,00	-6,04
GR_6672_47	0,4050	0,0460	0,02709	0,00090	0,04149	0,0415	159,13	327,00	105,49
GR_6672_61	0,1800	0,0110	0,02707	0,00045	0,27068	0,2707	172,57	167,40	-3,00
GR_6672_63	0,1810	0,0190	0,02709	0,00059	0,03142	0,0314	171,88	166,00	-3,42
GR_6672_21	0,2540	0,0130	0,02711	0,00031	0,23238	0,2324	168,52	229,00	35,89
GR_6672_39	0,1879	0,0089	0,02715	0,00029	0,34891	0,3489	172,39	174,10	0,99
GR_6672_55	0,1790	0,0180	0,02715	0,00053	0,00567	0,0057	172,63	162,00	-6,16
GR_6672_54	0,1790	0,0160	0,02718	0,00054	0,07849	0,0785	172,99	163,00	-5,77
GR_6672_6	0,1770	0,0160	0,02719	0,00050	-0,13772	0,1000	173,27	161,00	-7,08
GR_6672_29	0,2110	0,0200	0,02728	0,00057	0,04976	0,0498	171,94	189,00	9,92
GR_6672_40	0,2120	0,0190	0,02738	0,00054	-0,10972	0,1000	172,39	192,00	11,38
GR_6672_19	0,2023	0,0084	0,02739	0,00027	-0,02029	0,1000	173,19	187,60	8,32
GR_6672_14	0,1760	0,0170	0,02742	0,00049	0,07757	0,0776	174,87	163,00	-6,79
GR_6672_38	0,1830	0,0100	0,02742	0,00034	0,01836	0,0184	174,42	171,30	-1,79
GR_6672_43	0,2390	0,0160	0,02747	0,00041	0,46886	0,4689	171,93	214,00	24,47
GR_6672_27	0,1750	0,0130	0,02753	0,00044	0,07235	0,0723	175,80	166,00	-5,58
GR_6672_16	0,1755	0,0094	0,02757	0,00039	0,00649	0,0065	175,99	164,70	-6,42
GR_6672_46	0,1850	0,0170	0,02767	0,00061	0,07982	0,0798	176,32	167,00	-5,29
GR_6672_32	0,2169	0,0095	0,02777	0,00035	0,22107	0,2211	175,00	198,50	13,43
GR_6672_5	0,2020	0,0120	0,02781	0,00041	0,20899	0,2090	175,97	184,00	4,56
GR_6672_11	0,1840	0,0120	0,02786	0,00042	-0,13718	0,1000	177,30	169,00	-4,68
GR_6672_22	0,1780	0,0170	0,02796	0,00049	0,04958	0,0496	178,30	163,00	-8,58
GR_6672_2	0,2700	0,0170	0,02821	0,00046	0,15934	0,1593	175,09	240,00	37,07
GR_6672_3	0,2130	0,0150	0,02825	0,00044	0,02198	0,0220	178,53	194,00	8,66
GR_6672_49	0,2000	0,0110	0,02834	0,00038	0,05652	0,0565	179,83	184,00	2,32

Identificación muestra	Relación final Pb 207/ U 235	Error interno relación final Pb 207/U 235 a 2 D. E.	Relación final Pb 206/ U 238	Error interno relación final Pb 206 / U 235 a 2 D. E.	Error de correlación Pb 206 / U 238 vs. Pb 207 / U 235	Ajuste error de correlación (Datos negativos)	Edad corregida Pb 206 / U 238 (M. A.)	Edad Pb 207 / U 235 (M. A.)	% discordia
GR_6672_20	0,2270	0,0160	0,02849	0,00047	-0,03840	0,1000	179,56	208,00	15,84
GR_6672_8	0,1980	0,0200	0,02861	0,00065	-0,05699	0,1000	181,62	177,00	-2,54
GR_6672_37	0,4750	0,0560	0,02866	0,00063	0,85398	0,8540	167,61	369,00	120,16
GR_6672_4	0,1900	0,0490	0,02874	0,00085	0,26409	0,2641	182,19	184,00	0,99
GR_6672_44	0,2880	0,0380	0,02895	0,00083	0,37625	0,3763	178,37	242,00	35,68
GR_6672_58	0,2580	0,0210	0,02895	0,00066	0,14462	0,1446	180,10	235,00	30,48
GR_6672_7	0,1880	0,0220	0,02923	0,00069	-0,04462	0,1000	185,75	172,00	-7,40
GR_6672_9	0,2260	0,0110	0,02928	0,00044	0,02653	0,0265	184,49	205,60	11,44
GR_6672_1	0,2340	0,0230	0,02957	0,00056	0,53911	0,5391	186,47	203,00	8,87
GR_6672_10	0,2400	0,0160	0,02973	0,00049	0,46951	0,4695	186,53	217,00	16,34
GR_6672_36	0,4120	0,0260	0,02976	0,00059	0,10799	0,1080	177,02	348,00	96,59
GR_6672_12	0,2860	0,0180	0,03046	0,00049	0,29186	0,2919	188,95	257,00	36,01
GR_6672_35	0,3890	0,0370	0,03065	0,00071	0,42609	0,4261	184,25	325,00	76,39
GR_6672_65	Ningún valor	NAN	Ningún valor	NAN	NaN	NaN	Ningún valor	Ningún valor	Ningún valor
GR_6672_66	Ningún valor	NAN	Ningún valor	NAN	NaN	NaN	Ningún valor	Ningún valor	Ningún valor
MIA_538_2	0,1694	0,0049	0,02342	0,00036	0,41791	0,41791	148,66	158,70	6,751411832
MIA_538_17	0,224	0,015	0,02798	0,00049	0,3096	0,3096	175,62	204,00	16,15713592
MIA_538_39	0,213	0,016	0,02798	0,00053	0,071425	0,071425	176,84	195,00	10,26918723
MIA_538_15	0,197	0,012	0,02806	0,00041	-0,099244	0,1	178,18	183,00	2,703209234
MIA_538_38	0,218	0,012	0,02814	0,00045	0,26164	0,26164	177,55	199,00	12,07907371
MIA_538_13	0,222	0,019	0,02826	0,00052	0,11685	0,11685	178,17	205,00	15,0588565
MIA_538_3	0,204	0,018	0,0283	0,00085	-0,10844	0,1	179,45	188,00	4,765924593
MIA_538_31	0,21	0,017	0,02839	0,00056	0,094958	0,094958	179,74	191,00	6,262152146
MIA_538_7	0,213	0,012	0,02839	0,00038	0,37202	0,37202	179,30	195,00	8,758816723
MIA_538_34	0,206	0,012	0,02844	0,00043	0,1158	0,1158	180,01	187,60	4,214727197
MIA_538_19	0,196	0,014	0,0285	0,00046	0,12287	0,12287	181,24	182,00	0,416976675
MIA_538_30	0,244	0,013	0,02845	0,00041	0,073908	0,073908	177,83	221,00	24,27655863
MIA_538_36	0,204	0,014	0,02851	0,00048	0,16126	0,16126	180,88	187,00	3,38367223
MIA_538_11	0,257	0,02	0,02855	0,00064	0,095372	0,095372	177,98	229,00	28,66959599
MIA_538_24	0,195	0,011	0,02856	0,0007	0,37981	0,37981	181,28	180,90	-0,211890499
MIA_538_5	0,216	0,016	0,02864	0,00069	0,24849	0,24849	180,77	197,00	8,978321453
MIA_538_33	0,203	0,012	0,0286	0,00049	-0,036803	0,1	181,33	188,00	3,676937757
MIA_538_8	0,227	0,013	0,02872	0,00049	0,2116	0,2116	180,59	206,00	14,07046658
MIA_538_18	0,197	0,014	0,02872	0,00055	-0,0044525	0,1	182,38	180,00	-1,305522044
MIA_538_21	0,208	0,017	0,0287	0,0005	-0,0017348	0,1	181,71	186,00	2,360037785
MIA_538_14	0,189	0,016	0,02871	0,00055	0,23806	0,23806	182,98	173,00	-5,45167251
MIA_538_32	0,2041	0,0072	0,02878	0,00031	0,06445	0,06445	182,44	189,20	3,705028417
MIA_538_35	0,227	0,017	0,02901	0,00052	0,25152	0,25152	183,13	200,00	9,212267478
MIA_538_10	0,214	0,013	0,02914	0,00047	-0,0069533	0,1	184,45	197,00	6,804902204
MIA_538_6	0,218	0,021	0,02911	0,0007	0,24154	0,24154	184,03	199,00	8,13412491
MIA_538_23	0,2061	0,0098	0,02917	0,00045	0,14345	0,14345	185,19	189,30	2,219965429
MIA_538_9	0,211	0,021	0,02953	0,00063	0,15193	0,15193	187,17	191,00	2,044482475
MIA_538_20	0,21	0,015	0,02961	0,0005	0,17936	0,17936	187,61	198,00	5,540611182
MIA_538_22	0,214	0,016	0,02983	0,00061	0,056218	0,056218	188,96	194,00	2,66581027
MIA_538_1	0,328	0,041	0,0314	0,0011	0,25415	0,25415	193,50	284,00	46,77371049
MIA_538_25	0,265	0,016	0,03349	0,00051	0,12078	0,12078	210,72	234,00	11,04909011
MIA_538_37	0,398	0,051	0,0359	0,0028	0,82373	0,82373	222,06	315,00	41,85545037
MIA_538_12	0,34	0,019	0,0363	0,0011	0,33152	0,33152	225,33	296,00	31,36366821
MIA_538_26	1,525	0,072	0,1524	0,0028	0,16065	0,16065	909,97	938,00	3,079973339
MIA_538_16	1,464	0,031	0,1529	0,0015	0,26227	0,26227	917,12	916,00	-0,121589927
MIA_538_28	1,533	0,055	0,1559	0,0038	0,25876	0,25876	933,94	948,00	1,50521035
MIA_538_29	1,584	0,043	0,1601	0,0017	0,11537	0,11537	956,66	968,00	1,184852649
MIA_538_27	1,621	0,065	0,1666	0,0036	0,51035	0,51035	995,26	977,00	-1,834368198
MIA_538_4	Ningún valor	NAN	Ningún valor	NAN	NaN	NaN	Ningún valor	Ningún valor	Ningún valor
MIA___543_4	0,169	0,0093	0,02564	0,00034	0,085565	0,085565	163,59	158,30	-3,235529846

Identificación muestra	Relación final Pb 207/ U 235	Error interno relación final Pb 207/U 235 a 2 D. E.	Relación final Pb 206/ U 238	Error interno relación final Pb 206 / U 235 a 2 D. E.	Error de correlación Pb 206 / U 238 vs. Pb 207 / U 235	Ajuste error de correlación (Datos negativos)	Edad corregida Pb 206 / U 238 (M. A.)	Edad Pb 207 / U 235 (M. A.)	% discordia
MIA___543_37	0,171	0,014	0,02567	0,00045	0,15263	0,15263	163,38	157,00	-3,902825357
MIA___543_35	0,198	0,017	0,02569	0,00054	0,04559	0,04559	161,94	182,00	12,39029168
MIA___543_18	0,161	0,02	0,02571	0,0007	0,086964	0,086964	164,04	149,00	-9,166270943
MIA___543_38	0,215	0,016	0,02572	0,00048	0,18854	0,18854	161,68	195,00	20,61231869
MIA___543_1	0,182	0,015	0,0259	0,00045	0,18093	0,18093	164,38	167,00	1,595947688
MIA___543_6	0,154	0,018	0,0259	0,0007	-0,045237	0,1	165,91	140,00	-15,61928964
MIA___543_31	0,159	0,012	0,026	0,00039	0,07286	0,07286	166,45	154,30	-7,297752894
MIA___543_8	0,195	0,016	0,0261	0,00052	0,35523	0,35523	165,08	176,00	6,616670498
MIA___543_20	0,172	0,015	0,02615	0,00052	0,11088	0,11088	166,51	157,00	-5,71071006
MIA___543_23	0,176	0,014	0,02618	0,00055	0,056338	0,056338	166,28	163,00	-1,974799501
MIA___543_12	0,197	0,016	0,02626	0,00049	0,073335	0,073335	165,85	178,00	7,324461744
MIA___543_40	0,211	0,019	0,02637	0,00056	-0,075705	0,1	165,81	191,00	15,19167951
MIA___543_43	0,207	0,019	0,02655	0,00055	0,13197	0,13197	167,25	186,00	11,21200076
MIA___543_16	0,182	0,014	0,02659	0,00044	0,01627	0,01627	169,03	172,00	1,754744067
MIA___543_29	0,187	0,016	0,0267	0,0005	0,0024569	0,0024569	169,77	171,00	0,724881124
MIA___543_22	0,188	0,026	0,02682	0,00074	0,04764	0,04764	169,74	168,00	-1,025566012
MIA___543_44	0,198	0,016	0,02686	0,00063	-0,12883	0,1	169,91	182,00	7,117541074
MIA___543_11	0,177	0,017	0,02689	0,00058	-0,03674	0,1	171,37	162,00	-5,468282086
MIA___543_15	0,201	0,01	0,02714	0,00036	0,17708	0,17708	171,53	186,20	8,54997573
MIA___543_2	0,207	0,013	0,02719	0,00053	0,16272	0,16272	171,59	191,00	11,31238388
MIA___543_39	0,223	0,023	0,0272	0,00058	0,084759	0,084759	170,58	199,00	16,66334633
MIA___543_13	0,175	0,02	0,02722	0,00079	-0,059556	0,1	173,80	162,00	-6,789337581
MIA___543_46	0,263	0,022	0,02729	0,00055	0,24881	0,24881	168,57	230,00	36,44377519
MIA___543_3	0,168	0,015	0,02737	0,00055	0,083921	0,083921	174,90	156,00	-10,80642447
MIA___543_7	0,182	0,01	0,02739	0,00037	0,17996	0,17996	174,36	168,70	-3,243942176
MIA___543_26	0,258	0,031	0,02743	0,00074	0,62693	0,62693	170,42	217,00	27,33019817
MIA___543_30	0,198	0,016	0,02742	0,00055	-0,017753	0,1	173,55	180,00	3,717548681
MIA___543_27	0,206	0,018	0,02743	0,00058	-0,028539	0,1	172,98	186,00	7,525532599
MIA___543_25	0,271	0,021	0,02766	0,00056	-0,0029295	0,1	170,92	243,00	42,1704172
MIA___543_36	0,207	0,019	0,02772	0,0006	0,13371	0,13371	175,12	188,00	7,352770442
MIA___543_10	0,211	0,013	0,02815	0,00051	0,044918	0,044918	177,73	195,00	9,718889264
MIA___543_42	0,183	0,017	0,02816	0,00058	0,092359	0,092359	179,41	167,00	-6,918699599
MIA___543_28	0,245	0,049	0,0282	0,0013	0,034289	0,034289	174,52	225,00	28,92493952
MIA___543_19	0,193	0,014	0,02837	0,00047	-0,056692	0,1	180,16	181,00	0,468317873
MIA___543_9	0,187	0,017	0,02848	0,00059	0,2211	0,2211	181,37	171,00	-5,715282034
MIA___543_34	0,22	0,018	0,02871	0,00064	0,054733	0,054733	181,25	197,00	8,687838293
MIA___543_24	0,309	0,048	0,02885	0,00079	0,58494	0,58494	177,37	247,00	39,2578067
MIA___543_41	0,699	0,083	0,0329	0,0013	0,35267	0,35267	181,32	539,00	197,2659794
MIA___543_45	0,229	0,018	0,0335	0,0015	0,42203	0,42203	212,86	208,00	-2,281983105
MIA___543_32	0,233	0,014	0,03424	0,00088	0,48592	0,48592	216,94	213,00	-1,817908505
MIA___543_33	0,822	0,036	0,0903	0,0021	0,369	0,369	551,80	613,00	11,09074782
MIA___543_14	1,218	0,042	0,1231	0,002	0,52996	0,52996	741,43	812,00	9,517974842
MIA___543_5	1,437	0,042	0,1558	0,0017	0,12344	0,12344	936,83	907,00	-3,183642976
MIA___543_21	2,405	0,044	0,212	0,0022	0,40163	0,40163	1237,14	1244,00	0,554872781
MIA___543_17	Ningún valor	NAN	Ningún valor	NAN	NaN	NaN	Ningún valor	Ningún valor	Ningún valor

Tabla 6. Edades del plutón y mineralización en pórfidos del Monzogranito de Mocoa

Muestra	Método	Material analizado	Edad (Ma)	Referencia
Dacita porfídica	K-Ar	Feldespato potásico	136±3	Sillitoe *et al.* (1982)
Dacita porfídica	K-Ar	Sericita	166±4	Sillitoe *et al.* (1982)
Dacita porfídica	K-Ar	Roca total	170±2	Jaramillo *et al.* (1980)
Dacitalítica porfídica	K-Ar	Roca total	172±2	Jaramillo *et al.* (1980)
Andesita silicificada	K-Ar	Roca total	183±3	Jaramillo *et al.* (1980)
Monzogranito	K-Ar	Biotita	198±4	Sillitoe *et al.* (1982)
Granodiorita	K-Ar	Biotita	210±4	Sillitoe *et al.* (1982)
Dacita porfídica	U-Pb	Circón	170,2±2,7	Leal (2011)
GR-6672 saprolito	U-Pb	Circón	171,6±1,2	Este trabajo
MIA-538 saprolito	U-Pb	Circón	181,8±1,3	Este trabajo
MIA-543 saprolito	U-Pb	Circón	170,7±2,1	Este trabajo

Fuente: modificado a partir de González y Núñez (2001) y autores.

Inicialmente se realizó la separación de minerales densos en el Laboratorio Químico del Servicio Geológico Colombiano, sede Medellín, utilizando separación hidrodinámica, magnética y, por último, el montaje de los circones, que tienen formas prismáticas alargadas euhedrales a multifacéticas, de tonalidad rosado pálido a incoloro, con tamaño promedio de alrededor de 100 µm a lo largo, mientras que a lo ancho el tamaño de los circones varía entre 50 y 60 µm. El análisis de las muestras se elaboró en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Geológico Colombiano de Bogotá mediante la técnica ICP-MS (espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo).

Los datos obtenidos fueron tratados en el software de Isoplot/Ex vers. 4.15 (Ludwig, 2012) para observar su distribución y proceder a la interpretación. Seguidamente se hizo un análisis estadístico con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad proporcionada por el laboratorio, teniendo en cuenta la relación $(_{207}Pb/_{235}U)$-$(_{206}Pb/_{238}U)/_{206}Pb/_{238}U)$, filtrando edades con discordias arrojadas menores del 10% y errores mayores que el 5%, trabajando finalmente con 48 circones de la muestra GR-6672, 31 granos de la MIA-538 y 33 circones de la muestra MIA-543 (tabla 5).

Las imágenes de catodoluminiscencia (figura 14) muestran una forma prismática en los circones con patrones similares de crecimiento magmático zonado. En la muestra MIA-538 se observa que dicha zonación concéntrica está interrumpida, por lo que puede corresponder a segmentos heredados.

Las edades obtenidas indican una cristalización del Monzogranito de Mocoa en el periodo Jurásico Inferior a Medio (Aaleniense a Toarceniense), con datos de 172 ± 1,2 Ma, con un MSWD = 3 en la muestra GR-6672, que presenta un comportamiento de los circones sobre la línea de concordia. Por su parte, el concentrado de roca MIA-538 arrojó una edad de 182 ± 1,3 Ma, con un MSWD = 1,4 inferido como cristalización de la roca. Seis circones se comportan discordantes, con edades más antiguas heredadas, de los cuales cinco registran edades entre 909,97 y 995,26 Ma, y un circón revela una edad de 210,72 Ma. Los circones correspondientes a la muestra MIA-543 presentan un comportamiento disperso cerca de la línea de concordia, con edades en el rango de 160 a 181 Ma. La edad de cristalización se estima en 171 ± 2,1 Ma, con un MSWD = 3,3. En esta muestra, seis circones reflejan patrones heredados, con edades de 216,9 Ma, 551,8 Ma, 741,4 Ma, 936,8 Ma y 1237,1 Ma (figuras 15 a, b, c, d, e y f).

7. Correlaciones

Por su posición estratigráfica, geotectónica y geocronológica, el Monzogranito de Mocoa se correlaciona con los plutones que afloran en el borde oriental del valle superior del Magdalena (Rodríguez *et al.* 2015a y Arango *et al.* 2015a), como son el Monzogranito de Algeciras, con edades de 172 ± 2,5 Ma, 170 ± 1,2 Ma y 179 ± 1,9 Ma; el Monzogranito de Altamira, con edades de 172 ± 1 Ma, 172 ± 3,9 Ma; la Cuarzolatita de Teruel, con edad de 170 ± 1,10 Ma, y con el Granito de Garzón, con edades de 171 ± 2,4 Ma y 172 ± 2,0 Ma.

8. Localidad tipo

La localidad tipo de esta unidad se encuentra en la quebrada Campucana, al noroccidente de Mocoa. Igualmente se presentan como sección alterna los aflo-

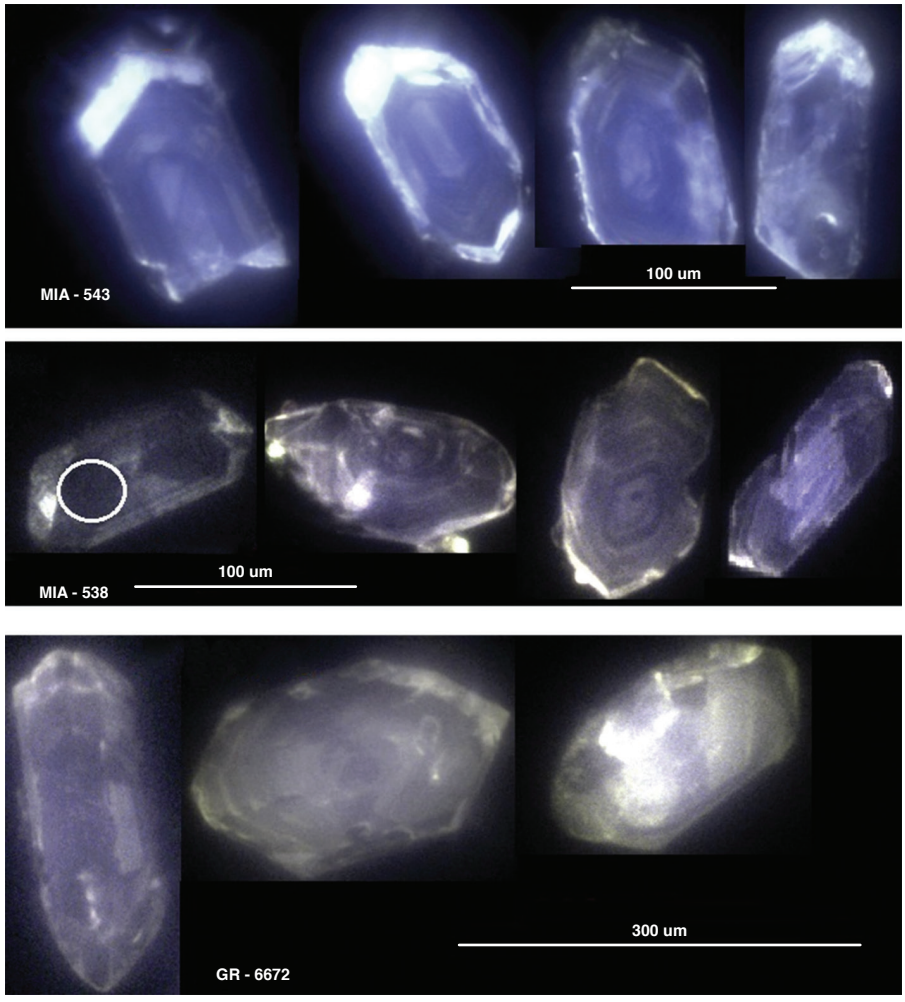


Figura 14. Catodoluminiscencia de granos de circón

ramientos sobre la vía que conduce de Mocoa al municipio de San Francisco, entrando al valle de Sibundoy. También se encuentran afloramientos en los cauces de los ríos Mocoa y Putumayo, en la plancha 430 Mocoa. Asimismo, Núñez (2003) reporta otros sitios de exposición del Monzogranito de Mocoa en las planchas 448 Monopamba, en los ríos Guamués y Sucio, en la plancha 449 Orito, en los ríos Conejo y Orito, y en la plancha 465 Churuyaco, en el río San Miguel, cerca de la frontera con el Ecuador.

9. Génesis

De acuerdo con los resultados geoquímicos en roca total, el Monzogranito de Mocoa corresponde a un granito de tipo magnesiano de la serie calcoalcalina alta en K. Su ambiente de formación es de arco magmático de margen continental y forma parte del evento magmático plutónico emplazado en el valle superior del Magdalena (VSM) ocurrido entre 170 y 182 Ma. Corresponde a un plutón compuesto con al menos dos pulsos magmáticos representados por rocas de edades que rondan los 182 Ma, y rocas de edades próximas a 171 Ma, característica común en otros plutones del VSM. De acuerdo con los datos reportados en cuerpos porfiríticos mineralizados, las diferencias de edades entre las rocas granitoides y los cuerpos porfídicos son estrechas y están limitadas a un periodo menor de 1 Ma, lo que sugiere que estos últimos corresponden a los líquidos residuales tardíos inyectados en el plutón.

10. Recursos minerales

El Monzogranito de Mocoa tiene asociados diques porfídicos de composición dacítica con mineralización de Cu y Mo desarrollada por inyección de fluidos hidroter-

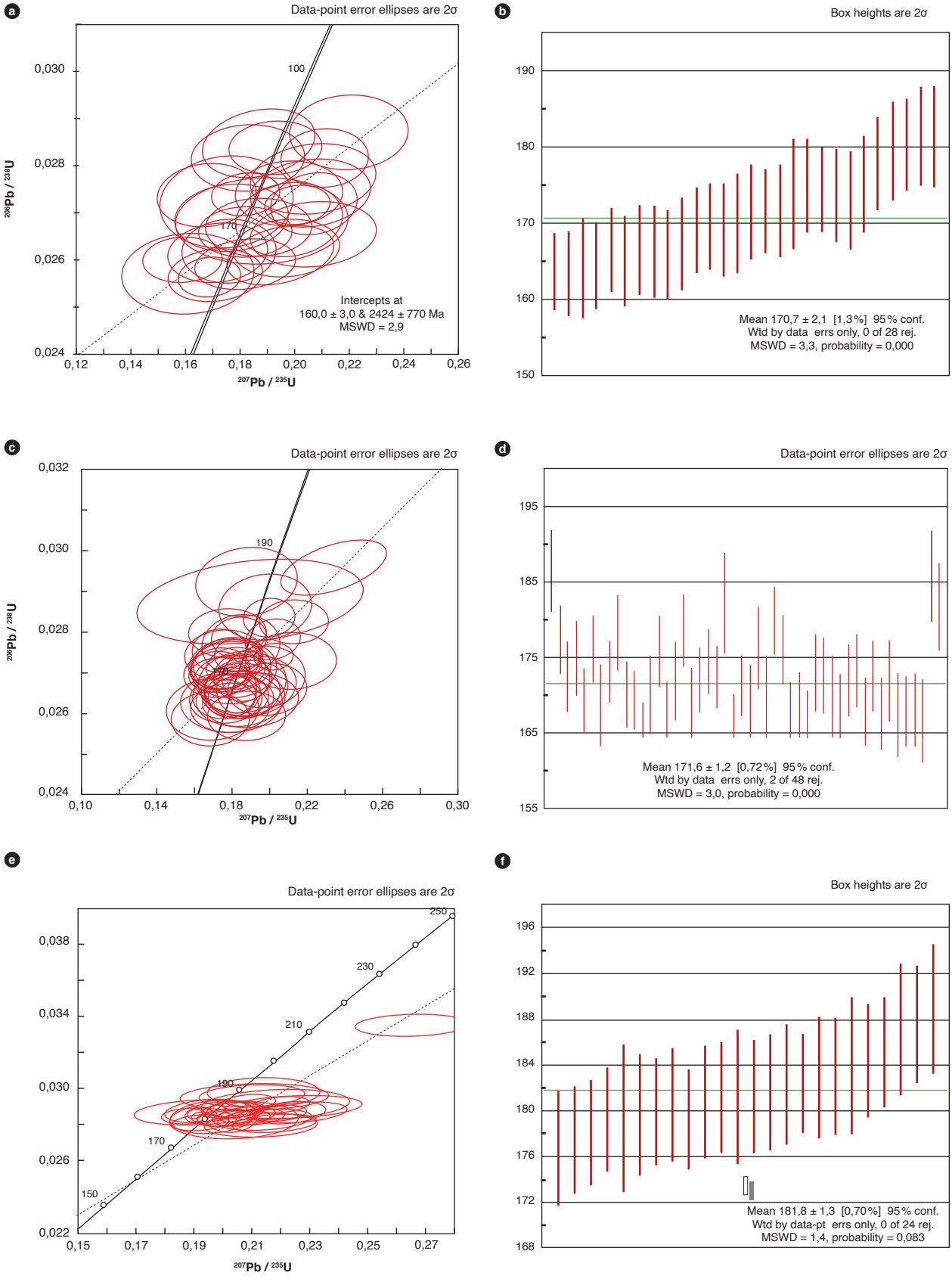


Figura 15. Diagramas de concordia. Cálculo de la edad media y desviación estándar en las edades U-Pb de norte a sur del Monzogranito de Mocoa a) MIA-543. b) GR-6672. c) MIA-538 edad de cristalización.

males enriquecidos en estos elementos (Cunningham *et al.,* 2008; Leal, 2011).

Buenaventura (1982) realiza un estudio paragenético de sulfuros asociados al prospecto de Cu y Mo, al igual que un análisis estructural de este tipo de mineralización.

Actualmente, empresas mineras han desarrollado etapas de exploración en el proyecto La Vega (Mocoa).

La mineralización asociada con el plutón cuenta con las dataciones K-Ar en roca total de pórfidos dacíticos, que arrojan edades de 170 ± 2 y 172 ± 2 Ma, y en pórfidos andesíticos, de 183 ± 3 Ma (Jaramillo *et al.,* 1980). Igualmente, Sillitoe *et al.* (1982) presentan edades K-Ar de 166 ± 4 Ma en sericita y de 136 ± 3 Ma en feldespato correspondientes a muestras de roca de composición dacítica.

Leal (2011) retoma una muestra de pórfido dacítico asociada a la mineralización del "Proyecto Mocoa" y realiza el análisis geocronológico U-Pb por el método de LA-MC-ICP-MS, que arroja una edad de 170 ± 2,7 Ma, correspondiente al Jurásico Medio, con edades heredadas de ca. 184 Ma, ca. 230 Ma, ca. 720 Ma, ca. 820 Ma y ca. 1200 Ma, lo cual indica una posible asimilación de magmas anteriores del batolito o de rocas del basamento.

11. Marco geológico regional

El Monzogranito de Mocoa se encuentra aflorando en la parte sur de la cordillera Oriental, y está afectado por un esquema tectónico complejo desarrollado a partir del levantamiento de dicha cordillera. El mismo está compuesto por sistemas de fallas (fallas Los Guzmanes, San Francisco-Yunguillo), con predominio NE-SW, rasgo paralelo a la disposición espacial actual de este cuerpo ígneo.

Sus límites con unidades adyacentes varían entre tectónico, intrusivos e inconformes. Intruye rocas metamórficas de edad precámbrica, como el Complejo Migmatítico La Cocha-**río Téllez**, relacionado con el terreno Chibcha (Restrepo y Toussaint, 1988).

A la vez, se encuentra cabalgando, en la parte occidental, sobre sedimentos cretácicos (formaciones Caballos, Villeta, Rumiyaco) depositados durante ingresiones y transgresiones marinas (Etayo *et al.*, 1969). Hacia el lado oriental, el Monzogranito de Mocoa es cubierto en discordancia por unidades sedimentarias paleógenas, como la Formación Pepino y el Grupo Orito, asociados con ambientes continentales fluviales y costeros.

En el área de estudio, y relacionado con el magmatismo jurásico del valle superior del Magdalena, afloran los cuerpos ígneos Cuarzomonzonita de Sombrerillo y Monzogranito de Altamira, asociados, por sus características geoquímicas, a una zona de subducción (Núñez, 2003). Asimismo, Jaramillo (1980) plantea que las rocas volcánicas y los derrames lávicos de la Formación Saldaña pueden corresponder al componente volcánico de este magmatismo.

Referencias

Arango, M., Rodríguez, G., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015a). *Monzogranito de Altamira. Catálogo de Unidades litoestratigráficas de Colombia: cordilleras Oriental y Central.* Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Arango, M., Rodríguez, G., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015b). *Cuarzolatita de Teruel. Catálogo de Unidades litoestratigráficas de Colombia: cordillera Central.* Informe Servicio Geológico Colombiano.

Buenaventura, J. (1982). Estudio paragenético de los sulfuros. Prospecto de Mocoa, Colombia. *Geología Norandina*, 6, 47-55.

Cáceres, H. y Teatin, P. (1985). Cuenca del Putumayo, provincia petrolera meridional de Colombia. En *Memorias del II Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, 1, 1-80.

Cucalón, I. y Camacho, R. (1966). *Compilación geológica de la cuenca del Putumayo*. Informe 1502. Ingeominas.

Cunningham, C., Zappettini E., Vivallo, W., Celada, C., Quispe, J., Singer, D., Briskey, J., Sutphin, D., Gajardo, M., Díaz, A., Portigliati, C., Berger, V., Carrasco, R. y Schulz, K. (2008). *Quantitative mineral resource assessment of copper, molybdenum, gold, and silver in undiscovered porphyry copper deposits in the Andes Mountains of South America.* USGS Open-File Report, 1253. Disponible en: https://pubs.usgs.gov/of/2008/1253/

Escorce, E. (1977). *Mineralización de tipo pórfido cuprífero, área de Mocoa, departamento del Putumayo*. Informe 1785. Ingeominas.

Etayo Serna, F., Renzoni, G. y Barrero, D. (1969). Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. En *Memorias de I Congreso Colombiano de Geología* (pp. 217-253). Bogotá.

Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Geoestudios Ltda. (1998a). *Mapa geológico de Colombia: plancha 430-Mocoa, escala 1:100 000*. Informe. Ingeominas.

Geoestudios Ltda. (1998b). *Mapa geológico de Colombia: plancha 449-Orito, escala 1:100 000*. Informe. Ingeominas.

González, H. y Núñez, A. (2001). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Monzogranito de Mocoa*. Informe. Ingeominas.

Grosse, E. (1935 [1930]). *Acerca de la geología del sur de Colombia. Informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y alto Caquetá*. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales de Colombia. Tomo III. Servicio Geológico Nacional.

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/9780813774022

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, *99*(3), 440-442. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2

Jaramillo, L., Escobar, R. y Vesga, J. (1980). Edades K/Ar de rocas con alteración hidrotermal asociadas al sistema de pórfido de cobre y molibdeno de Mocoa, Colombia. *Geología Norandina*, 1, 11-18.

Julivert, M. (1968). *Lexique stratigraphique international: Amérique Latine. Fascicule 4a Colombie (première partie): Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque et intrusions d'âge mésozoïque-tertiaire*. Centre National de la Recherche Scientifique.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. y Woolley A. R. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences*. Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.

Leal Mejía, H. (2011). *Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono- magmatic approach* [Tesis de doctorado]. Universitat de Barcelona.

Ludwig, K. R. (2012). *User's Manual for Isoplot 3.75-4.15: a geochronological toolkit Microsoft Excel.* Special Publication n.° 5. Berkeley Geochronology Center.

Macía, C., Mojica, J. y Colmenares, F. (1985). Consideraciones sobre la importancia de la paleogeografía y las áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el valle superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, 14, 49-70.

Meritano, J. y Pachecho, A. (1972). *Estudio geológico de la región Pitalito-Timaná-Suaza-Saladoblanco.* Informe D-372. Ingeominas-CIAF.

Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, *37*(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Mojica, J., Kammer, A. y Ujueta, G. (1996). El Jurásico en el sector noroccidental de Suramérica y Guía de excursión al VSM, regiones de Payandé y Prado, departamento del Tolima. *Geología Colombiana*, 21, 3-40.

Moreno, E. y Méndez, A. (1989). *Características estratigráficas de la formación Villeta en el sector NW de la cuenca del Putumayo* [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional de Colombia.

Naciones Unidas e Ingeominas. (1977). *Proyecto de metales básicos en las cordilleras Central y Occidental. Informe técnico preparado para el Gobierno de Colombia*. Naciones Unidas.

Naciones Unidas, Ingeominas y Ecominas (1984). *Depósito de cobre y molibdeno de Mocoa, Colombia*. Informe preliminar de factibilidad COL/76/030/05. Bogotá.

Núñez, A. (2003). *Reconocimiento geológico regional de las planchas 411 La Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito Y 465 Churuyaco*. Memoria explicativa, escala 1:100.000. Ingeominas.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Peñuela, A. (1995). *Cartografía geológica y geotécnica de un área al NW de Mocoa, Putumayo* [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional de Colombia.

Radelli, L. (1962). Introducción al estudio de la petrografía del Macizo de Garzón (Huila-Colombia). *Geología Colombiana*, 3, 16-46.

Ramírez, R. y Araque, L. (1984). *Petrografía del skarn de Mocoa* [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional de Colombia.

Restrepo, J. y Toussaint, J. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, *11*(3), 189-193. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1988/v11i3/006

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015a). *Granito de Garzón. Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: cordillera Oriental*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Rodríguez, G., Zapata, G., Arango, M. y Bermúdez, J. (2015b). *Monzogranito de Algeciras. Catálogo de Unidades litoestratigráficas de Colombia: cordillera Oriental*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Royo y Gómez, J. (1942). *Datos para la geología económica de Nariño y alto Putumayo*. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales de Colombia, tomo V. Bogotá.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Siivola, J. y Schmid, R. (2007). *A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 12. List of mineral abbreviations*. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.

Sillitoe, R. (1978). An apraisal of porphyry copper prospects in Colombia United Nations. Unpublished internal report. New York.

Sillitoe, R. (1979). *An apraisal of porphyry copper prospects in Colombia: First fellowup with emphases on the Mocoa prospect*. Internal report. United Nations.

Sillitoe, R., Jaramillo, L. y Castro, H. (1984). Geological exploration of molibdenum rich porphyry copper deposit at Mocoa, Colombia. *Economic Geology*, *79*(1), 106-123. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.1.106

Sillitoe, R., Jaramillo, L., Damon, P., Shafiquillan, H. y Escobar, R. (1982). Setting, characteristics and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology*, *77*(8), 1837-1850. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.8.1837

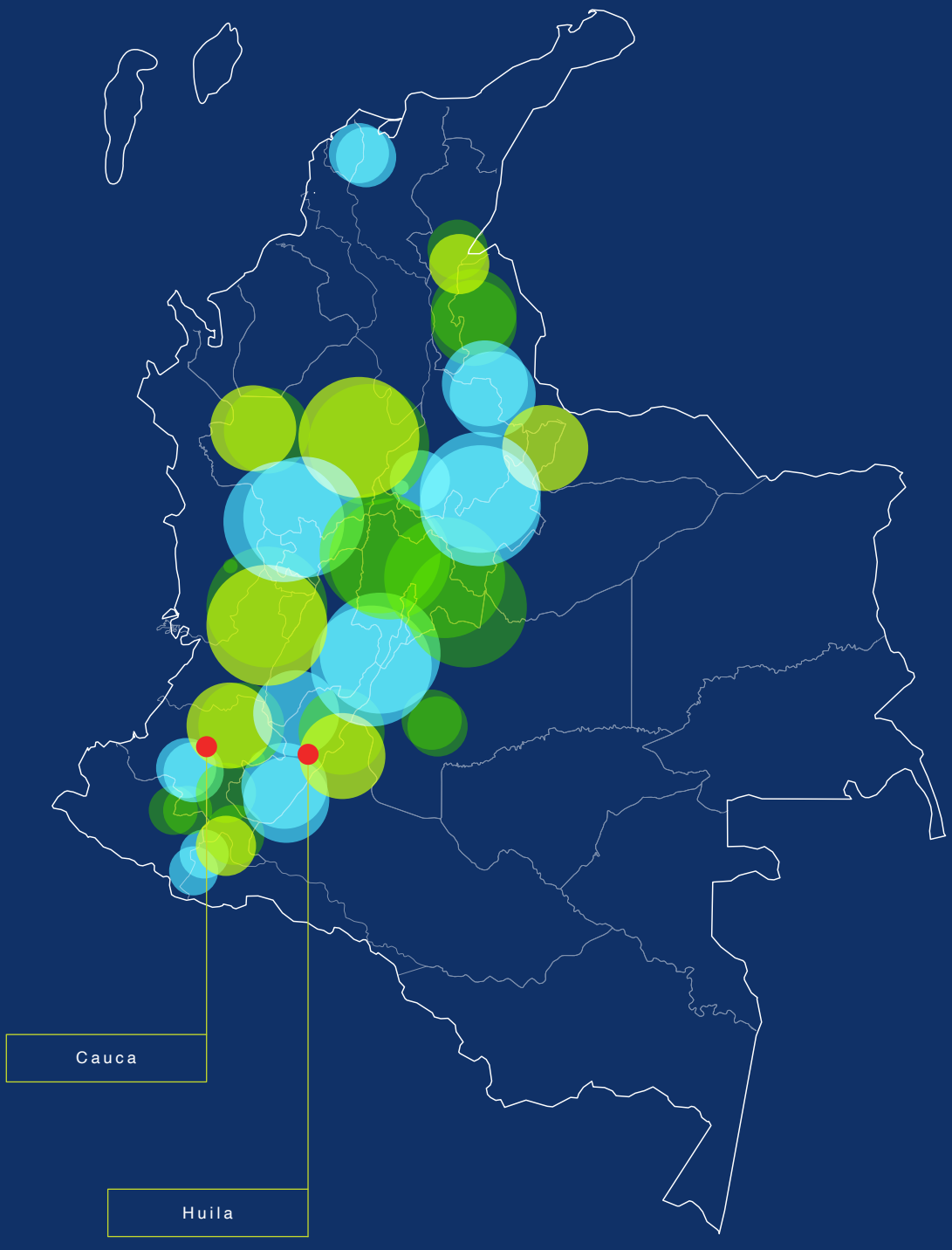
Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, *12*(1), 1-33. https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Ujueta, G. (1999). La cordillera Oriental colombiana no se desprende de la cordillera Central. *Geología Colombiana*, 24, 3-28.

Velandia, F. (2001). Fallas transversales de basamento en el departamento del Huila, valle superior del Magdalena, Colombia. En *XI Congreso Latinoamericano de Geología*. Montevideo.

Whalen, J., Currie, K. y Chappell, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *95*(4), 407-419. https://doi.org/10.1007/BF00402202


Cauca
Huila

Cuarzomonzonita de Sombrerillo

Cordillera Central
Departamentos del Huila y Cauca

José Gilberto Bermúdez C., Gilberto Zapata G., Gabriel Rodríguez G. y María Isabel Arango M.

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Cretácico Inferior (Valanginiano)

Citación: Bermúdez, J. G, Zapata, G., Rodríguez, G. y Arango, M. I. (2022). Cuarzomonzonita de Sombrerillo. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.2

En el Valle Superior del Magdalena hay evidencia de actividad magmática jurásica, como el emplazamiento de cuerpos intrusivos entre graníticos y dioríticos, cuerpos hipoabisales y vulcanismo riolítico-riodacítico. Dicha actividad tiene una orientación preferencial norte-noreste, concordante con el rumbo de las fallas regionales que marcan la tectónica del valle y delimitan las diferentes unidades. La Cuarzomonzonita de Sombrerillo es uno de estos cuerpos.

Los catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia tienen por objeto la divulgación, unificación y homologación de la nomenclatura estratigráfica del país. En el catálogo de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se incluyen los análisis petrográficos, químicos y de geocronología U-Pb realizados en el plutón. Con este trabajo se pretende ampliar el conocimiento geológico del país.

1. Proponente del nombre

Atendiendo a las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification (1987; Salvador, 1994), se propone utilizar la denominación *Cuarzomonzonita de Sombrerillo* para este cuerpo intrusivo, teniendo en cuenta su litología dominante y manteniendo el nombre geográfico con el que se describió originalmente.

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

El componente geográfico del nombre proviene del río Sombrerillo, a partir del cual fue descrito por Grosse (1935) como *Macizo del Río Sombrerillo en el camino Pitalito-San Agustín, entre la desembocadura de la quebrada Ahorcado y el río Sombrerillo*, como "una intrusión de granodiorita que aflora en las dos márgenes del río Sombrerillo, al SE de San Agustín".

Álvarez (1983) propuso el nombre de *Granitoide de San Agustín*, refiriendo que su composición varía entre granodiorita y granito.

En la Plancha 412: San Juan de Villalobos (Ingeominas y Geoestudios, 1999), este cuerpo fue considerado parte del Batolito de Mocoa, pero Cárdenas *et al.* (2003) pudieron establecer que no hay continuidad espacial con el batolito y que ambos cuerpos están separados por el Sistema de Fallas Algeciras.

Cárdenas *et al.* (2003) separaron las rocas intrusivas del Macizo del Río Sombrerillo en dos cuerpos, para los cuales propusieron los nombres de Cuarzomonzodiorita Sombrerillo y Granito Altamira.

2.1. Distribución geográfica

La Cuarzomonzodiorita de Sombrerillo está expuesta en la Plancha 388: Pitalito, continúa en la Plancha 412: San Juan de Villalobos, y se prolonga hasta el sector oriental de la Plancha 411: La Cruz, y en el norte de la Plancha 430: Mocoa (figura 1). Este cuerpo tiene un área de 1229 km^2.

Según Cárdenas *et al.* (2003), en la Plancha 388 los mejores afloramientos están ubicados en la carretera Pitalito-San Agustín, entre la vía que conduce a las veredas Los Cauchos y Bajo Frutal, hasta el puente sobre el río Sombrerillo; también en una cantera localizada en la partida hacia el Alto del Obispo, donde se observan dos tipos de roca: una ácida de color rosado y otra intermedia de color gris verdoso. Asimismo, en el río Granadillo y sobre la vía río Granadillo-vereda Argelia se observan buenas exposiciones del plutón; también se encuentran manifestaciones del intrusivo en el río Guachicos, al SW de Bruselas. Otros afloramientos se encuentran en el río Granates, al NW de Saladoblanco, por la carretera que conduce a La Cabaña y Morelia.

Para Núñez (2003), los afloramientos más accesibles en la Plancha 412 se encuentran en la carretera Pitalito-Mocoa, en los alrededores de la población de San Juan de Villalobos, especialmente al sur de ella; también hay exposición de rocas de este cuerpo, muy cizalladas por efectos de la Falla San Francisco-Yunguillo, en los alrededores de la población de San Francisco (Plancha 430). En la Plancha 411 afloran en el río Caquetá y su afluente, el Cascabel, cerca de la localidad de Descanse.

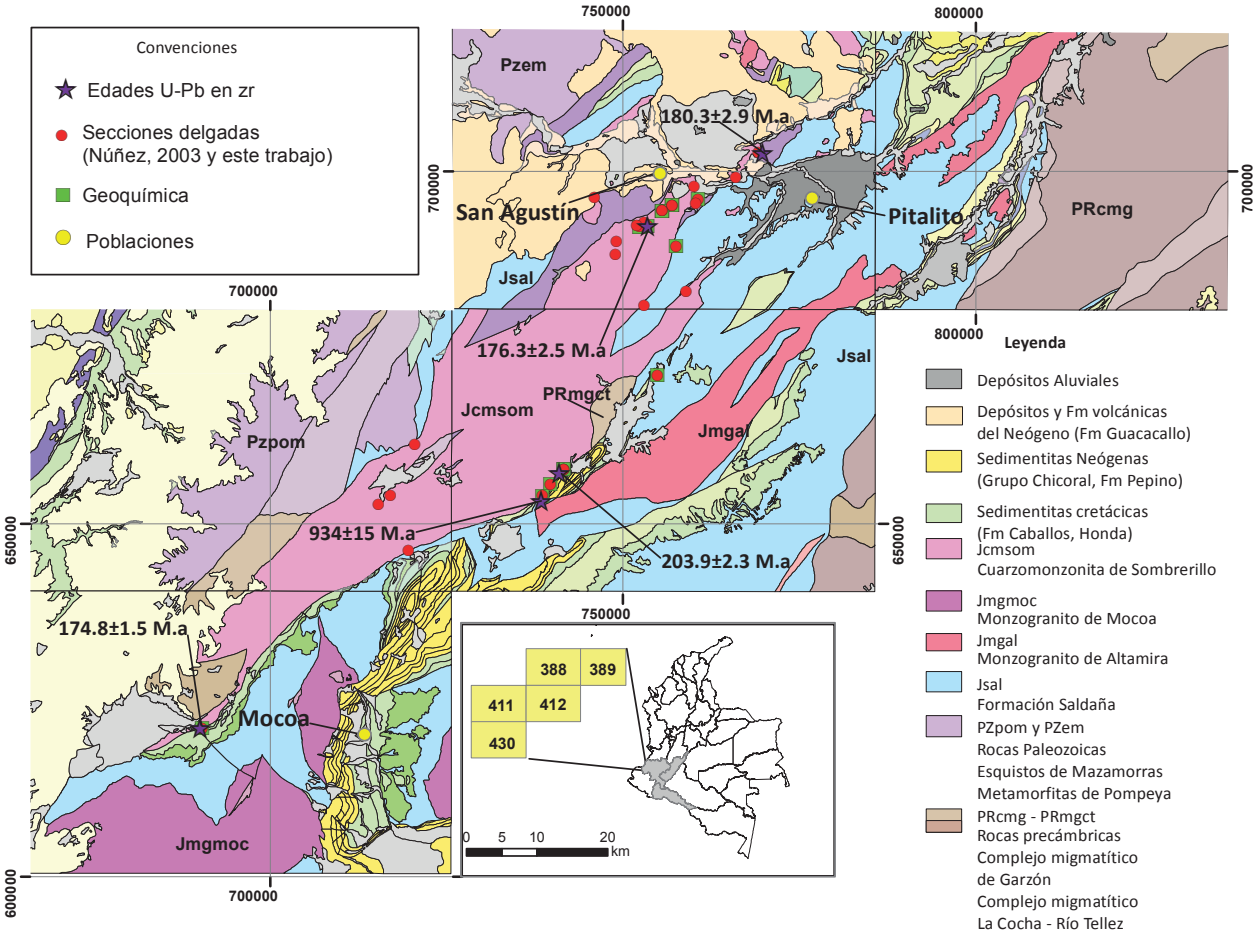


Figura 1. Localización de la cuarzomonzonita de Sombrerillo
Fuente: Cartografía I Ingeominas, de las planchas 388, 389, 411, 412 y 430.

3. Reseña histórica

La primera referencia a este cuerpo intrusivo, descrito como Macizo de Sombrerillo, fue hecha por Grosse (1930 y publicada en 1935) en un trabajo titulado *Acerca de la geología del sur de Colombia*, donde se lo consideró un intrusivo del Terciario Inferior (Julivert, 1968).

El Macizo de Sombrerillo fue descrito por Grosse (1935) como "una intrusión de granodiorita que aflora en las dos márgenes del río Sombrerillo, al SE de San Agustín"; también mencionó afloramientos cerca de la quebrada Ahorcado y otros macizos (Descanse-Yunguillo, Tarabita, Río Sombrerillo, y La Plata-La Topa), que por la inexistencia de cartografía en la época, no se pudo aseverar si eran cuerpos intrusivos aislados o formaban uno o varios cuerpos. Grosse (1935, en Julivert, 1968) indica que, "dada la posición del Macizo del Río Sombrerillo, situado al NE del Macizo de Descanse-Yunguillo, en la dirección de la Cordillera, sería posible que ambos macizos fueran la continuación uno del otro".

Hubach y Radelli (1962, en Julivert, 1968), en el *Mapa geológico de Colombia*, interpretan que los tres macizos de Yunguillo-Descanse, Tarabita y Río Sombrerillo forman un solo cuerpo de forma alargada. Posteriormente, Álvarez (1983) propuso el nombre de Granitoide de San Agustín.

Ingeominas y Geoestudios (1999) consideraron que en la Plancha 412: San Juan de Villalobos, este cuerpo hace parte del Batolito de Mocoa, pero Cárdenas *et al.* (2003) definieron que están separados por el Sistema de Fallas Algeciras y que no hay continuidad espacial con el Batolito de Mocoa.

Cárdenas *et al.* (2003) separaron en dos cuerpos las rocas intrusivas del Macizo del Río Sombrerillo y propusieron los nombres de Cuarzomonzodiorita Sombrerillo y Granito Altamira.

Núñez (2003), en la memoria de las planchas 411, 412, 430, 431, 448, 449 y 465, emplea la denominación Cuarzomonzodiorita Sombrerillos.

4. Descripción geológica

Macroscópicamente las rocas de este plutón son de colores gris y rosado, con diversas tonalidades, dependiendo de la composición mineralógica y el grado de meteorización (figura 2). Por lo regular, las rocas se encuentran entre moderada y altamente meteorizadas, forman saprolitos y suelos areno-arcillosos, con espesores que alcanzan hasta 15 m. Tienen textura fanerítica media a gruesa y en algunas zonas se presentan texturas levemente porfiríticas. Ocasionalmente hay presencia de autolitos o gabarros con diámetro de 10 a 20 cm. Se presentan diques andesíticos a dacíticos, con espesor de hasta 40 cm. Con menor frecuencia se encuentran diques y venillas cuarzo-feldespáticas, aplíticas y de cuarzo.

Microscópicamente corresponde a rocas holocristalinas, con textura dominante hipidiomórfica inequigranular, con variaciones a alotriomórfica y panidiomórfica, subordinadas. Los análisis petrográficos realizados a 29 secciones delgadas muestran que no es un cuerpo homogéneo, está conformado por cuarzomonzonitas, monzogranitos, cuarzomonzodioritas, granodioritas, monzodiorita, sienogranito y tonalita (tabla 1), entre los que predomina la cuarzomonzonita (37,93%) y abundan el monzogranito (20,69%), cuarzomonzodiorita (20,69%) y granodiorita (10,34%).

La composición mineralógica es bastante uniforme, pero varía en el contenido de los minerales esenciales, lo que se refleja en la diversidad composicional (tabla 1 y figura 3). Presenta texturas mirmequíticas, ocasionalmente micrográficas, pertitas y antipertitas, por exsolución en forma de lamelas de plagioclasa en feldespatos y viceversa, y texturas poiquilíticas por inclusiones múltiples de cuarzo y opacos en hornblenda.





Figura 2. Afloramientos de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo
a) Estación MIA-532 (IGM-900808) en la vía Villalobos-Mocoa; b) Vista desde la Estación MIA-532: relieves pronunciados del intrusivo en la quebrada La Cascada, vía Villalobos-Mocoa.

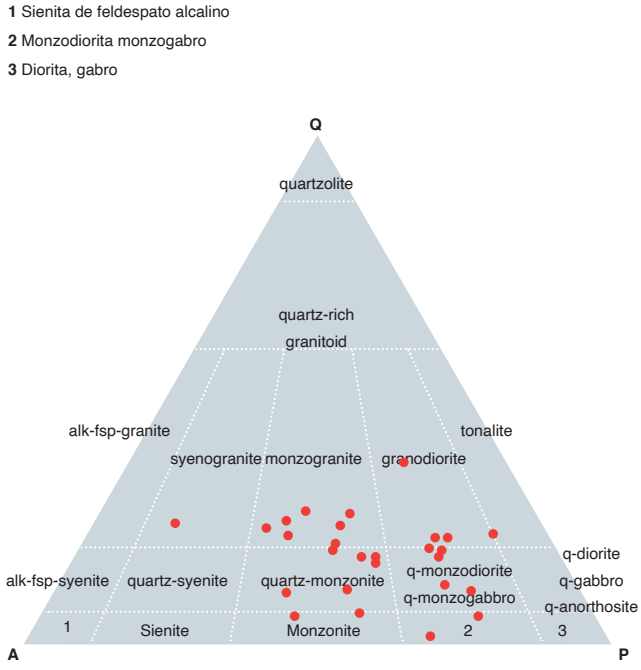


Figura 3. Diagrama de clasificación QAPF correspondiente a las rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo
Fuente: Strekeisen (1974).

Tabla 1. Composición modal de las rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

IGM	Qtz	Pl	Kfs	Cpx	Opx	Hbl	Bt	Op	Ttn	Ap	Zrn	Ep	All	Chl	Otros	Clasificación petrográfica
900764	20	35	28		1	4	3	0,5		0,5	0,5			Tr	Qtz de introducción(7,5)	Monzogranito con metamorfismo sobreimpuesto
900765A	4,5	37	44		1	6	4	1	1	0,5	0,5	0,5		Tr		Cuarzomonzonita
900766	4,5	41	29,5	5	2	10,5	4	1	Tr	0,5	1	0,5			Ser (0,5%)	Cuarzomonzonita
900768	15	48	5	2,7		14	14,5	0,8	Tr	Tr	Tr	Tr				Tonalita
900769	24	39	28			7		1	Tr	0,5	0,5					Monzogranito
900773	9,8	43,6	34,6	1,4	Tr	5,3	3,8	0,8	Tr	0,7	Tr					Cuarzomonzonita
900774	8,9	62	14,6	4,5		7	0,6	2,5		Tr	Tr					Cuarzomonzodiorita
900796	16,4	46,4	13,6			20		0,71	0,19			2,70		Tr	Ser (Tr)	Granodiorita
900808	13,5	43	25,5				11	2,2		1	0,5	2,8			Ser+Cal (0,5%)	Cuarzomonzonita
900810	14	40,5	24				15	1,5		0,5	Tr	3,5			Ser+Cal de Pl (1%)	Cuarzomonzonita con recristalización térmica
900811	12	40,7	25,3			13,5		2	0,5	1,5	Tr	2,5			Ser + Cal de Pl (1%) Bt de Hbl (1%)	Granofels
901238	24,1	31	34,4				8,2	0,5			Tr	1,5	Tr	Tr		Monzogranito
*163425	22	28	38			5	5,6									Monzogranito
*163432	9,7	38	48,4				3									Cuarzomonzonita
*163433	24	12	62			Tr	1,5									Sienogranito
*163435	8,6	40	31,2			9,2	6,6									Cuarzomonzonita hornbléndica
*163436	12,9	43	12,4			14,7	14,1									Cuarzomonzodiorita hornbléndica
*163463	0,8	47	19,4	15		7,2	8,6									Monzodiorita
*163519	14,2	39	26,2			8,8	10,8									Cuarzomonzonita biotítica hornbléndica
*163523	14,6	33	28,4			11,2	9,4									Cuarzomonzonita biotítica hornbléndica
*163568	3,4	49	11,8			30,4	2,8									Cuarzomonzodiorita hornbléndica
*163569	9,8	57	18			8,6	1,8									Cuarzomonzodiorita hornbléndica
*163573	17,8	51	12,8			5,8	10,8									Granodiorita biotítica
*163577	15,2	54	16,4			10,6	2,4									Cuarzomonzodiorita hornbléndica
C-844	35	44,3	14,7				Tr			Tr		Tr	Tr	6	Ser (Tr)	Granodiorita
H-864	6	13	11		23	25	1		Tr	Tr		Tr		19	Cb 2%, Ser	Cuarzomonzonita hornbléndica piroxénica
Z-705	22	27,3	44,7					Tr	0,8		Tr	0,4		4,4	Ser (Tr) + carbonatos (0,4%)	Monzogranito
Z-728	16	50	16,8			8,8	8	0,4	Tr	Tr	Tr	Tr		Tr	Ser	Cuarzomonzodiorita
Z-792	19,2	29,2	38,4			6		Tr	0,4	Tr		1,6		5,2	Ser, Sau, Kln	Monzogranito

* Porcentajes tomados de Cárdenas et al. (2003) y Núñez (2003).

Granofels: roca metamórfica

4.1. Cuarzomonzonita-monzogranito

Las cuarzomonzonitas y monzogranitos conforman el 58,62% del cuerpo. Macroscópicamente son rocas entre leucocráticas y mesocráticas, equigranulares, de color blanco moteado de verde y rosado, de grano medio a grueso, compuestas por cristales subhedrales de plagioclasa, feldespato rosado, cuarzo anhedral y hornblenda (figura 4).

Prevalecen las cuarzomonzonitas, de las cuales se analizaron once secciones delgadas, sobre los monzogranitos (se analizaron seis secciones delgadas). Están constituidas por cuarzo que varía entre 4,5% y 14,6%; la plagioclasa varía del 13% al 43,6%; el contenido de feldespato (corresponde a ortosa y microclina), entre 11% y 48,4%; como minerales máficos son comunes la

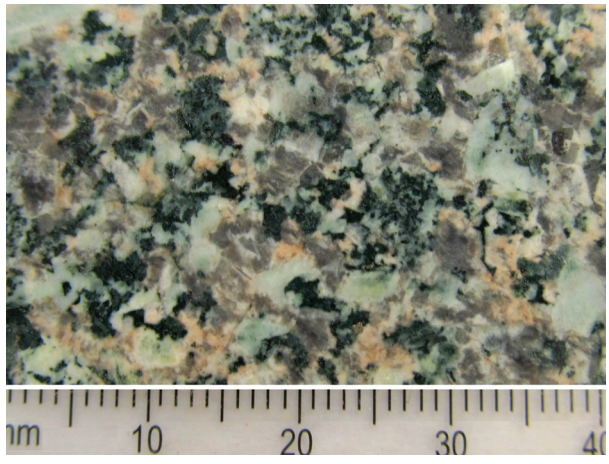


Figura 4. Aspecto macroscópico Monzogranito (IGM 900769)

hornblenda, hasta el 25%, biotita en el monzogranito hasta el 15%; el clinopiroxeno no está presente en la cuarzomonzonita, y en el monzogranito y en las demás rocas puede llegar hasta el 5%, y el ortopiroxeno, hasta el 23% en la muestra H-864. Como minerales accesorios es común encontrar titanita, apatito, opacos, circón y, ocasionalmente, rutilo, allanita y carbonatos. Los minerales félsicos se alteran frecuentemente a sericita, saussurita, caolín y epidota, mientras que los minerales máficos, a clorita, biotita, hornblenda, calcita y óxidos de hierro. Las rocas presentan textura hipidiomórfica a alotriomórfica granular inequigranular, y frecuentemente muestran intercrecimientos micrográficos y desmezclas pertíticas y antipertíticas en finas lamelas en el feldespato alcalino y la plagioclasa, respectivamente.

La plagioclasa de composición $An_{(10-42)}$ oligoclasa-andesina aparece como cristales euhedrales a subhedrales de hábito tabular, forma texturas mirmequíticas por intercrecimiento con cuarzo y, más frecuentemente, pertitas y antipertitas por intercrecimiento en los bordes con feldespato potásico en forma de lamelas; otras veces aparece con textura poiquilítica dada por la inclusión de opacos, maclada según la ley albita-Carlsbad, y menos frecuentemente por periclina, presenta inclusiones de biotita, hornblenda, circón, cuarzo, clinopiroxeno y opacos. Generalmente el tamaño de los cristales varía de 0,3 a 1 mm; ocasionalmente alcanza los 3 mm. Normalmente se presenta alterada en diferente grado a sericita, saussurita y minerales arcillosos y epidota. Es menos frecuente la alteración a calcita, que se restringe al centro de los cristales que presentan zonación (figuras 5, y 6 c y d).

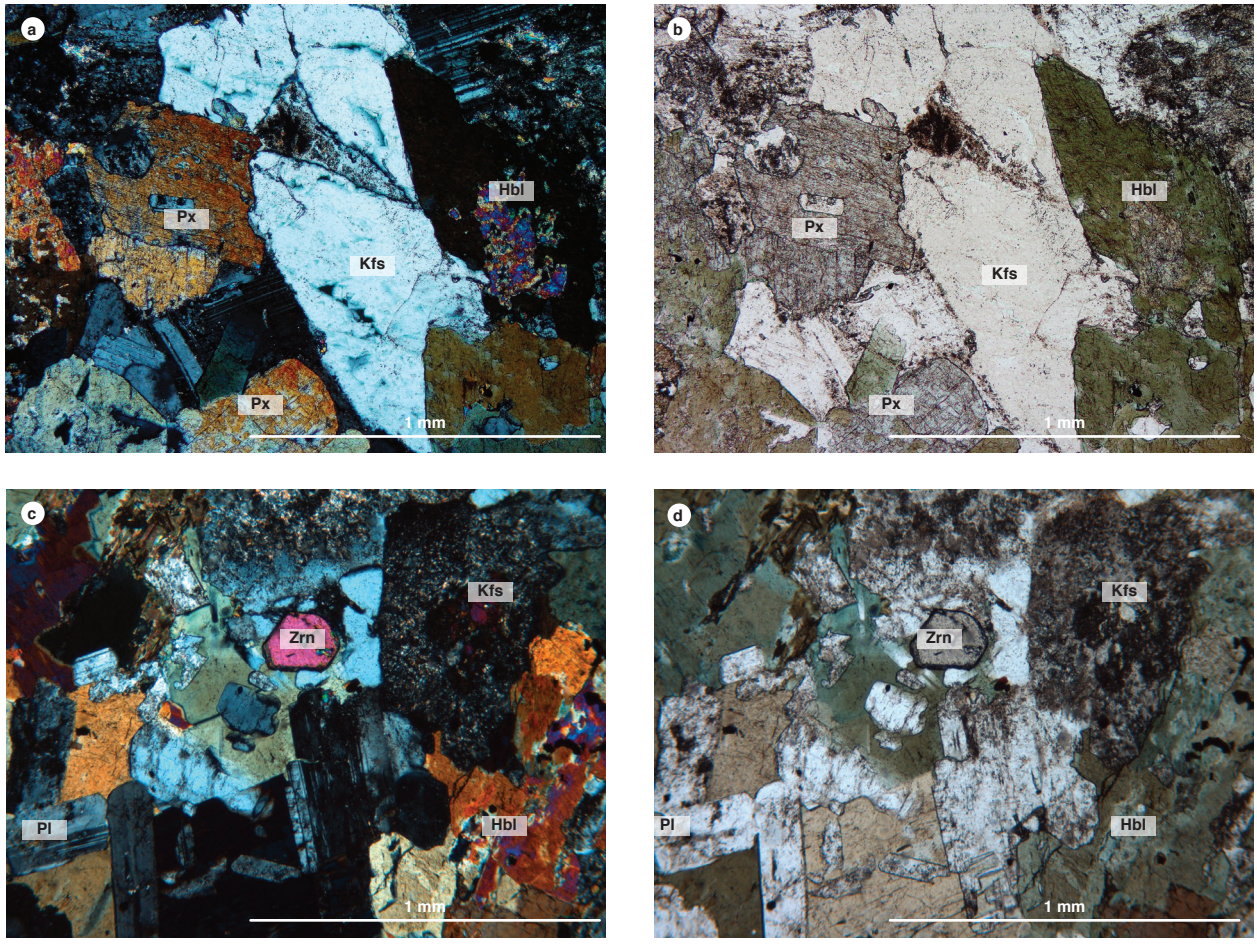


Figura 5. Aspecto microscópico cuarzomonzonita
a) Muestra H-864 compuesta por Plagioclasa (Pl), hornblenda (Hbl) cloritizado, piroxeno (Px) y feldespato potásico (Kfs) XPL; b) Muestra H-864 compuesta por Plagioclasa (Pl), hornblenda (Hbl) cloritizado, piroxeno (Px) y feldespato potásico (Kfs) PPL; c) IGM 900766. Inclusión de circón (Zrn) en feldespato (Kfs) XPL, Aumento 10X; d) IGM 900766. Inclusión de circón (Zrn) en feldespato (Kfs), hornblenda (Hbl) y plagioclasa (Pl) PPL.

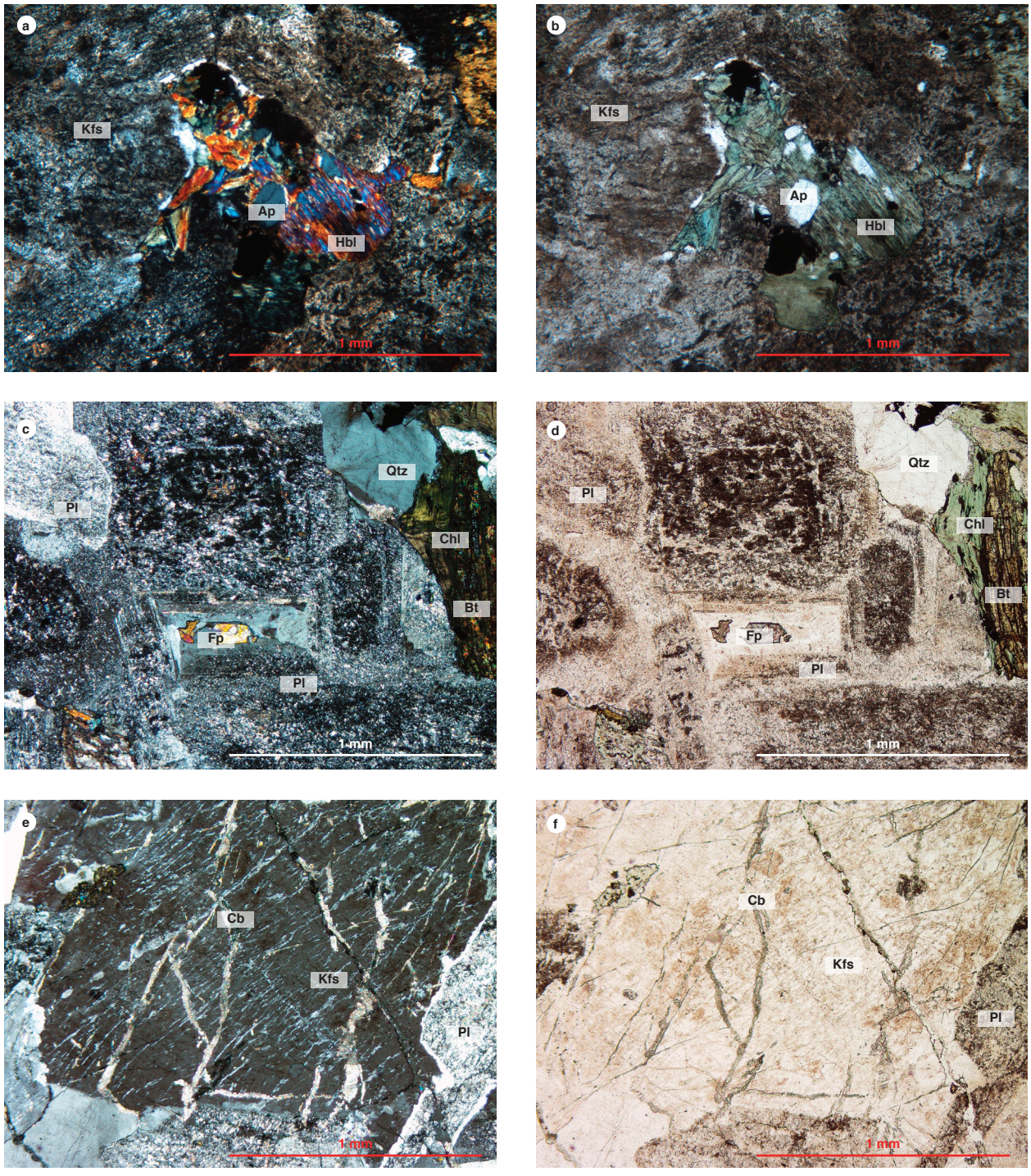


Figura 6. Aspecto Microscópico de Monzogranito
a) Alteración de cristales de feldespato a caolín, inclusiones de apatito en hornblenda (IGM 900769, XPL, aumento 10X); b) Alteración de cristales de feldespato a caolín, inclusiones de apatito en hornblenda (IGM 900769, PPL, aumento 10X); c) Plagioclasa (Pl) empolvada por alteración a saussurita y epidota (Ep), biotita cloritizada (Bt) (Muestra Z-705, XPL. 5X); d) Plagioclasa (Pl) empolvada por alteración a saussurita y epidota (Ep), biotita cloritizada (Bt) (Muestra Z-705, PPL. 5X); e) Ortoclasa (Kfs), presenta textura pertítica y venillas de carbonatos (Cb); plagioclasa (Pl) empolvada por alteración a sericita-saussurita (XPL,5X); f) Ortoclasa (Kfs), presenta textura pertítica y venillas de carbonatos (Cb); plagioclasa (Pl) empolvada por alteración a sericita-saussurita (pPL,5X).

El cuarzo por lo regular es anhedral e intersticial, frecuentemente con caminos de polvo e inclusiones fluidas. Son habituales las texturas de intercrecimiento con plagioclasa formando mirmequitas, así como simplectitas junto con minerales máficos y en forma de gotas *drop-like* bordeando los demás minerales. Comúnmente se presenta con inclusiones de apatito, epidota y feldespatos; es también usual encontrarlo con bordes recristalizados. Algunos cristales presentan extinción ondulatoria. El tamaño de los cristales varía entre 0,5 y 0,9 mm; ocasionalmente los hay entre 3 y 4 mm.

El feldespato potásico corresponde a ortoclasa con algún contenido de microclina; su porcentaje varía entre 11 % y 48,4%; es anhedral, en el caso de la ortoclasa, y entre subhedral y euhedral de hábito tabular en la microclina, intersticial, con tamaños de 0,7 a 1 mm, y ocasionalmente hasta 5 mm. Comúnmente presenta texturas de exsolución pertítica dadas por plagioclasa en finas lamelas; texturas poiquilíticas por inclusión de apatito, clinopiroxeno, hornblenda y opacos; menos frecuente es la textura micrográfica. También presenta inclusiones de circón, apatito y opacos; ocasionalmente se encuentra cruzado por venillas de carbonato. Algunos cristales presentan maclas de tipo microclina y raramente parches con maclas polisintéticas con bordes recristalizados. Frecuentemente se presenta alterado a caolín y otros minerales arcillosos. A veces presenta blástesis potásica evidenciada por la inclusión de cristales de plagioclasa sericitizados, con halos de reacción de sílice en cristales de ortoclasa sin alteración (figuras 5 a y b, y 6 e y f).

Los minerales máficos predominantes son hornblenda (hasta 25%), biotita (hasta 15%), ortopiroxeno (desde trazas hasta 23%) y clinopiroxeno (hasta 5%). Los opacos varían desde trazas hasta 2,2 %.

La biotita se observa en láminas xenomórficas a tabulares de bordes corroídos con tamaños de hasta 0,6 mm, de color marrón, con un pleocroísmo X: verde oliva Y: verde pálido, con una dirección de clivaje y extinción en ojo de pájaro. Los colores de interferencia son del segundo orden. Presenta inclusiones de circones finos con halos pleocroicos, opacos y titanita en agregados. También se presenta en agregados laminares finos de color pardo que rodean los cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato. Presenta una textura ligeramente lepidoblástica. Algunos cristales presentan alteración silícea, y otros, alteración a clorita y epidota. Está asociada con opacos, como producto de alteración de la hornblenda (figura 6 a y b).

La hornblenda se presenta como cristales subidiomórficos tabulares con tamaños de 0,4 a 0,8 mm, ocasionalmente hasta 2,5 mm, de color verde con pleocroísmo de verde amarillo a verde oliva, color de interferencia verde de segundo orden y clivaje en una o dos direcciones, dependiendo del corte del mineral. Presenta múltiples inclusiones de cuarzo en gotas con textura en atolón e inclusiones de circones y opacos que originan texturas poiquilíticas. Presenta alteraciones a biotita, tremolita-actinolita, clorita y epidota. En otros casos se observa en parches y coronas como mineral de alteración en cristales de clinopiroxeno. Ocasionalmente exhibe venillas de óxidos de hierro que atraviesan los cristales (figura 6 e y f).

El ortopiroxeno no es un mineral frecuente, aunque en la muestra H-864 alcanza el valor máximo de 23%. Se presenta como núcleos de cristales incoloros con pleocroísmo leve de color rosado pálido, con tamaños de 0,4 a 1,4 mm, con una dirección de clivaje, relieve alto y extinción paralela. Presenta inclusiones de opacos con bordes reemplazados por anfíbol de color verde.

El clinopiroxeno, al igual que el ortopiroxeno, solo está presente en dos de las rocas analizadas, y solo la muestra IGM 900766 contiene los dos piroxenos. Se presenta en núcleos xenomórficos a subidiomórficos prismáticos cortos, incoloros con color de interferencia que varía de amarillo a azul del tercer orden, relieve alto, extinción de 41°, con tamaños de 0,4 a 0,6 mm. Presenta inclusiones de opacos y alteración a hornblenda hacia los bordes.

Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, opacos y titanita. Como minerales de alteración, sericita de plagioclasa, clorita de biotita y de hornblenda, calcita y anfíbol de ortopiroxeno.

4.2. Granodiorita-cuarzomonzodiorita

Las cuarzomonzodioritas y granodioritas conforman el 31 % del plutón. De estas rocas se analizaron nueve secciones delgadas, de las cuales seis se clasificaron como cuarzomonzodioritas y tres como granodioritas (tabla 1). Se presentan como una facies rica en plagioclasa y cuarzo, y corresponden a rocas holocristalinas faneríticas hipidiomórficas a panidiomórficas equigranulares a inequigranulares, con grano entre fino y medio, con tamaños entre 0,5 y 3 mm (figura 7), con texturas poiquilítica, mirmequítica y simplectítica. Están constituidas por plagioclasa,



Figura 7. Aspecto macroscópico de granodiorita (IGM 900796)

que varía entre 43,4% y 61,8%, cuarzo, con valores entre 3,4% y 16,4% y feldespato potásico, entre 12% y 16,8%; como minerales ferromagnesianos incluye hornblenda, de 5,8% a 30,4%, y biotita, desde trazas hasta 14,1%. Como minerales accesorios es común encontrar titanita, apatito, circón, rutilo, allanita y opacos. La roca frecuentemente presenta alteración a sericita-epidota y clorita.

La plagioclasa es de composición variada: contiene albita-oligoclasa-andesina $An_{(10-40)}$ en cristales tabulares subidiomórficos de relieve bajo, presenta maclas del tipo albita-periclina, que en la mayoría de los cristales están ocultas por la alteración. Presenta inclusiones de cuarzo que forman texturas mirmequítica, poiquilítica y simplectítica. El tamaño de los cristales varía de 0,6 a 2,5 mm, y frecuentemente está alterada a sericita-epidota y minerales de arcilla, lo que impide determinar de manera precisa su ángulo de extinción; la alteración se encuentra restringida al núcleo de los cristales.

El cuarzo se presenta en cristales incoloros, xenomórficos intersticiales e inequigranulares, con color de interferencia gris de primer orden, extinción recta, ocasionalmente ondulada y en mosaico, empolvado por caminillos de polvo. Comúnmente se presenta con inclusiones de hornblenda y apatito, y menos frecuentemente, de rutilo de hábito acicular (muestra Z-728). En el caso de la cuarzomonzodiorita, se observan como inclusiones en plagioclasa. El tamaño preponderante es de 1 mm, pero en las granodioritas se encuentran algunos con tamaños mayores de 3 mm, como cristales individuales o en glomerocristales, se presenta formando textura mirmequítica por intercrecimiento con plagioclasa.

El feldespato se encuentra en cristales tabulares con inclusiones de apatito, y corresponde a ortoclasa con algunos contenidos de microclina; es anhedral, en el caso de la ortoclasa, y subhedral a euhedral, en la microclina, intersticial, con tamaños de 0,7 a 1 mm, y ocasionalmente hasta 5 mm. Su relieve es menor que el del bálsamo y tiene birrefringencia gris de primer orden. Comúnmente presenta textura pertítica y poiquilítica por inclusión de apatito, hornblenda y opacos; menos frecuente es la textura micrográfica por intercrecimiento con cuarzo; ocasionalmente se encuentra cruzado por venillas de carbonato. Algunos cristales presentan maclas de microclina, y raramente parches con maclas polisintéticas con bordes recristalizados. Frecuentemente se presenta alterado a caolín y otros minerales arcillosos. A veces presenta blástesis potásica, evidenciada por la inclusión de cristales de plagioclasa sericitizados, con halos de reacción de sílice en cristales de ortoclasa sin alteración.

La hornblenda se observa como cristales de hábito prismático y anhedral de color verde, pleocroicos, X: verde pálido Y: verde oliva, textura poiquilítica por inclusiones de cuarzo y opacos. Sus tamaños rondan los 0,8 mm, y ocasionalmente llegan a 2,5 mm. También se presenta como cristales intersticiales a manera de parches, con color de interferencia amarillo del primer orden (figura 8). Presenta clivaje en una o dos direcciones, dependiendo del corte del mineral, y diversas alteraciones a biotita, tremolita-actinolita, clorita y epidota en los bordes.

La biotita se presenta en láminas de color pardo, con tamaño de 0,5 mm. Es pleocroica, xenomórfica, con bordes corroídos por feldespato, con tamaño de hasta de 0,6 mm, con pleocroísmo a verde oliva, con clivaje en una dirección, extinción en ojo de pájaro, con birrefringencia del segundo orden. Presenta inclusiones de circones finos con halos pleocroicos, opacos y titanita en agregados. Otras veces se presenta en agregados finos rodeando cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato, y presenta una textura ligeramente orientada. Se observan cristales con alteración silícea y otros alterados a clorita y epidota. Se la encuentra asociada con opacos, como producto de alteración de la hornblenda. Como minerales accesorios se encuentran titanita, apatito, allanita, rutilo, circón y opacos.

Las cuarzomonzodioritas corresponden a rocas faneríticas equigranulares de color blanco con sectores verde oscuro, compuestas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda (figura 9). Debido a que no es la roca dominante, se propone cambiar el nombre de *Cuarzomonzodiorita Sombrerillos*, con el que se conocía esta unidad, por el de *Cuarzomonzonita de Sombrerillo*.

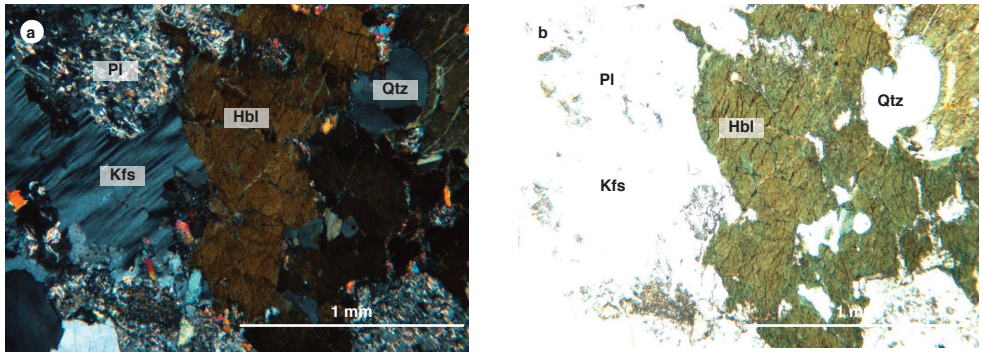


Figura 8. Aspecto microscópico Granodiorita
a) Textura holocristalina hipidiomórfica inequigranular compuesta por plagioclasa (Pl), feldespato (Kfs), cuarzo (Qtz) y hornblenda (Hbl) alterada a clorita (IGM 900796, XPL); b) Textura holocristalina hipidiomórfica inequigranular compuesta por plagioclasa (Pl), feldespato (Kfs), cuarzo (Qtz) y hornblenda (Hbl) alterada a clorita (IGM 900796, PPL).

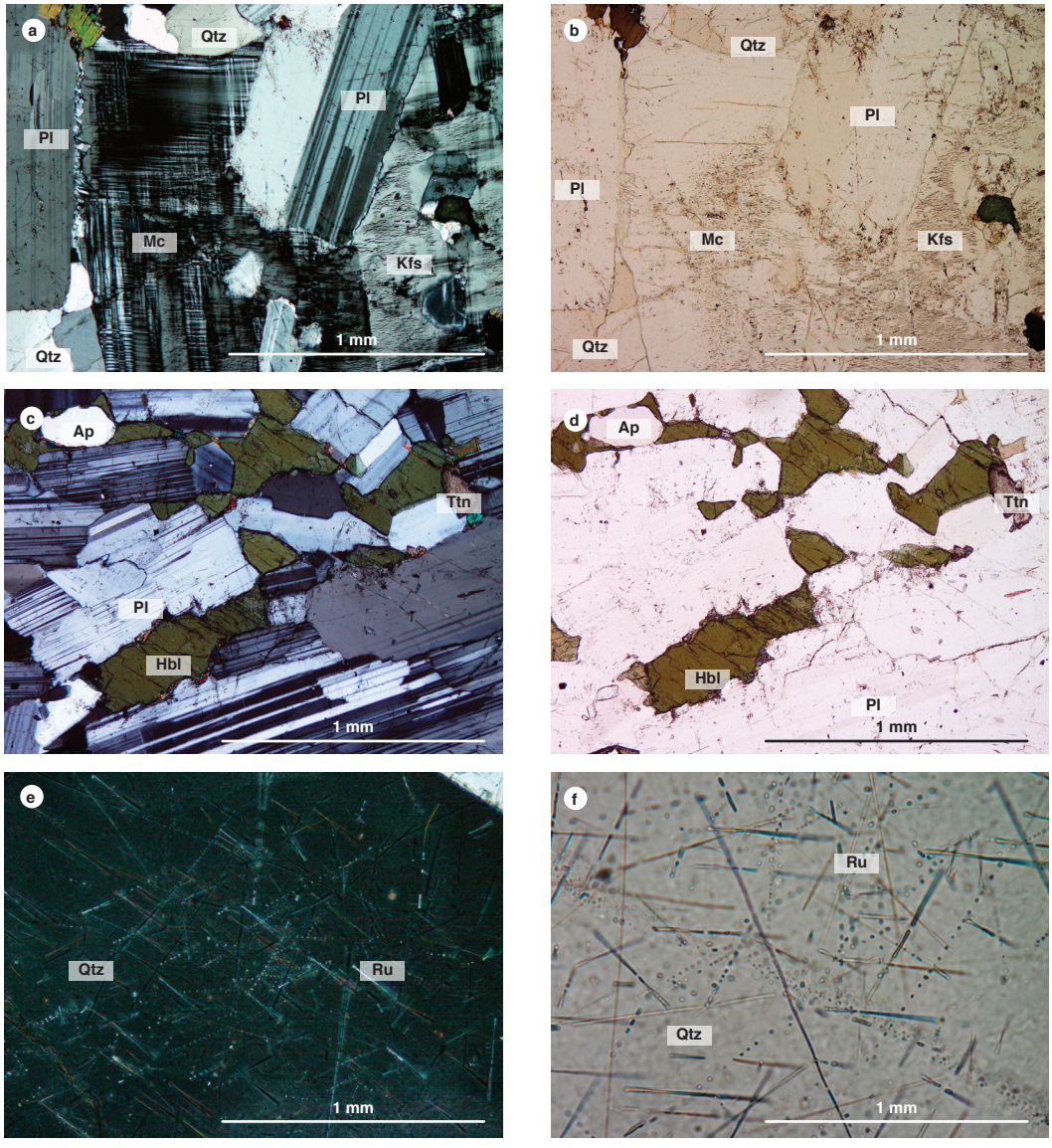


Figura 9. Aspecto Microscópico Cuarzomonzodiorita
a, b, c y d) Microclina (Mc), plagioclasa (Pl); feldespato potásico (Kfs), hornblenda (Hbl), titanita (Ttn) (Muestra Z-728, Ampliación: 5x). E y F) Ampliación: 20x. Cuarzo (Qtz) con inclusiones de rutilo (Rt) de hábito acicular.

4.3. Rocas de dique

De las rocas de dique se analizaron cinco secciones delgadas, de las cuales cuatro se clasificaron petrográficamente como andesitas, y una como basalto piroxénico (tabla 2). En el diagrama QAP (figura 10) se muestra la clasificación petrográfica de estas rocas.

Macroscópicamente, las andesitas son rocas mesocráticas de color gris verdoso oscuro con algunas manchas blancas. En la (figura 11) se observa el aspecto macroscópico de estas rocas.

Microscópicamente son rocas de textura holocristalina porfídica, con textura glomeroporfídica y traquítica,

Tabla 2. Composición modal de los diques de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

IGM	Qtz	Pl	Kfs	Opx	Hbl	Bt	Op	Ttn	Ap	Ep	Chl	Fenocristal	Matriz	Vidrio	Amíg.	Otros	Clasificación petrográfica
900765B	3	47			36		1					27	60	13		Cal (1%)	Andesita basáltica
900767	5	19			25				Tr	12						Ser (23%)	Andesita propilitizada
900809	2	52			37,5	3,5	1,2	0,8	1	1,5		3	97			Ser (0,5%)	Andesita
M-033	0,4	31,6	3,3	4,8			0,4	Tr	Tr	Tr		33,6	56,4	6,4	3,6	Óxidos de Fe, Ser, Kln, Cb	Basalto piroxénico
Z-816	2,8	16,4	6,4				0,4				3,6	30,1	64,8	2,3	2,8	Ser, Kln	Andesita

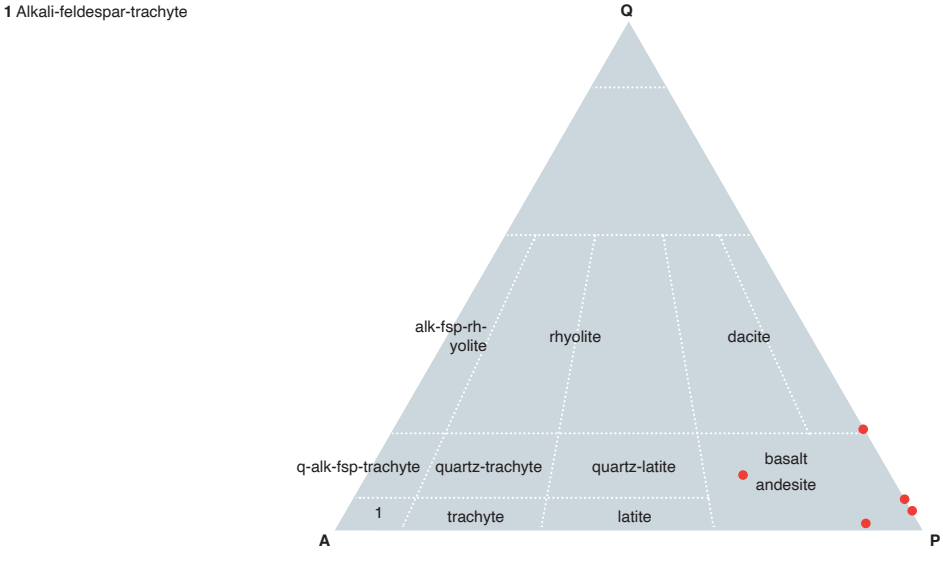


Figura 10. Diagrama de clasificación QAPF correspondiente a los diques de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo
Fuente: Strekeisen (1974).

compuestas por fenocristales de hornblenda-oxihornblenda, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, con porcentajes de cristales que fluctúan entre 3 y 37,2%. También las hay de textura finogranular, compuestas por microlitos de plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo, apatito, epidota y titanita, con un porcentaje de matriz que oscila entre el 56,4% y el 97%.

Ocasionalmente presenta amígdalas irregulares rellenas de clorita y vidrio volcánico desvitrificado. Asimismo, se presentan rocas con textura microcristalina constituidas principalmente por vidrio intersticial (figuras 12, 13 y 14).

Fenocristales. En los fenocristales de las rocas de dique es común encontrar hornblenda en todas las andesitas, en cristales tabulares euhedrales a subhedrales en los cortes longitudinales y hexagonales, en secciones transversales, con dos direcciones de clivaje, a 56° y 124°, de color verde con pleocroísmo de verde pálido a verde oliva, color de interferencia verde del segundo orden, extinción a 12°; son comunes las maclas simples, con tamaño de 0,5 mm, y se presentan como microfenocristales aislados con inclusiones de opacos y como glomerocristales con alteración a calcita. La muestra IGM 900809 presenta oxihornblenda en fenocristales de ta-

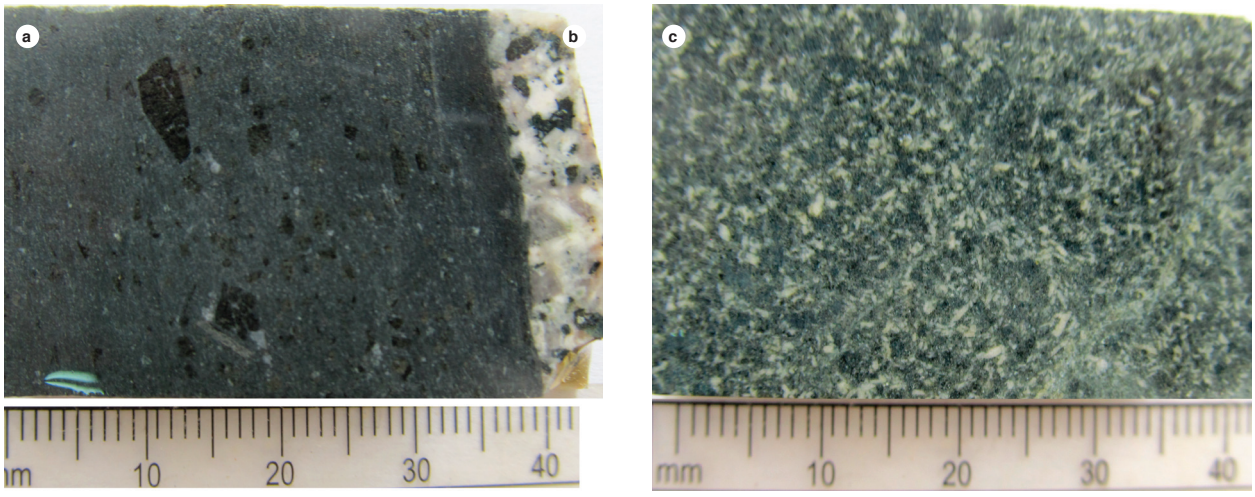


Figura 11. Aspecto macroscópico de las rocas de dique
a. Cuarzomonzonita (IGM 900765); b) andesita (IGM 900765); c) Andesita propilitizada, con matriz holocristalina (IGM 900767).

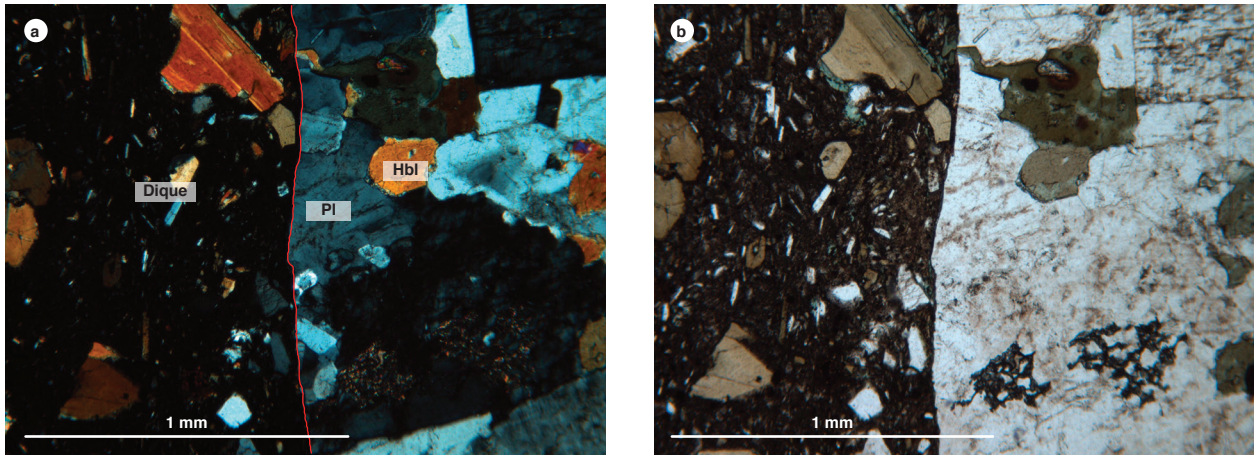


Figura 12. Aspecto microscópico de las rocas faneritica
a y b) Cuarzomonzonita. Fanerítica, compuesta por cuarzo, plagioclasa (Pl) y hornblenda (Hbl). Se observa el contacto neto entre la roca granítica y el dique andesítico (IGM 900765).

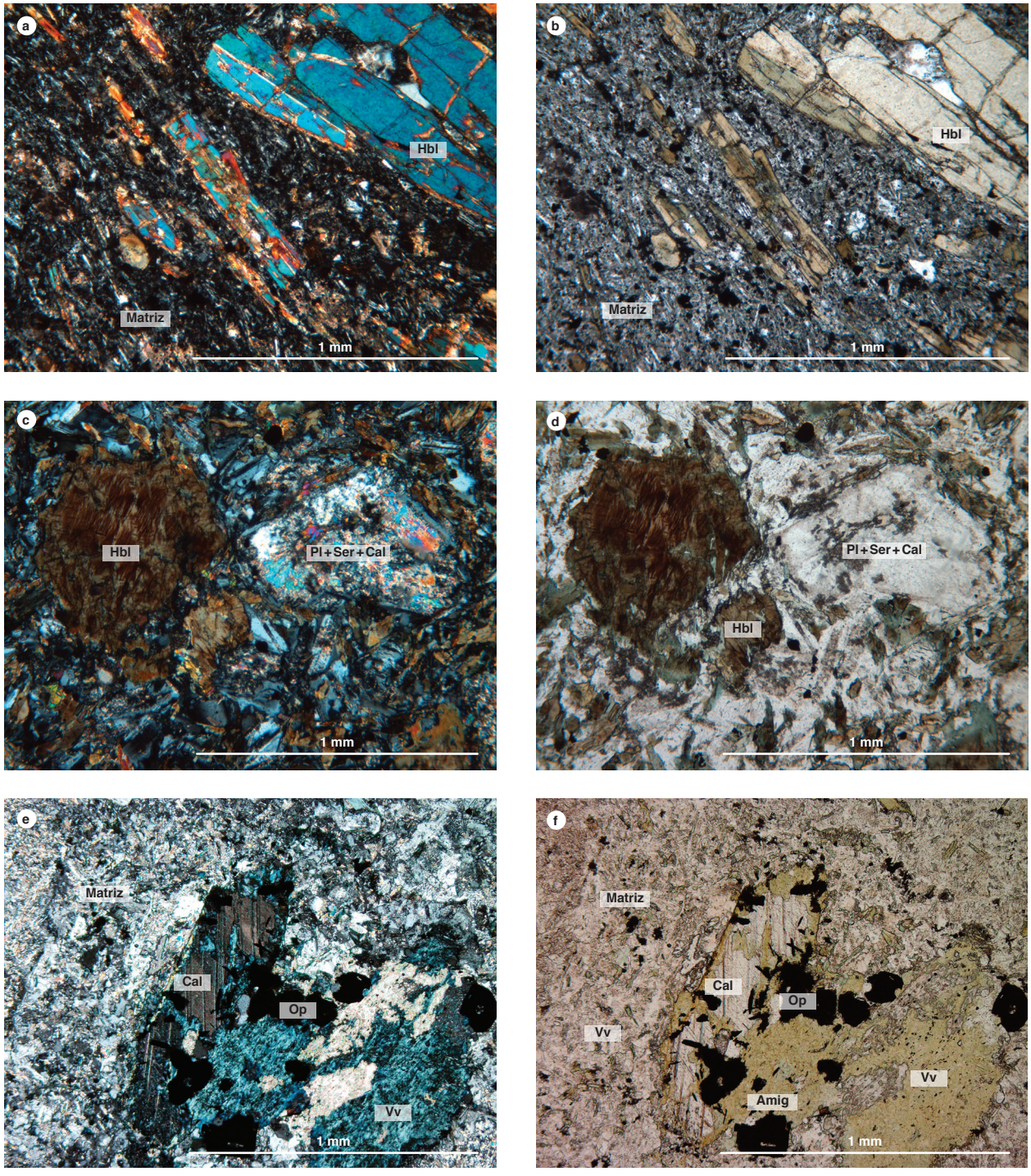


Figura 13. Aspecto microscópico de la matriz en rocas andesiticas
a y b) Matriz traquítica, fenocristales de hornblenda (Hbl) (IGM 900765-B, 10X); c y d) Matriz microcristalina, fenocristales de hornblenda (Hbl) y plagioclasa (Pl) (IGM 900809, 10X); E y F) Matriz vítrea, amígdala (Amíg) rellena de vidrio volcánico (Vv), Calcita (Cal) y opacos (Op) (Muestra Z-816, 5X).

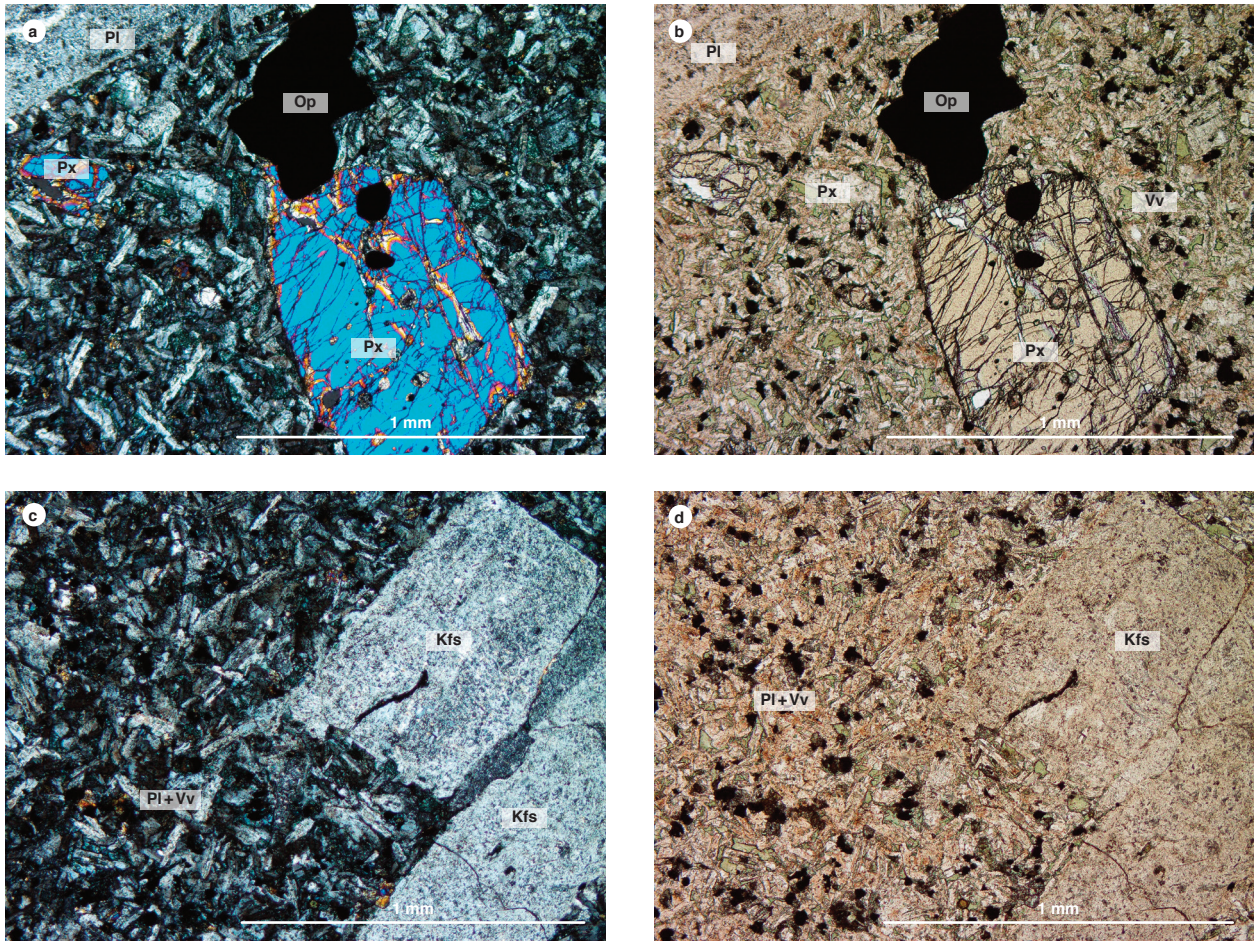


Figura 14. Aspecto microscópico de rocas basálticas
a y b) Basalto Piroxénico (M-033, 5X); c y d) Matriz hipohialina panidimórfica, fenocristales de piroxeno (Px) con carbonatos en planos de fracturas e inclusión de opacos (Op), ortoclasa (Kfs) embebida en matriz microlítica (Vv); amígdalas rellenas de vidrio volcánico (Aumento 5X).

maños mayores de 1 mm, de color pardo a verde, con pleocroísmo verde a pardo, color de interferencia verde de segundo orden, ángulo de extinción de 14°; muestra inclusiones de plagioclasa y opacos.

La plagioclasa es andesina $An_{(42)}$ en microfenocristales euhedrales a subhedrales tabulares incoloros, de 0,3 a 1 mm, alterada a sericita-epidota. Solo se conservan remanentes frescos en el núcleo de los cristales, color de interferencia gris de primer orden. Presenta maclas según la ley de albita y periclina, con inclusiones de apatito, opacos, hornblenda y vidrio volcánico.

El cuarzo intersticial se presenta en microcristales de 0,05 a 0,3 mm, xenomórficos, incoloros, con relieve bajo, color de interferencia gris de primer orden. También aparece como microcristales en la matriz. Además, se presenta en venillas como mineral de introducción.

La biotita se presenta únicamente en la muestra IGM 900809, como láminas de color pardo con pleocroísmo de verde a pardo, colores de interferencia del segundo orden, extinción paralela, clivaje paralelo al eje mayor del cristal. En los planos de exfoliación se acopian agregados de titanita y opacos.

Como minerales accesorios se observan opacos, apatito, epidota, titanita, calcita y óxidos de hierro. Es común la alteración a clorita, sericita, calcita y caolín.

Matriz. Las rocas andesíticas presentan matriz hialopilítica con microlitos de plagioclasa de 0,05 mm, alterados a sericita y epidota, orientados, siguiendo texturas de flujo dentro de una masa vítrea de color pardo. Hay microcristales diseminados de hornblenda y opacos (figura 13a). La muestra IGM 900809 presenta matriz

granular con textura holocristalina microporfídica, con cristales de plagioclasa, hornblenda, oxihornblenda, biotita y cuarzo, con tamaños entre 0,1 y 0,3 mm (figura 13b). La roca Z-816 presenta textura microcristalina hipohialina porfídica con amígdalas rellenas de vidrio volcánico desvitrificado, opacos y calcita (figura 13c).

El dique basáltico corresponde a una roca de color verdoso con textura hipohialina porfídica, panidimórfica, con un contenido de cristales del 40,1 %, matriz microcristalina a criptocristalina (56,4%) y vesículas (3,5%). La fracción cristalina se presentan como fenocristales: plagioclasa (3,8%) de tipo labradorita, piroxeno (4,8%), feldespato potásico (3,3%), y también como microfenocristales y microcristales de plagioclasa, con tamaños entre 2 y <0,5 mm (27,8%). Se encuentra cuarzo microcristalino (0,4%). Como minerales accesorios se presentan epidota, apatito, titanita y opacos; y como minerales de alteración, óxidos de hierro, sericita, calcita y caolín.

Los fenocristales de plagioclasa labradorita $An_{(52-66)}$ son euhedrales con macla según la ley de albita y periclina, con inclusiones de vidrio volcánico verde, microcristales de piroxeno, opacos, feldespato y epidota que le imprimen una textura poiquilítica, alterada a sericita (figura 14).

El feldespato potásico (ortoclasa) aparece como cristales euhedrales con tinción marrón claro, color de interferencia gris del primer orden, relieve bajo y extinción paralela, alterado a caolín

El piroxeno se encuentra en cristales incoloros a marrón claro con pleocroísmo a rosado, amarillo y verde, relieve alto, colores de interferencia de primer y segundo orden, de hábito prismático, con exfoliación en una dirección; presenta inclusión de opacos.

Como minerales secundarios hay titanita, apatito, epidota y opacos. Como minerales de alteración sericita, carbonatos, óxidos de hierro y caolín.

Contactos. En la Plancha 388, la Cuarzomonzonita de Sombrerillo intruye a las Lodolitas de Granadillo, consideradas de probable edad paleozoica, formando en el contacto mármoles y cornubianitas (Cárdenas *et al.*, 2003), como se observa en la carretera a Los Cauchos, en la mina La Calera, a orillas del río Magdalena, y en la carretera Alto El Obispo-San Agustín, cuando cruza sobre el río Granadillo. Con la Formación Saldaña, el contacto es fallado, pero en algunos sitios muestra el carácter intrusivo en la secuencia vulcanosedimentaria. Esta situación se observa al sur de Bruselas, en donde la apófisis del intrusivo corta la Formación Saldaña; no se detectaron efectos térmicos debido a la intensa meteorización de las rocas encajantes.

Los depósitos del Pleistoceno, como el Lahar de Altamira, la Formación Guacacallo y las terrazas pumíticas cubren la Cuarzomonzonita de Sombrerillo inconformemente, impidiendo observar la continuidad hacia el norte de la plancha 388. No obstante, se supone que el intrusivo se extiende en esta dirección y de él hacen parte los afloramientos de rocas intrusivas descritos en el río Granates, al noroeste de Saladoblanco, y los del río Magdalena en la zona del Filo de Chillurco y monte Bonito.

5. Geoquímica

Para la caracterización litogeoquímica de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se analizaron ocho muestras de rocas granitoides de las diferentes litologías del cuerpo principal y tres muestras de diques. Se complementó la información con el análisis petrográfico de dichas muestras. Para la elaboración de diagramas se recalcularon los óxidos mayores, teniendo en cuenta los valores de LOI (pérdidas por ignición).

Óxidos mayores. Los valores de SiO_2 en rocas granitoides de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo varían entre 55,37% y 72,84%. Los valores de Al_2O_3, Fe_2O_3, y CaO tienen una relación inversamente proporcional a SiO_2; el $Na_2O + K_2O$ oscila entre 4,49% y 9,56%; el TiO_2 varía entre 0,27% y 1,07%. Los contenidos de Al_2O_3 están entre 14,06% y 16,6% (los valores más bajos corresponden a las muestras más félsicas). El contenido de hierro total está entre 2,43% y 13,24%, y el MgO varía entre 0,28% y 9,42% (tabla 3).

En los diques que intruyen la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se observan valores de SiO_2 entre 48,7% y 51,25%, que corresponden a rocas básicas y al límite intermedio-básico, con contenido promedio de Al_2O_3 de 16%; el hierro total varía entre 14% y 16,3%, y el MgO, entre 5,9% y 7,8%. El contenido de álcalis (Na_2O+K_2O) es menor de 5% (tabla 4), con valores mayores de sodio. El menor contenido de K_2O está en la muestra IGM 900767, que presenta alteración hidrotermal.

Tabla 3. Composición de óxidos mayores en rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

IGM	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	FeO	LOI	Clasificación petrográfica
900764	67,14	0,51	16,59	2,76	0,42	2,28	3,89	5,67	0,094	0,586	1	0,35	Monzogranito
900766	58,04	0,82	16,16	7,59	3,7	6,8	3,22	2,6	0,173	1,590	4,07	0,53	Cuarzomonzonita
900768	55,37	1,04	16,6	8,65	4,44	7,4	2,91	1,58	0,267	1,907	4,59	1,33	Tonalita
900769	58,73	1,07	16,45	6,65	1,84	4,4	3,76	5,37	0,37	1,116	3,58	0,91	Monzogranito
900796	61,86	0,75	16,4	5,9	2,34	3,89	3,33	3,11	0,212	1,046	3	1,88	Cuarzodiorita
900808	72,73	0,27	14,32	2,3	0,43	1,77	4,32	3,17	0,087	0,595	1,39	0,4	Cuarzomonzonita
900810	72,84	0,27	14,06	2,38	0,47	1,76	3,91	3,51	0,09	0,694	1,14	0,53	Cuarzomonzonita
900811	64,09	0,87	15,34	5,81	0,7	4,01	2,94	4,3	0,486	1,312	3,57	0,93	Granofels

Granofels: roca metamórfica

Tabla 4. Composición de óxidos mayores en diques de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

IGM	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	FeO	LOI	Clasificación petrográfica
900765	48,74	1,1	16,63	9,56	5,87	8,55	2,62	2,34	0,192	1,63	5,14	3,96	Andesita basáltica
900767	51,25	0,73	15,72	8,59	7,82	8,33	2,83	0,83	0,228	1,59	5,43	3,29	Propilita de andesita
900809	48,96	1,22	17,07	10,38	6,31	9,19	3,03	1,49	0,483	1,44	5,94	1,46	Andesita

Los valores se dan en porcentaje

En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (K_2O/SiO_2), las rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se ubican principalmente en los campos de las series calcoalcalinas altas en K (IGM 900766, IGM 900796 e IGM 900810), shoshoníticas (IGM 900764, IGM 900769 e IGM 900811), y dos muestras presentan afinidad calcoalcalina (IGM 900808 e IGM 900768). Los contenidos más altos de K_2O corresponden a las rocas con mayor contenido de sílice (figura 15a). Las tres muestras de diques se inscriben, cada una, en un campo diferente en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), y tienen contenidos cercanos de SiO_2 menores de 55%. La muestra IGM 900767, de andesita propilítica, es la de menor K_2O, y corresponde a la serie calcoalcalina (figura 15b).

En el diagrama TAS de Middlemost (1994), las rocas plutónicas se localizan en facies intermedias a ácidas subalcalinas, dentro de los granitos, dioritas y gabrodioritas, las más alcalinas en los campos de las monzonitas y cuarzomonzonitas (muestras IGM 900769 e IGM 900764). Las rocas de dique se ubican en el campo de los basaltos (figura 16).

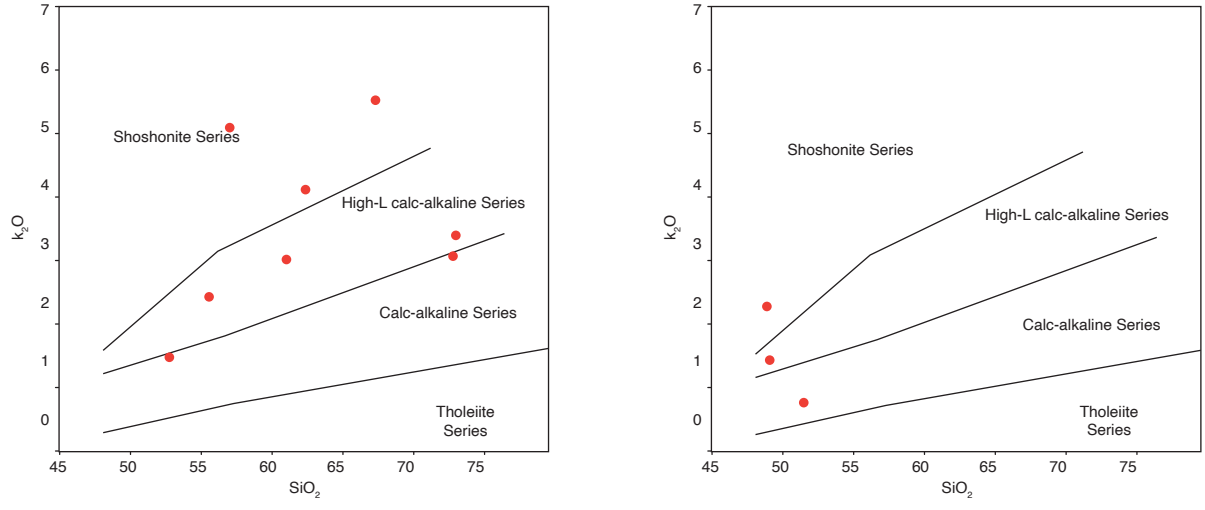


Figura 15. Diagrama K_2O Vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976)

a) Cuarzomonzonita de Sombrerillo; b) Diques que la intruyen.

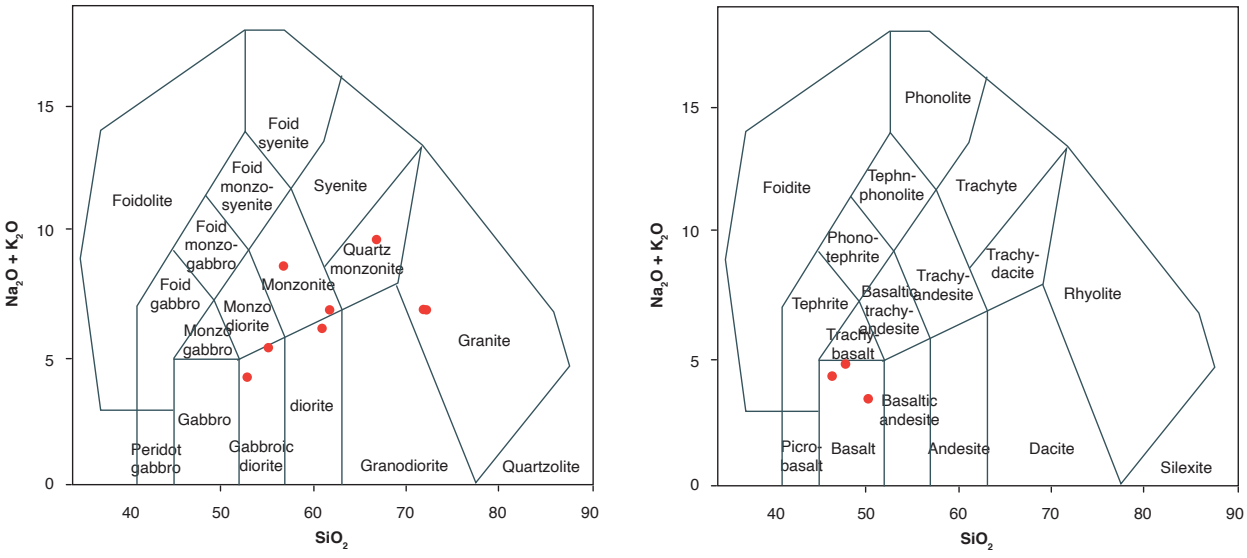


Figura 16. Diagrama de Middlemost (1994)

a) Correspondiente a rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo; b) Diques que la intruyen.

En el diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943), las rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se distribuyen en los campos metaluminoso y peraluminoso (figura 17), lo que sugiere una posible contaminación del magma con rocas de caja o fusión de corteza continental de las muestras peraluminosas (IGM 900796, 900808 y 900810), que corresponden a las rocas con los valores más altos de SiO_2 (> 72 %). Las rocas de los diques son metaluminosas con valores de A/NK > 2 y A/CNK menor que los granitoides.

Elementos traza y tierras raras. Los resultados de los análisis de elementos traza y tierras raras de siete rocas plutónicas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo y la muestra IGM 900811, que corresponde a un granofels, se presentan en la tabla 5, y los de tres muestras de diques que atraviesan el intrusivo, en la tabla 6.

De acuerdo con el diagrama de elementos de las tierras raras (REE) normalizado al condrito según Nakamura (1974), las rocas granitoides del cuerpo principal muestran concentraciones de valores inferiores de tierras raras, con enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), con un patrón homogéneo que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), con una pendiente negativa que se aplana en las tierras raras pesadas (figura 18a).

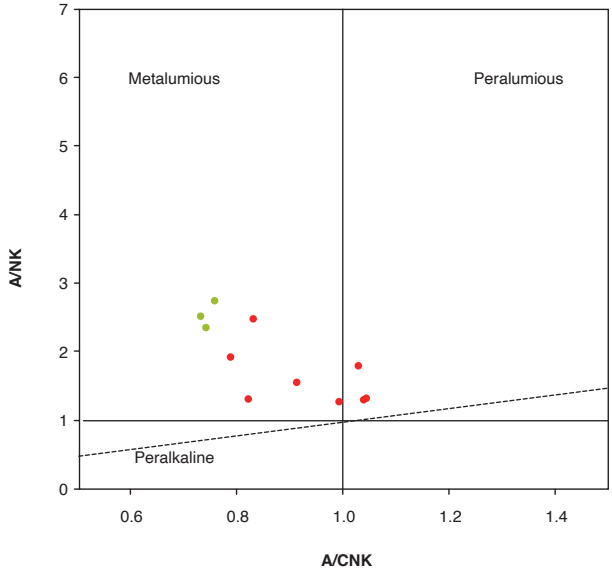


Figura 17. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943), correspondiente a rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo (rojo), y diques que la intruyen (verde)

Tabla 5. Resultados de elementos traza y tierras raras en rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo (contenidos en ppm)

IGM	Li	Be	Sc	Ni	Rb	Sr	Y	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
900764	12,492	3,3731	10,29	5,689	184,502	344,7	30,78	3,925	1416,88	59,46	122,7	14,44	52,98	8,76
900766	19,243	1,9015	38,36	26,16	96,9234	515,5	31,57	2,512	786,16	29,96	63,54	8,521	34,42	7,24
900768	13,554	1,4011	31,82	22,96	48,9959	686	23,58	2,037	530,03	24,19	52,04	6,837	28,35	5,87
900769	5,1786	1,8254	22,47	12,78	140,471	687,6	31,03	1,392	1825,77	35,93	77,32	9,983	41,87	8,61
900796	5,713	2,3399	19,52	8,65	80,1693	620,7	24,53	0,576	1372,79	29,61	65	8,273	31,57	7,32
900808	7,4952	3,2499	6,861	2,777	59,0853	256,9	26,95	0,266	1105,28	27,37	59,21	7,594	27,67	5,73
900810	11,747	3,3916	7,487	2,524	62,9519	234	33,66	0,407	1234,60	26,47	57,86	7,17	28,26	5,83
900811	10,338	8,6853	27,12	4,434	130,511	635,4	159	0,611	2441,02	114,7	235,5	35,45	158,8	29,7

IGM	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Bi	Th	U	Nb	Zr
900764	2,344	8,51	1,23	5,97	1,196	3,72	0,51	3,483	0,536	20,36	< 0,05	29,22	5,36	13,5	444,18
900766	1,998	7,11	1,15	6,19	1,287	3,81	0,54	3,629	0,555	11,91	< 0,05	11,32	2,29	7,0	303,52
900768	1,892	5,63	0,93	4,68	0,932	2,79	0,38	2,532	0,381	9,294	0,057	6,281	1,71	5,9	162,87
900769	3,77	7,94	1,28	6,18	1,237	3,7	0,5	3,287	0,5	14,13	< 0,05	8,249	1,72	8,7	281,31
900796	2,536	6,35	0,99	5,36	1,082	3,29	0,45	3,023	0,467	15,37		5,712	1,44	5,5	200,7
900808	1,663	5,74	0,92	5,07	1,043	3,18	0,45	2,915	0,435	9,398		3,048	0,35	5,8	117,3
900810	1,714	5,59	1	5,31	1,099	3,38	0,5	3,167	0,485	11,51		3,099	0,35	5,7	119,9
900811	7,977	26,5	4,37	20,9	4,238	12,6	1,7	10,82	1,6	21,59		11,03	1,81	22,6	653

Granofels: roca metamórfica

Tabla 6. Resultados de elementos traza y tierras raras correspondientes a diques en rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo (contenidos en ppm)

IGM	Li	Be	Sc	Ni	Rb	Sr	Y	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
900765	39,238	0,9551	54,74	29,59	93,9288	543,9	19,25	1,063	673,24	14,46	32,05	4,521	20,36	4,7
900767	20,063	0,9439	38,61	132,1	19,0881	663,1	41,33	0,124	368,54	15,89	32,53	4,427	18,99	3,94
900809	8,6712	1,5696	37,98	57,52	30,1062	930,4	23,36	0,453	753,06	23,5	60	8,564	36,62	9,28

IGM	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Bi	Th	U	Nb	Zr
900765	2,048	4,64	0,76	4,16	0,817	2,34	0,31	1,986	0,279	6,537	< 0,05	0,927	0,38	< 2,0	< 130
900767	1,528	3,8	0,6	3,2	0,636	1,87	0,25	1,648	0,243	3,549	< 0,05	1,789	0,43	3,1	< 130
900809	3,027	8,07	1,14	5,9	1,128	3,21	0,4	2,493	0,339	2,679		1,4	0,34	2,8	114,4

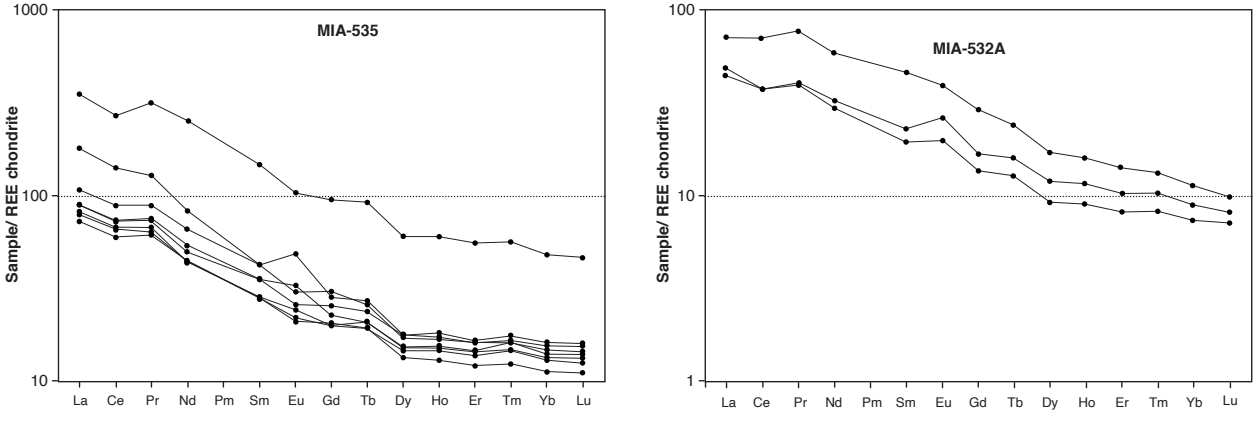


Figura 18. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974)

a) Rocas granitoides de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo; b) Rocas de dique.

La muestra IGM 900811 (MIA-535) de granofels tiene un comportamiento diferente, pues presenta mayor enriquecimiento, tanto en LREE como en HREE, y valores superiores con respecto al condrito. La muestra IGM 900765 (MIA-509) presenta una pequeña anomalía positiva en Eu.

Entre los diques se diferencia la muestra IGM 900809 (MIA-532A), que presenta el mayor enriquecimiento en tierras raras, con una línea más suave y sin picos, con empobrecimiento progresivo hacia las tierras raras pesadas. Las otras dos muestras, 900765 y 900767, presentan una leve anomalía positiva en Eu (figura 18b).

En los diagramas NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondientes a los granitoides de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo (figura 19a), se observan líneas con varios picos, que revelan empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, La, Ce, P y Ti y anomalías positivas en Ba, K, Pb, Nd y Sm. Esto puede corresponder a la separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, y manifiesta una evolución magmática (Winter, 2001). Se destaca la muestra IGM 900811 (MIA-535) de granofels por tener mayores contenidos de Nd, Dy, Y, Yb y Lu que las otras muestras, lo que indica claramente una procedencia diferente.

Las muestras de los diques presentan picos negativos en Nb, P y Ti, pero en la muestra IGM 900765 (MIA-509 C) se observa mayor enriquecimiento en Rb, K y Pb y comportamiento similar (paralelo) a las otras dos muestras, con empobrecimiento en elementos menos móviles (HFS) y anomalías negativas poco pronunciadas en P y Ti. Las otras muestras presentan marcadas anomalías negativas en Nb (figura 19b).

Las anomalías negativas de Nb, Sr, Ti y P y el empobrecimiento progresivo hacia los elementos pesados caracterizan los arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción. La anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, con un patrón semiparalelo en todas las muestras (figura 19a), es característica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados con los arcos.

Los valores altos de elementos litófilos de alto radio iónico Cs, Ba y Th indican una afinidad con corteza continental (márgenes convergentes), donde hay abundancia de estos elementos incompatibles. Los valores altos de Sr, K, Ba y Rb se presentan por la movilización desde los fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma.

Las relaciones La/Yb, Sm/Yb y Eu/Eu* con valores normalizados, tanto en la Cuarzomonzonita de Sombrerillo como en sus diques, se presentan en la tabla 7. Cinco muestras de rocas graníticas tienen anomalía negativa en Eu (Eu/Eu*<1), que pueden relacionarse con un origen de afinidad continental y pueden haber procedido de la fusión parcial de la corteza, donde los residuos de estos fundidos fueron ricos en plagioclasa, y habrían retenido el Eu en la corteza inferior y generado un patrón empobrecido en Eu en la corteza superior. Tres de las muestras de granitoides y los tres diques presentan anomalías positivas con valores de Eu/Eu*>1.

La relación La/Yb en los diques es mayor de 2,5 lo que indica que son basaltos de origen continental.

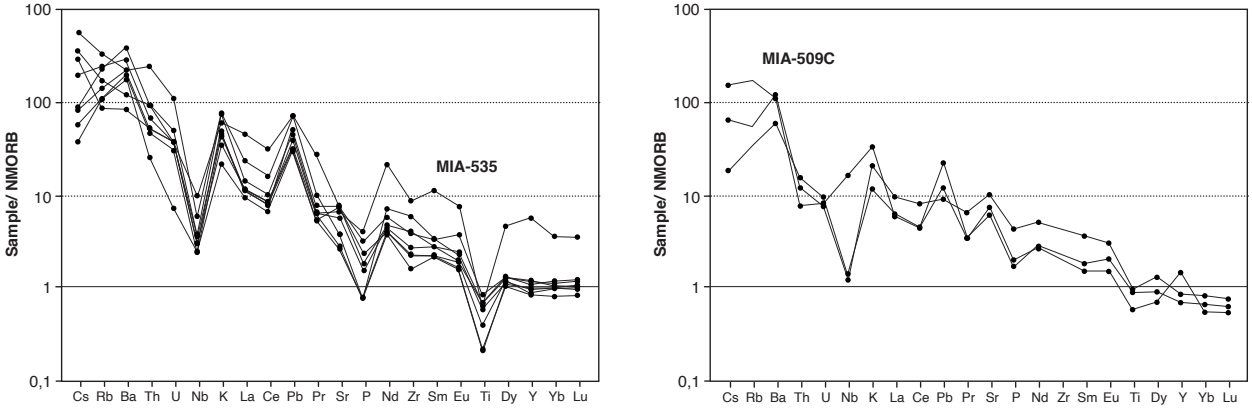


Figura 19. Diagrama normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989)

a) Rocas granitoides de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo; b) Rocas de dique.

Tabla 7. Relaciones normalizadas La/Yb, Sm/Yb y Eu/Eu* en rocas y diques de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo (contenidos en ppm)

IGM	Yb	La	La/Yb	Sm	Sm/Yb	Eu/Eu*
	0,22	0,33		0,20		
900764	15,83	180,73	11,41	43,15	2,73	0,83
900766	16,50	91,06	5,52	35,66	2,16	0,86
900768	11,51	73,52	6,39	28,94	2,51	1,01
900769	14,94	109,20	7,31	42,42	2,84	1,40
900796	13,74	90,00	6,55	36,07	2,63	1,15
900808	13,25	83,18	6,28	28,24	2,13	0,89
900810	14,40	80,44	5,59	28,72	1,99	0,92
*900811	49,17	348,48	7,09	146,07	2,97	0,88
900765	9,03	43,94	4,87	23,15	2,56	1,35
900767	7,49	48,29	6,44	19,41	2,59	1,22
900809	11,33	71,43	6,30	45,72	4,03	1,08

Nota. En el área sombreada los datos de las muestras de dique.

* Granofels

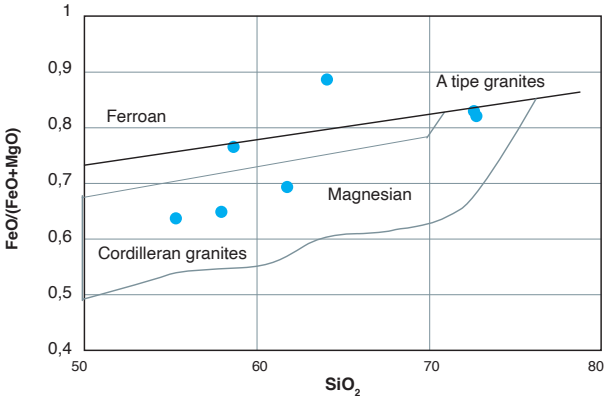


Figura 20. Diagrama de Frost et al. (2001), correspondiente a rocas y diques de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

Discriminación de ambiente tectónico y tipo de granitoide. En el diagrama de Frost *et al.* (2001), tanto las rocas del plutón como los diques se ubican en el campo de las rocas magnesianas, que corresponden a granitos cordilleranos con contenido de sílice de 56% a 77% (figura 20).

En los diagramas de ambiente tectónico de Pearce *et al.* (1984) (figura 21), la mayoría de las rocas granitoides se ubican en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG); en el diagrama (Rb vs. Y+Nb), en granitos sincolisionales, exceptuado la muestra IGM 900811, que se grafica en el límite del campo de los granitos intraplaca.

En el diagrama de Whalen *et al.* (1987), las rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo muestran características de magmas tipo I, cordillerano (figura 22).

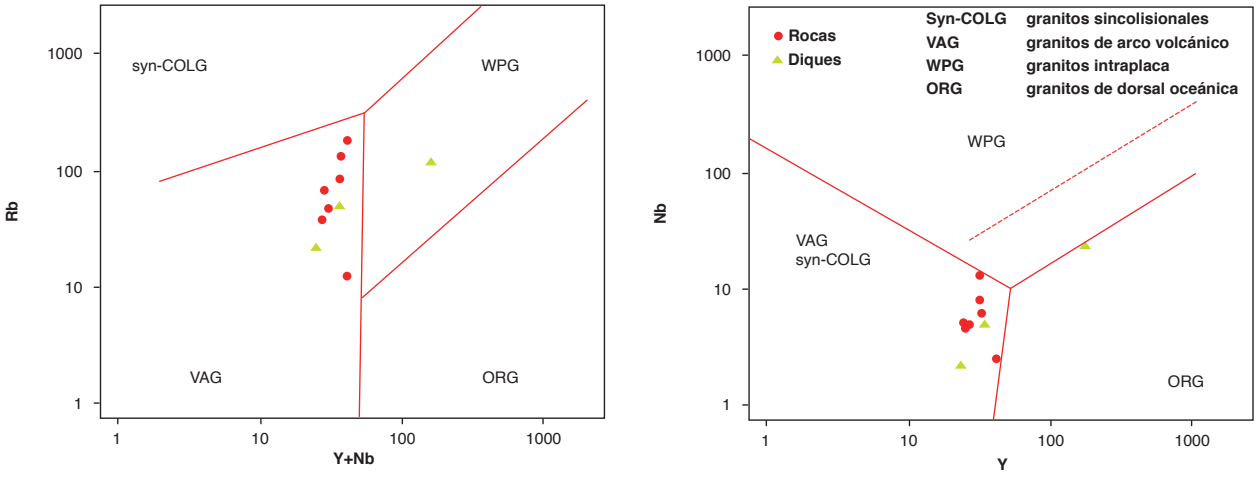


Figura 21. Diagramas de ambiente de Pearce et al. (1984), correspondientes a las rocas y diques de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

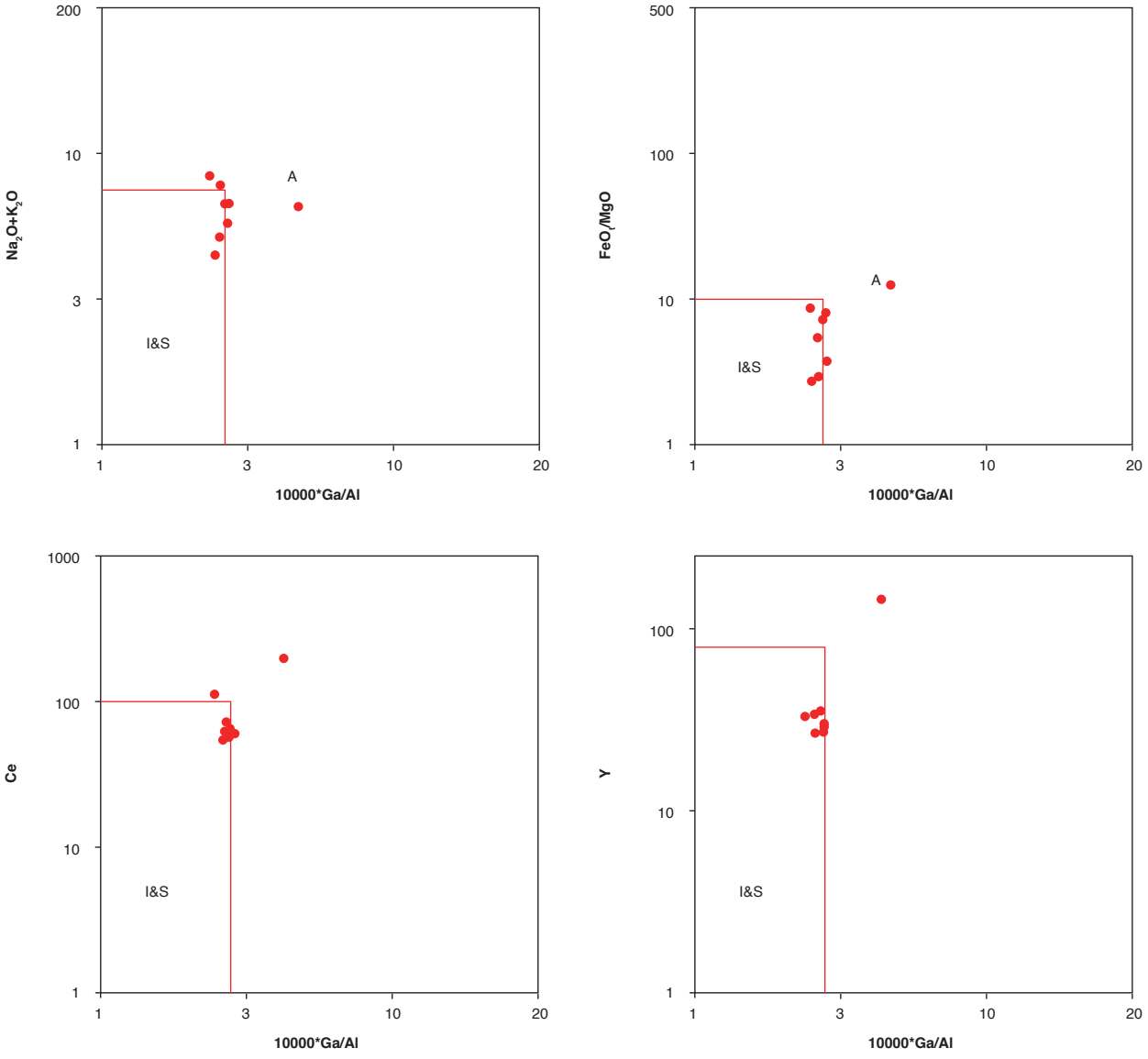


Figura 22. Diagramas de Whalen et al. (1987), correspondientes a óxidos mayores y elementos traza en la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

El análisis químico de los circones de la muestra MIA-512 permitió determinar la abundancia de los elementos traza en cada uno de ellos (tabla 8). Los valores de REE se normalizaron al condrito (McDonough y Sun, 1995), se calcularon las relaciones Pm* y Tm* en cada uno de ellos y la relación Th/U, que varía entre 0,5 y 2,2, valores que sugieren que se trata de circones ígneos.

En la figura de REE normalizada al condrito (figura 23) se observa un comportamiento no homogéneo de las tierras raras livianas (LREE) en la mayoría de circones, con valores inferiores a 100 veces el condrito de las muestras, pero algunos circones presentan en Ce anomalías positivas que indican cristalización en las primeras fases de fraccionamiento magmático (Nardi *et al.*, 2013).

Los circones en general muestran una leve anomalía negativa en el europio, que, según Belousova *et al.* (2002), es representativa de rocas que han sufrido fraccionamiento magmático con una tendencia hacia las rocas félsicas; tienen una tendencia de mayores concentraciones hacia las HREE, comportamiento homogéneo con tendencia paralela en estos elementos.

Tabla 8. Contenidos normalizados de elementos traza y tierras raras en circones en la muestra MIA-512 (contenidos en ppm)

Circón	La	Ce	Pr	Nd	Pm*	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm*	Yb	Lu
24	202,53	197,39	62,50	48,58	49,62	50,68	17,58	135,18	268,42	569,11	1073,26	1900,00	2979,02	4670,81	6626,02
25	25,32	56,61	14,44	19,69	36,11	66,22	46,71	233,17	393,35	682,93	1188,64	1800,00	2522,20	3534,16	4715,45
26	94,94	81,57	19,29	14,66	19,58	26,15	29,13	111,56	204,99	386,18	717,95	1331,25	2089,46	3279,50	4715,45
28	9,28	61,66	5,28	7,44	12,56	21,22	9,77	90,45	183,93	367,48	684,98	1276,88	2071,38	3360,25	4894,31
29	34,60	96,25	11,75	19,26	29,74	45,95	21,31	151,76	293,63	536,59	1016,48	1806,25	2929,59	4751,55	6910,57
30	4,09	96,25	5,60	12,47	33,48	89,86	18,83	296,48	573,41	983,74	1648,35	2531,25	3488,39	4807,45	6219,51
31	0,46	120,39	1,40	5,75	13,10	29,80	11,19	133,67	249,86	478,05	876,92	1430,63	2159,88	3260,87	4410,57
32	0,68	114,03	1,62	3,30	9,90	29,66	12,43	120,60	279,78	518,70	1038,46	1851,88	2979,90	4795,03	6682,93
34	0,59	86,46	3,04	14,66	31,79	68,92	20,07	286,43	548,48	926,83	1593,41	2406,25	3359,16	4689,44	5934,96
35	4,26	45,84	3,88	7,22	14,37	28,58	15,63	90,45	175,07	339,02	660,81	1183,75	1889,93	3017,39	4430,89
36	0,19	85,48	2,16	8,10	16,03	31,76	23,09	167,34	285,32	566,67	1014,65	1700,00	2603,63	3987,58	5382,11
37	0,39	137,03	3,47	12,47	30,45	74,32	53,29	281,41	515,24	930,89	1648,35	2681,25	3998,45	5962,73	8089,43

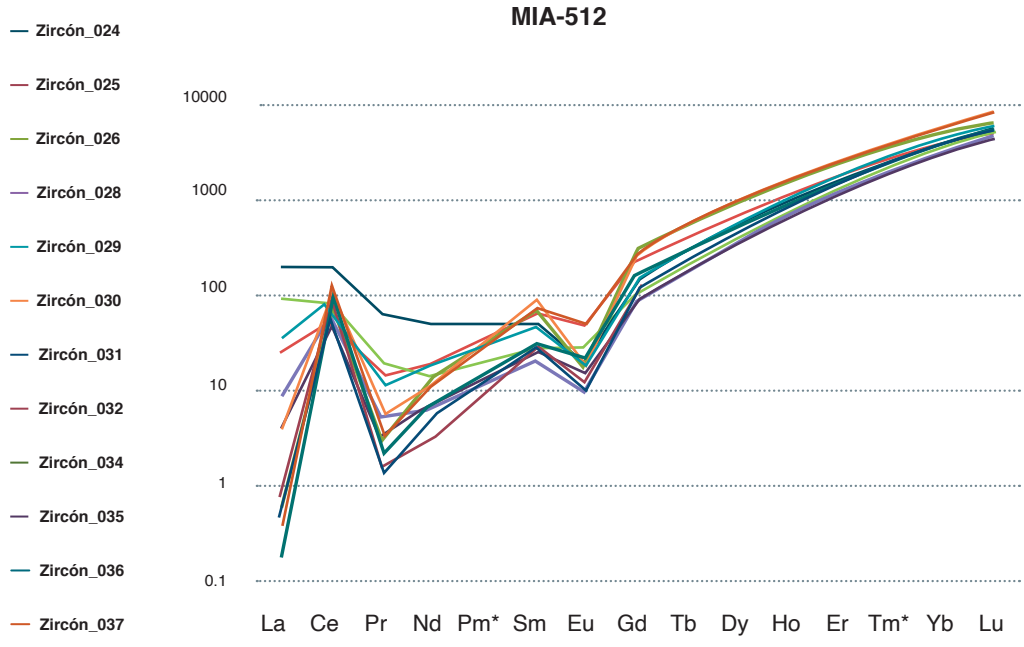


Figura 23. Patrón de tierras raras normalizadas al condrito de la muestra MIA-512. McDonough y Sun (1995)

El diagrama de Nardi *et al.* (2013) identifica patrones químicos que permiten diferenciar granitos tipo I, S y M; los contenidos de Pb y Th de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo muestran valores que se relacionan con ambientes de granitos tipo I (figura 24), con valores de Pb que varían entre 5,8 y 26,2 ppm (tabla 8). Los resultados de Th se encuentran entre 176 y 1560 ppm. Las concentraciones típicas de Th en este tipo de granitos están entre 30 y 700 ppm; tres circones estuvieron por encima del estándar. En la figura 24, la mayor concentración de circones se ubica en el campo de los granitos tipo I, lo cual es coherente con lo observado en el diagrama de ambiente tectónico de Whalen *et al.* (1987) (figura 22).

En la figura 25, las relaciones Hf-Y muestran la afinidad de los circones de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo con su magma generador. Los circones se concentran principalmente en los campos III y IV, que corresponden a rocas intermedias e intermedias con cuarzo, y rocas félsicas con alto contenido de SiO_2, excepto dos circones con contenido de $Y \leq 1.000$, que están en el campo II, correspondiente a las rocas ultramáficas.

Tabla 9. Contenidos en ppm de Y, Hf, Pb e Y en circones en la muestra MIA-512

Circón	Y	Hf	Hf Wt	Pb	Th
24	1880	14200	1,42	19	510
25	1920	9520	0,952	5,8	176
26	1310	13840	1,384	15,5	268,2
28	1255	15480	1,548	10,825	271,3
29	1820	15950	1,595	23,575	604
30	2640	15310	1,531	18	690
31	1408	14090	1,409	17,325	691
32	1786	16590	1,659	26,2	871
34	2500	13650	1,365	18	690
35	1091	10960	1,096	9,955	242,5
36	1692	14020	1,402	17,275	990
37	2790	11530	1,153	19,25	1560

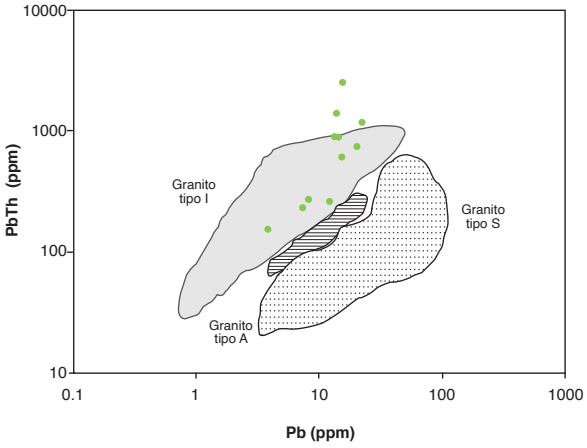


Figura 24. Diagrama de discriminación para identificar la fuente de los circones de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

Fuente: modificado a partir de Nardi et al. (2013).

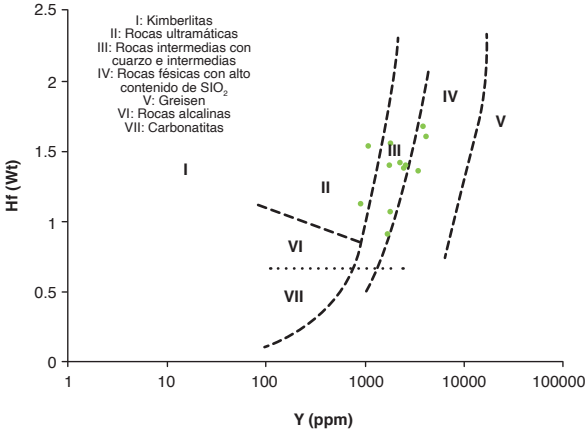


Figura 25. Diagrama de discriminación de ambientes de los circones de Cuarzomonzonita de Sombrerillo

Fuente: modificado a partir de Shnukov et al. (1997).

6. Posición estratigráfica y edad

Grosse (1935) considera que los macizos de Descanse-Yunguillo y Tarabita, expuestos en las cabeceras del río Caquetá, al sur de lo representado en la plancha 388, son la continuación del Macizo de Sombrerillos, situación que fue comprobada por Ingeominas-Geoestudios (1999) con la cartografía geológica regional de la plancha 412: San Juan de Villalobos.

Por otra parte, se asume que el intrusivo se prolonga por debajo de la cubierta volcánica y volcanoclástica del Pleistoceno y aflora nuevamente en el río Granates, extendiéndose en la plancha 365: Coconucos, en donde también aparece en áreas restringidas a manera de ventanas geológicas. Varios de estos afloramientos continúan en la plancha 366: Garzón, en donde Velandia *et al.* (1996) lo asimilaron a la prolongación del Batolito de Ibagué, haciéndolo equivalente al Plutón de La Plata, en el sentido de Álvarez y Linares (1983). Con esta investigación se postula, entonces, que la Cuarzomonzonita de Sombrerillos se emplazó en el Jurásico, y que en este cuerpo pueden estar incluidos varios pulsos magmáticos.

En el presente estudio se realizaron cinco dataciones radiométricas por el método U-Pb de muestras del área de afloramiento de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo, precedidas por la clasificación petrográfica y el análisis litogeoquímico de las muestras. Su localización se presenta en la figura 1 y la tabla 10.

De estas muestras, tres corresponden propiamente a la Cuarzomonzonita de Sombrerillo, con edades de 173,8 ± 2,2 (GZ-6780); 176,3 ± 2,5 (MIA-512) y 181,5 ± 4,0 (MIA-525), Jurásico Medio (Aaleniano-Toarciano). Se observa en este cuerpo una disminución de las edades de norte a sur.

Un saprolito de roca granítica (muestra MIA-533) presenta una edad de 203,9 ± 2,3 Ma, Triásico Superior (Noriano), y otra población de edades precámbricas heredadas, de 625,25 Ma, se localiza en el borde del cuerpo y podría corresponder a un cuerpo no definido en la cartografía. La muestra MIA-535 de granofels, con edad de 934 ± 15 Ma (Neoproterozoica) correspondería a un techo colgante no cartografiado del basamento Neoproterozoico. Es una roca de apariencia ígnea de la cual no se conoce la relación con la Cuarzomonzodiorita de Sombrerillo. Estas dos muestras con edades más antiguas están en la zona del contacto oriental del cuerpo que corresponde a la Falla San Francisco-Yunguillo. Las muestras se obtuvieron a partir de saprolito o por trituración de muestra de roca.

Tabla 10. Dataciones isotópicas U-Pb de la Cuarzomonzonita de Sombrerillos

N.º campo	N	W	Clasificación	Edad U-Pb (Ma)	Edades heredadas
GZ-6780	621073	690094	Cuarzomonzodiorita	174,0±1,5	
MIA-525	702534	769738	Saprolito de monzogranito	180,3±2,9	
MIA-512	692266	753452	Granodiorita	176,3±2,5	
MIA-533	657259	740964	Saprolito de monzonita	203,9±2,3	612,25
MIA-535	654001	738626	Granofels de Qtz-Pl-Kfs	934±15	

Granofels: roca metamórfica

La muestra MIA-512 corresponde a una granodiorita. Los circones son cortos, prismáticos, con pirámides achatadas. Bajo CL es evidente algún zonamiento concéntrico, así como la ausencia de núcleos heredados (figura 26). Con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad, en esta muestra se trabajó con 12 circones, con MSWD 1,3 y discordancia <10% (figura 27). Los circones analizados tienen edades que van desde los ~168,5 a los ~183,8 Ma.

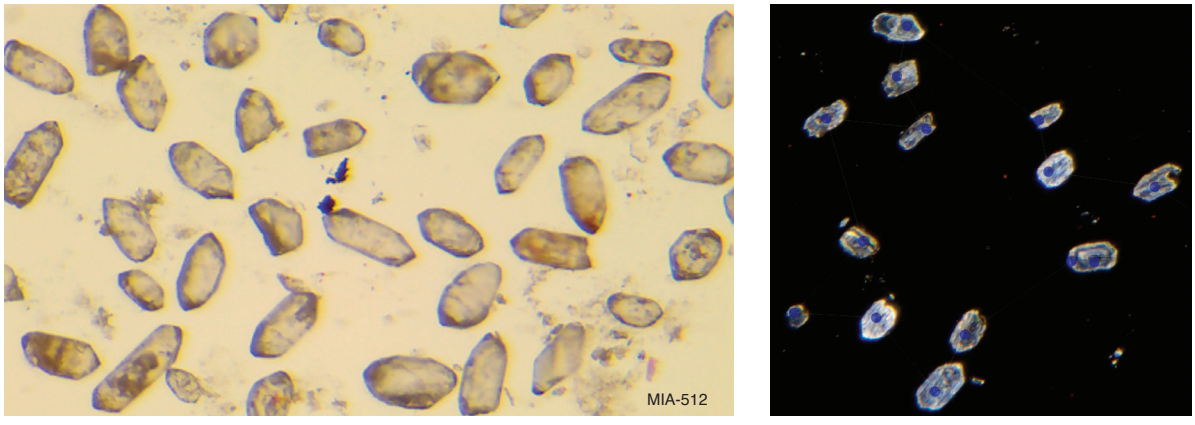


Figura 26. Vista microscópica con aumento de 4x. Nicoles paralelos y de catodoluminiscencia de la muestra MIA-512

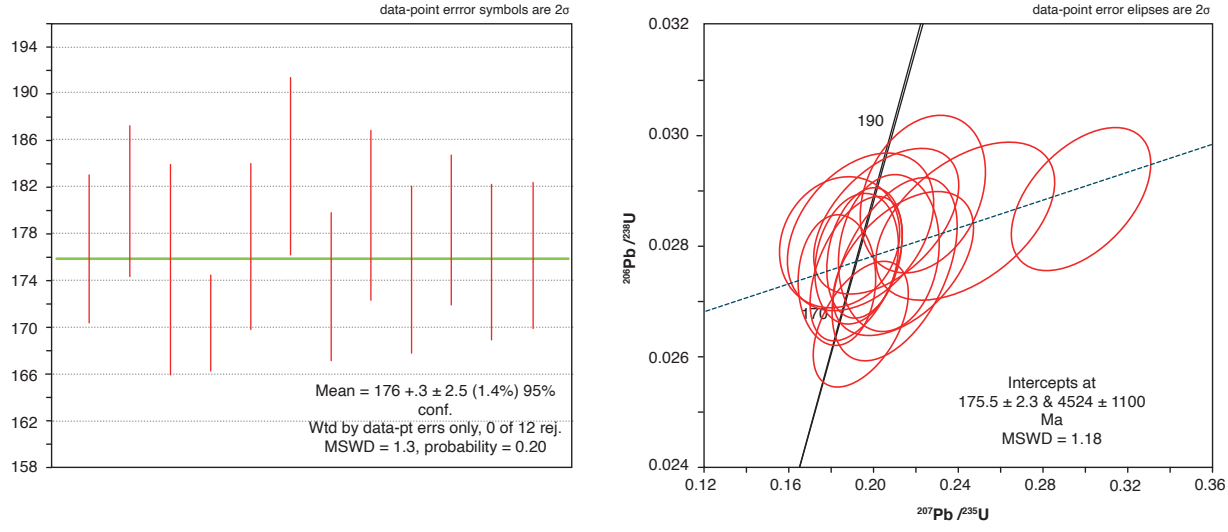


Figura 27. Diagramas utilizados en el cálculo de la edad para la muestra MIA-512
a) Diagrama de cálculo de la edad media ponderada; b) Diagrama de concordia.

La muestra MIA-525 se tomó de saprolito de monzogranito. Los circones son de formas prismáticas, con dos poblaciones de tamaño: una mayor de 200 µm y menor de 300 µm, de coloración amarilla más intensa, y otra con tamaños entre 60 y 100 µm, incoloros (figura 28). Varían de euhedrales a anhedrales, tienen forma prismática, y predominan los prismáticos cortos; presentan manchas color café producto de la oxidación; en su mayoría presentan inclusiones. En las imágenes de catodoluminiscencia (CL) se observan terminaciones bipiramidales, la presencia de zonamiento oscilatorio y zonas de núcleos más oscuros. Para optimizar el rango de confiabilidad de la edad estimada de la muestra se trabajó con ocho circones, con MSWD 0,6 y discordancia <10% (figura 29). Los circones estudiados tienen edades desde ~176,3 a ~184,9 Ma.

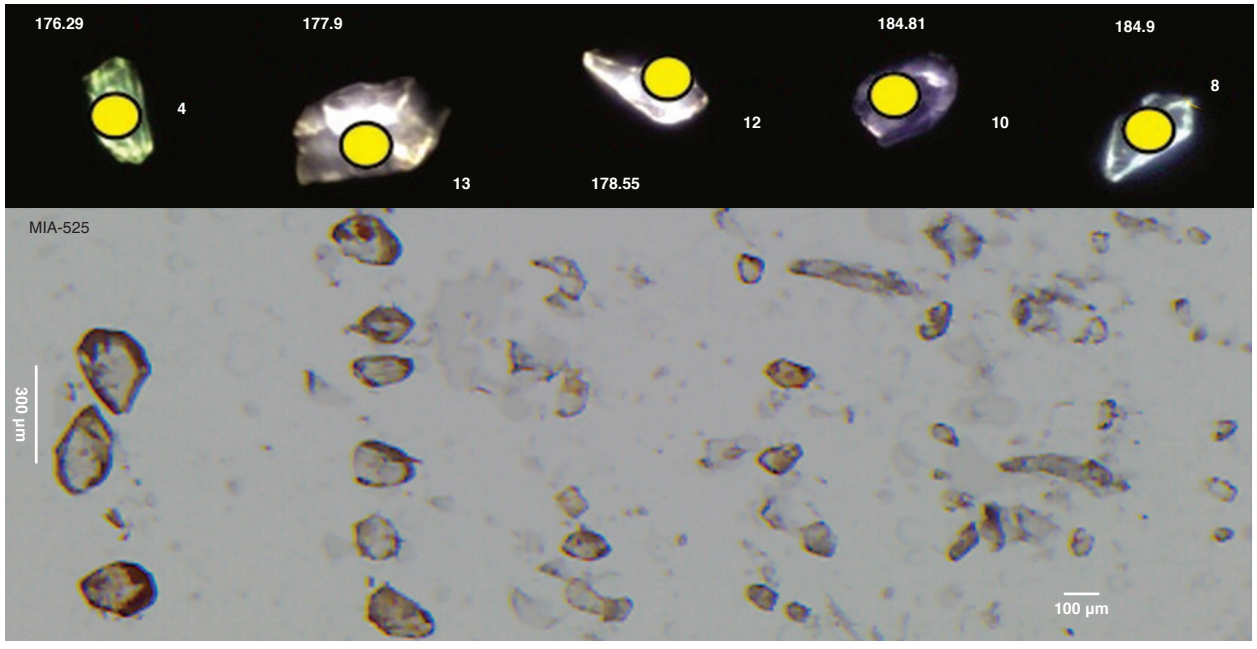


Figura 28. Parte superior: vista con lupa binocular, aumento de 2,5x. Parte inferior: imágenes de catodoluminiscencia de la muestra MIA-525

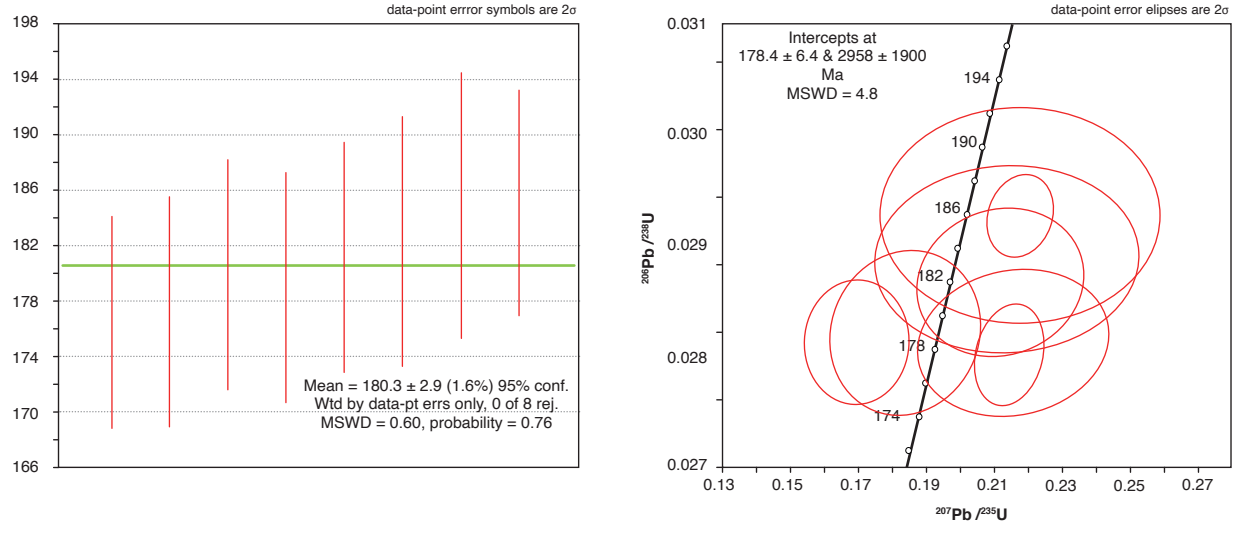


Figura 29. Diagramas utilizados en el cálculo de la edad para la muestra MIA-525
a) Diagrama de cálculo de la edad media ponderada; b) Diagrama de concordia.

Los circones de la muestra GZ-6780 son euhedrales a subhedrales, con tamaños entre 50 y 200 µm, si bien predomina el rango entre 50 y 100 µm; tienen forma prismática corta y larga, la mayoría son de color amarillo pálido, algunos incoloros; en su mayoría presentan inclusiones de núcleos más oscuros. En las imágenes de catodoluminiscencia (CL) se observan terminaciones bipiramidales en los cristales de mayor tamaño y zonamiento concéntrico (figura 30). En el diagrama de concordia de las muestras analizadas, los circones tienen un comportamiento que va de concordante a ligeramente discordante, con edades comprendidas entre ~166 y ~180 Ma (figura 31). Las edades obtenidas en estas tres muestras corresponderían a la edad de cristalización del cuerpo.

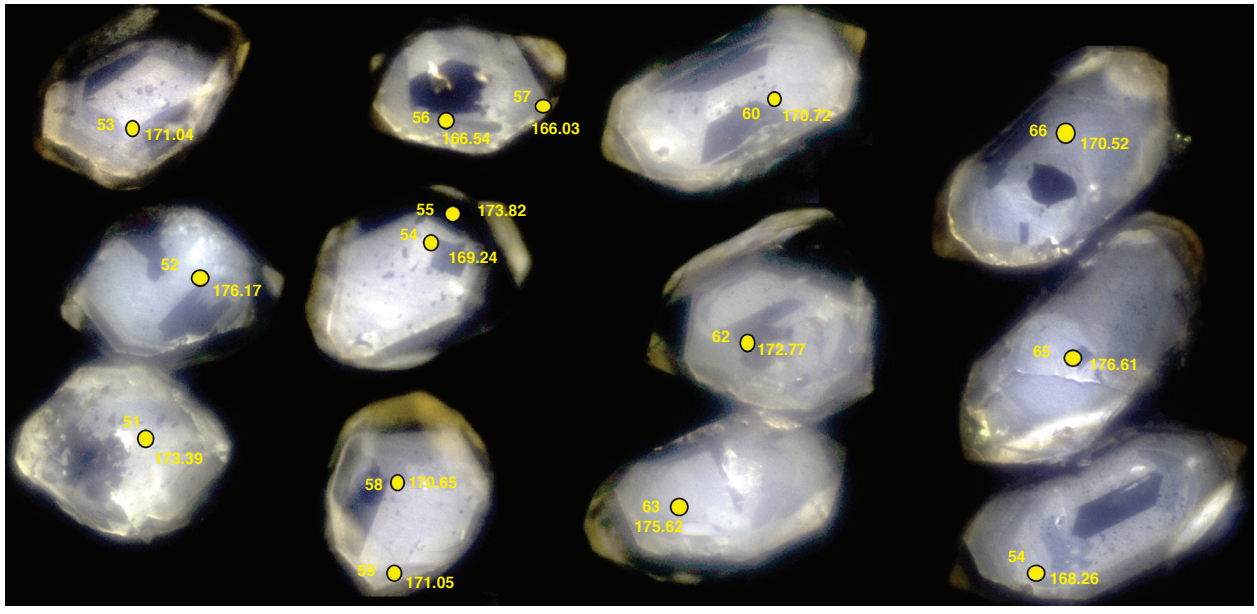


Figura 30. Imagen de catodoluminiscencia de la muestra GZ-6780

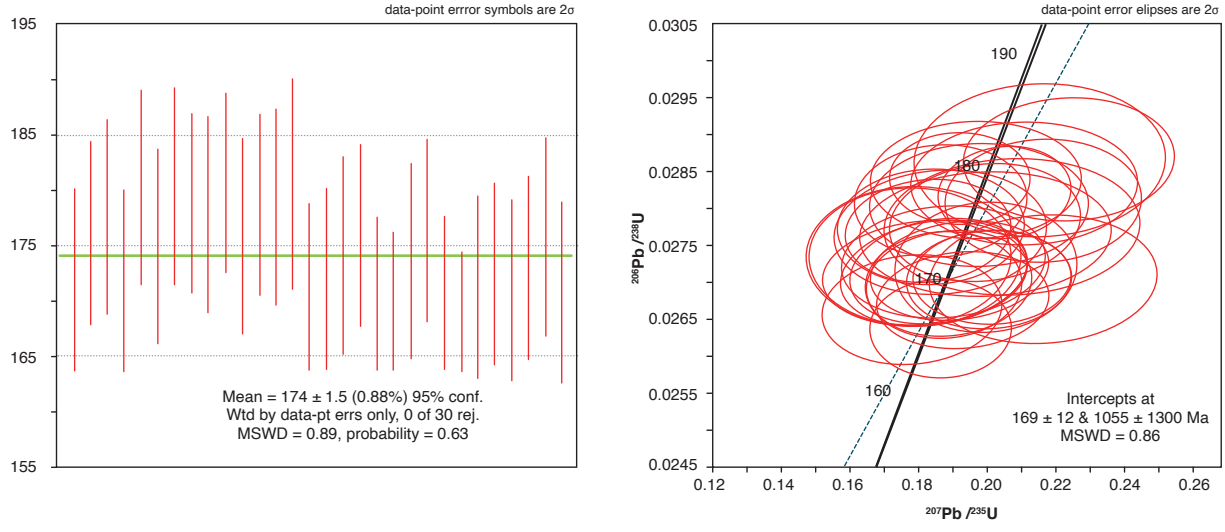


Figura 31. Diagramas utilizados en el cálculo de la edad para la muestra GZ-680
a) Diagrama de cálculo la edad media ponderada; b) Diagrama de concordia.

Las otras dos rocas más antiguas corresponden a muestras de aspecto ígneo, de saprolito de monzonita y granofels de Qtz-Pl-Kfs.

En la muestra MIA-533 aparecen principalmente cristales mayores de 100 µm, entre incoloros y amarillo pálido, de forma prismática alargada, y algunos más redondeados; presentan núcleos heredados (figura 32). En la probeta se montaron 44 circones, de los cuales se escogieron 27 con discordancia <10%, con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad. Se observó un MSWD de 1,3, con edades comprendidas entre ~193 y ~217 Ma (figura 33); tiene una edad heredada de 612,25 Ma.

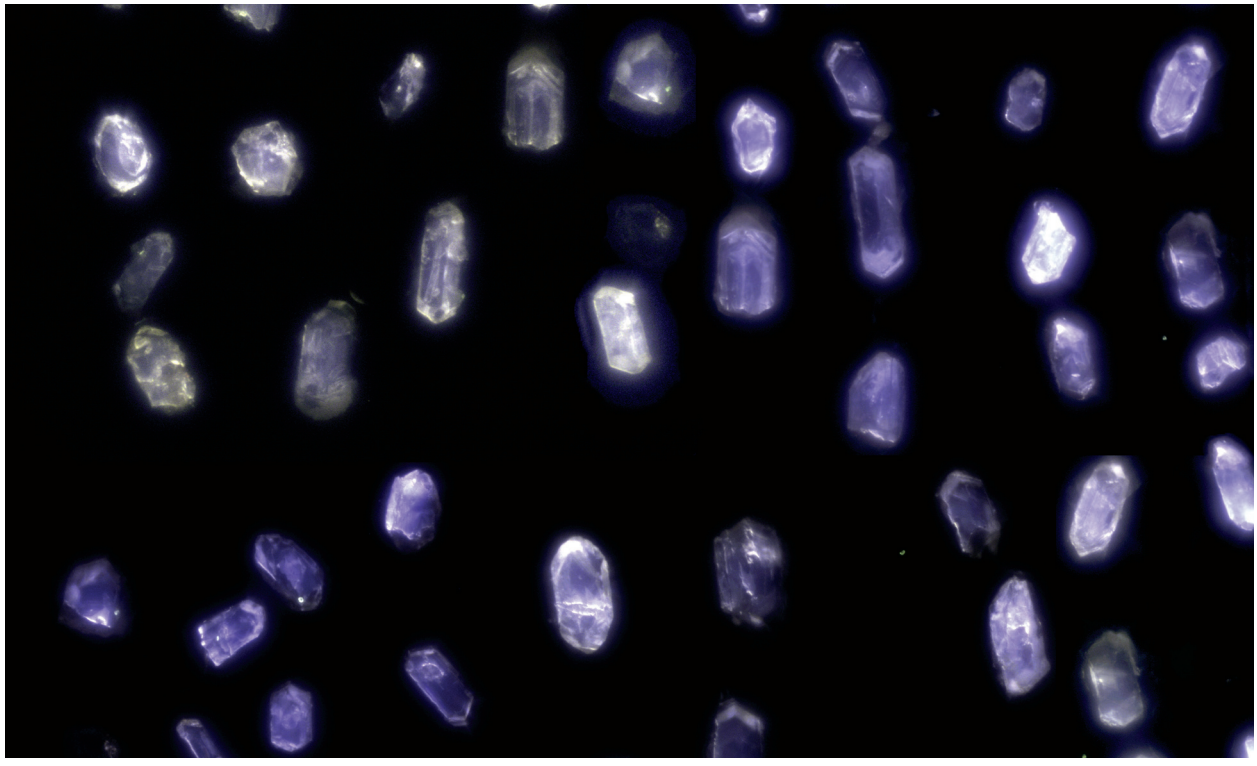


Figura 32. Imagen de catodoluminiscencia de la muestra MIA-533

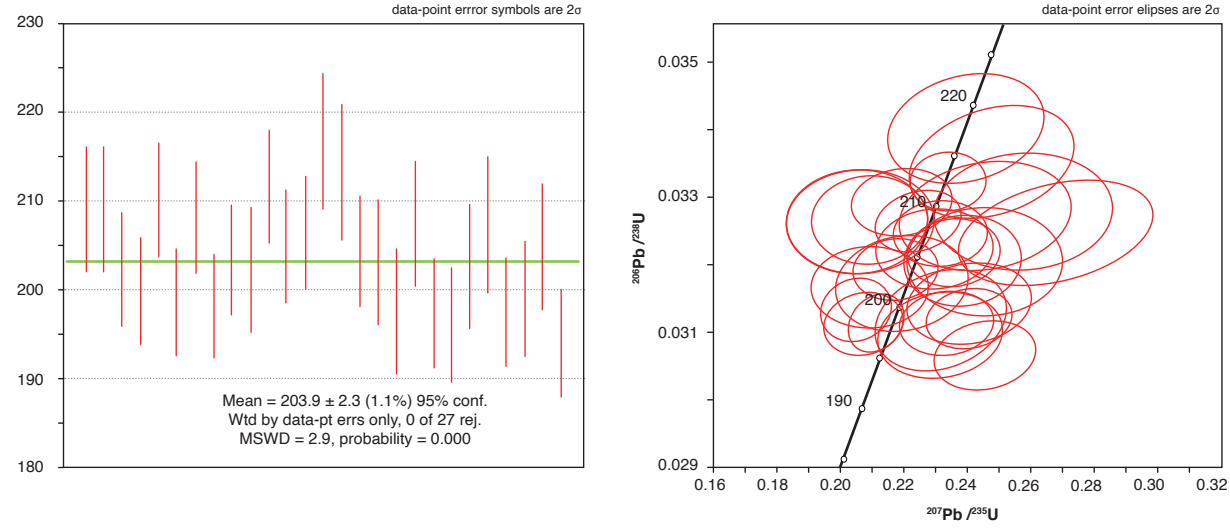


Figura 33. Diagramas utilizados en el cálculo de la edad para la muestra MIA-533
a) Diagrama de cálculo de la edad media ponderada; b) Diagrama de concordia.

La muestra MIA-535 de granofels de Qtz-Pl-Kfs tiene circones con formas prismáticas largas, euhedrales, de incoloros a amarillo pardusco claro, con inclusiones de color pardo; en las imágenes de catodoluminiscencia (CL) se observan terminaciones bipiramidales (figura 34). En la probeta se montaron 46 circones, de los cuales se escogieron 35 con discordancia <10% y un MSWD de 1,5. Para el tratamiento estadístico de esta muestra fue tomada la relación de $^{207}Pb/^{235}U$. Se encuentran edades comprendidas entre ~858 y ~990 Ma (figura 35). Esta edad posiblemente está relacionada con el basamento Neoproterozoico, que comprende un conjunto de rocas metamórficas y rocas con aspecto granitoide.

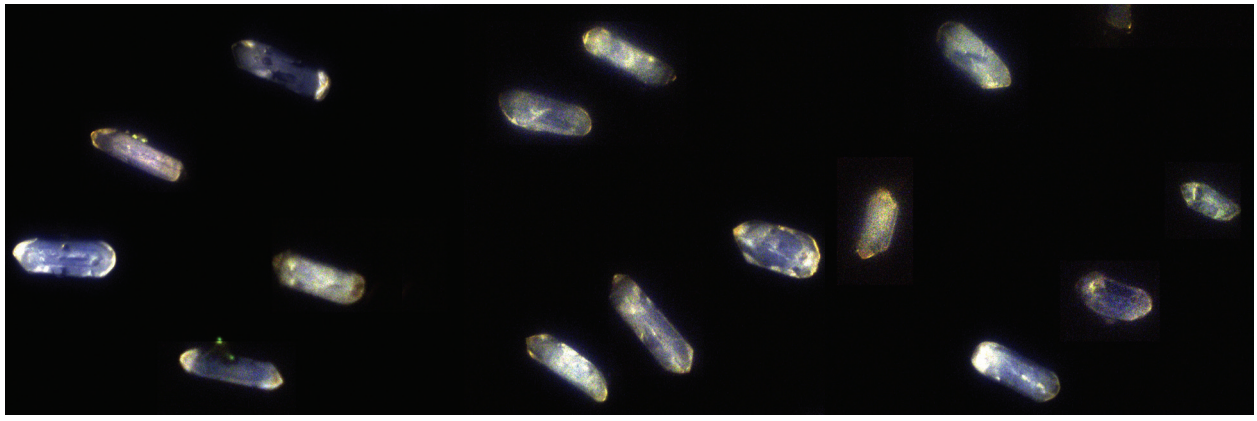


Figura 34. Imagen de catodoluminiscencia de la muestra MIA-535

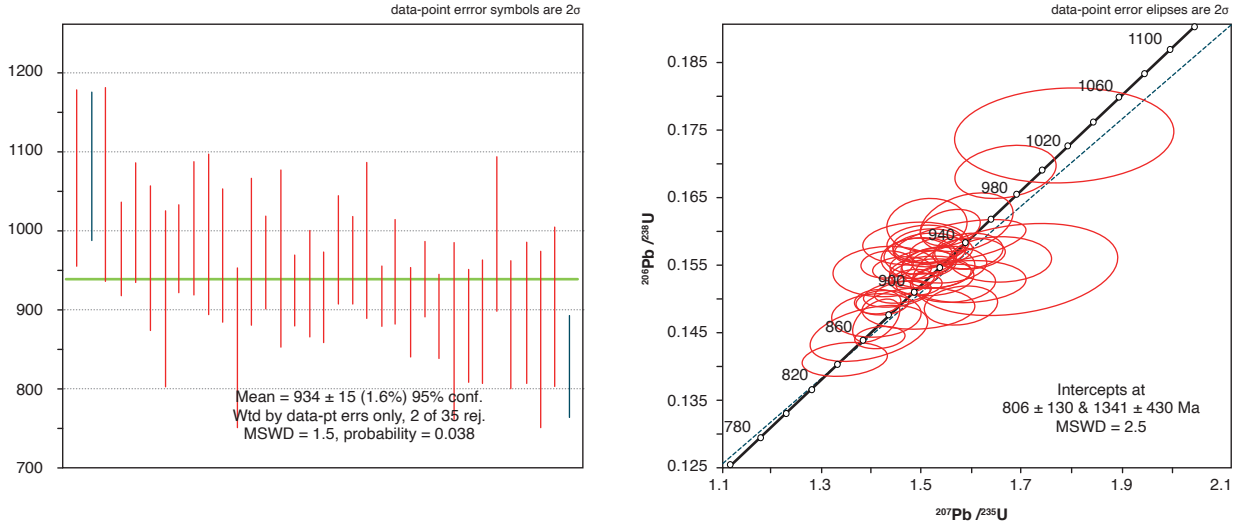


Figura 35. Diagramas utilizados en el cálculo de la edad para la muestra MIA-535
a) Diagrama de cálculo de la edad media ponderada; b) Diagrama de concordia.

7. Correlación

Por posición estratigráfica, geotectónica y geocronológica, la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se correlaciona con los plutones que afloran en el borde oriental del valle superior del Magdalena: Monzogranito de Algeciras, con edades que varían entre 171,5 y 179,1 Ma, Cuarzolatita de Teruel, con edad de 170 Ma, Granito de Garzón, con edades de 170,8 y 172,3 Ma, Monzogranito de Altamira, con edades de 169,4 y 172 Ma, y hacia el sur, el Monzogranito de Mocoa, con edades de 170,2 a 181,8 Ma.

Los cuerpos intrusivos que conforman este grupo están emplazados al oeste de la Falla Algeciras y marcan un evento magmático en el límite entre el Jurásico Temprano y el Jurásico Medio, ocurrido en la margen occidental de la cordillera Oriental.

8. Génesis

A partir de la caracterización geoquímica y del análisis de la edad de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se puede afirmar que el plutón corresponde a un granito tipo I (cordillerano) sincolisional formado en un ambiente de arco volcánico.

Las rocas de este cuerpo se ubican principalmente en los campos de las series calcoalcalinas altas en K, shoshoníticas, y algunas muestras presentan afinidad calcoalcalina, se distribuyen en los campos metaluminoso y peraluminoso. Las rocas del plutón, así como los diques, se ubican en el campo de las rocas magnesianas.

La Cuarzomonzonita de Sombrerillo hace parte de un evento plutónico emplazado en el valle superior del Magdalena, ocurrido entre 170 y 179 Ma.

9. Recursos minerales

Núñez (2003) describe que por el río Caquetá, entre Yunguillo y Descanse (Plancha 411), en la Cuarzomonzodiorita de Sombrerillo se observan venas, venillas y diseminaciones con pirita, magnetita y ocasionalmente calcopirita, con leve alteración. Son manifestaciones de poca importancia, asociadas a pórfidos andesíticos-dacíticos, diques y fracturas en el intrusivo. En los drenajes, que cruzan por el contacto con las Metamorfitas Pompeya y las Lodolitas y Calizas Granadillo, se reporta la presencia de oro aluvial. Además, propuso que las rocas de la Cuarzomonzodiorita de Sombrerillo se deben analizar para la posible utilización como roca ornamental, aunque la gran distancia entre los sitios de exposición y los centros urbanos, a lo que se suma la carencia de vías de comunicación, hacen poco factible esta posibilidad.

10. Conclusiones

La Cuarzomonzonita de Sombrerillo, al igual que los plutones que afloran en el borde oriental del valle superior del Magdalena (plutones orientales), tienen más del 68% de plagioclasa (Pl) + feldespato (Kfs) + cuarzo (Qtz), con cantidades por debajo de 32% de hornblenda, biotita, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Las rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo corresponden a rocas holocristalinas, con textura dominante hipidiomórfica inequigranular, con variaciones a alotriomórfica y panidiomórfica, subordinadas. La composición mineralógica es bastante uniforme, pero varía en el contenido de los minerales esenciales, lo que se refleja en la diversidad composicional. Los análisis petrográficos realizados a veintinueve secciones delgadas muestran que no es un cuerpo homogéneo, y está conformado por cuarzomonzonitas, monzogranitos, cuarzomonzodioritas, granodioritas, monzodiorita, sienogranito y tonalita, entre las que predomina la cuarzomonzonita (37,93%), y son abundantes el monzogranito (20,69%), cuarzomonzodiorita (20,69%) y granodiorita (10,34%).

Las rocas de dique son principalmente de tipo andesítico (una de ellas, dacítica), con espesor de hasta 40 cm. Con menor frecuencia se encuentran diques y venillas cuarzo-feldespáticas, aplíticas y de cuarzo. Su componente esencial es plagioclasa (hasta 52%), seguida por feldespato potásico (hasta 6,4%) y cuarzo (hasta 5%). Algunas muestras tienen alto contenido de hornblenda (hasta 37,5%) y escasa biotita (3,5%); ortopiroxeno únicamente se halló en la muestra M-033. Tres de las muestras contienen vidrio (hasta 13%) y amígdalas. Los diques se encuentran frecuentemente alterados a calcita, sericita, caolín y óxidos de hierro.

La firma geoquímica se concentra en las series de granitos tipo KCG (granitoides calcoalcalinos ricos en potasio) hasta shoshonítica. Algunas muestras presentan afinidad calcoalcalina y se distribuyen en los campos metaluminoso y peraluminoso. Tanto las rocas del plutón como los diques se ubican en el campo de las rocas magnesianas. Los valores de SiO_2 en rocas granitoides de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo varían entre 55,37% y 72,84%. Los valores de Al_2O_3, Fe_2O_3 y CaO tienen una relación inversamente proporcional a SiO_2;

el Na_2O+K_2O oscila entre 4,49% y 9,56%. El TiO_2 varía entre 0,27% y 1,07%. Los contenidos de Al_2O_3 están entre 14,06% y 16,6%; los valores más bajos corresponden a las muestras más félsicas. El contenido de hierro total está entre 2,43% y 13,24%, y el MgO varía entre 0,28% y 9,42%. El contenido de álcalis (Na_2O+K_2O) oscila entre 4,17% y 8,22%. El contenido TiO_2 es bajo: entre 0,27% y 1,07%.

En los diques que intruyen la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se observan valores de SiO_2 entre 48,7% y 51,25%, que corresponden a rocas básicas y al límite intermedio-básico, con contenido promedio de Al_2O_3 de 16%; el hierro total varía entre 14% y 16,3%, y MgO entre 5,9% y 7,8%; el contenido de álcalis (Na_2O+K_2O) es menor de 5%, con valores mayores de sodio; el menor contenido de K_2O está en la muestra IGM 900767, que presenta alteración hidrotermal y corresponde a la serie calcoalcalina.

Los elementos de las tierras raras (REE), normalizados al condrito, muestran en las rocas granitoides del cuerpo principal concentraciones de tierras raras con valores bajos, con enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), con un patrón homogéneo que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), con una pendiente negativa que se aplana en las tierras raras pesadas. La muestra IGM 900811, de granofels, tiene un comportamiento diferente: presenta mayor enriquecimiento tanto en LREE como en HREE y valores superiores en comparación con el condrito. La muestra IGM 900765 presenta una pequeña anomalía positiva en Eu. Las anomalías negativas de Nb, Sr, Ti y P y el empobrecimiento progresivo hacia los elementos pesados caracterizan los arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción, mientras que la anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, con un patrón semiparalelo en todas las muestras, es característica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados con los arcos.

Entre los diques se diferencia la muestra IGM 900809, que presenta el mayor enriquecimiento en tierras raras, con empobrecimiento progresivo hacia las tierras raras pesadas. Las otras dos muestras, 900765 y 900767, presentan una leve anomalía positiva en Eu.

En los diagramas NMORB correspondientes a los granitoides de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se observan varios picos que revelan empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, La, Ce, P y Ti y anomalías positivas en Ba, K, Pb, Nd, Sm. Esto puede corresponder a la separación de fases minerales accesorias, como titanita, rutilo y apatito, lo que manifiesta una evolución magmática. Se destaca la muestra de granofels IGM900811 por los mayores contenidos de Nd, Dy, Y, Yb y Lu que los presentes en las otras muestras, lo que indica claramente una procedencia diferente.

Las muestras de los diques presentan picos negativos en Nb, P y Ti, pero la muestra IGM900765 presenta mayor enriquecimiento en Rb, K y Pb y un comportamiento similar (paralelo) a las otras dos muestras, con empobrecimiento en elementos menos móviles (HFS) y anomalías negativas poco pronunciadas en P y Ti. Las otras muestras presentan marcadas anomalías negativas en Nb (figura 19b).

Las cinco dataciones radiométricas realizadas con el método U-Pb muestran edades de 173,8 ± 2,2 Ma (GZ-6780); 176,3 ± 2,5 Ma (MIA-512) y 181,5 ± 4,0 Ma (MIA-525), que corresponden al Jurásico Medio (Aaleniano-Toarciano). Se observa en este cuerpo una disminución de las edades de norte a sur. Se debe destacar que una muestra de saprolito de roca granítica (MIA-533) presenta una edad de 203,9 ± 2,3 Ma, correspondiente al Triásico Superior (Noriano), y otra población, de edades precámbricas heredadas, de 625,25 Ma, se localiza en el borde del cuerpo y podría corresponder a un cuerpo no definido en la cartografía. La muestra MIA-535, de granofels, tiene una edad de 934 ± 15 Ma (Neoproterozoico), y correspondería a un techo colgante no cartografiado del Complejo Migmatítico La Cocha-Río Téllez, que comprende un conjunto de rocas metamórficas y rocas con aspecto granitoide, cuya relación con la Cuarzomonzodiorita de Sombrerillo se desconoce. Estas dos muestras (MIA-533 y MIA-535), de edades más antiguas, están en la zona del contacto oriental del cuerpo, que corresponde a la Falla San Francisco-Yunguillo.

Por posición estratigráfica, geotectónica y geocronológica, la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se correlaciona con los plutones que afloran en el borde oriental del valle superior del Magdalena: Monzogranito de Algeciras, con edades entre 171,5 y 179,1 Ma, Cuarzolatita de Teruel, con edad de 170 Ma, Granito de Garzón, con edades de 170,8 y 172,3 Ma, Monzogranito de Altamira, con edades de 169,4 y 172 Ma, y hacia el sur el Monzogranito de Mocoa, con edades de 170,2 a 181,8 Ma. Los cuerpos intrusivos que conforman este grupo están emplazados al oeste de la Falla Algeciras, y marcan un evento

magmático en el límite entre el Jurásico Temprano y el Jurásico Medio, ocurrido en la margen occidental de la cordillera Oriental. La Cuarzomonzonita de Sombrerillo hace parte de un evento plutónico emplazado en el valle superior del Magdalena ocurrido entre 170 y 179 Ma.

Referencias

Álvarez, J. (1983). Geología de la cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides meso-cenozoicos. Ingeominas, *Boletín Geológico*, *26*(2), 1-175.

Álvarez, J. y Linares, E. (1983). Edad K/Ar del plutón granitoide de La Plata, departamento del Huila (Colombia). *Geología Norandina*, *7*, 35-38.

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*(5), 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Cárdenas, J. I., Núñez, A. y Fuquen, J. A. (2003). *Geología de la plancha 388 Pitalito.* Memoria explicativa, escala 1:100.000. Ingeominas.

Frost, R. B., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. y Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2043. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Grosse, E. (1935 [1930]). *Acerca de la geología del sur de Colombia. Informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y alto Caquetá*. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales de Colombia. Tomo III. Servicio Geológico Nacional.

Ingeominas y Geoestudios. (1999). *Mapa geológico de Colombia. Plancha 412: San Juan de Villalobos. Escala 1:100.000*. Informe interno. Ingeominas.

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, *99*(3), 440-442. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2

Julivert, M. (1968). *Lexique stratigraphique international: Amérique Latine. Fascicule 4a Colombie (première partie): Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque et intrusions d'âge mésozoïque-tertiaire*. Centre National de la Recherche Scientifique.

McDonough, W. F. y Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, *37*(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimical et Cosmochimical Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Nardi, L. V. S., Formoso, M. L. L., Müller, I. F., Fontana, E., Jarvis, K. y Lamarão, C. (2013). Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, *335*, 1-7. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.043

Núñez, A. (2003). *Reconocimiento geológico regional de las planchas 411 La Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito Y 465 Churuyaco*. Memoria explicativa, escala 1:100.000. Ingeominas.

Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A. y Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *11*(3). https://doi.org/10.1029/2009GC002618

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo, A. y Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*, 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Petrus, J. A. y Kamber, B. S. (2012). VizuAlage: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *36*(3), 247-270. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x

Salvador, A. (Ed.). (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure* (2.a ed.). International Subcommission

on Stratigraphic Classification, International Union of Geological Sciences y Geological Society of America.

Shand, S. J. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Shnukov, S. E., Andreev, A. V. y Savenok, S. P. (1997, 23-27 de marzo). *Admixture elements in zircons and apatites: A tool for provenance studies of terrigenous sedimentary rocks* [ponencia]. EUG IX Conference. Strasbourg, France, European Union of Geosciences.

Solari, L., Gómez Tuena, A., Bernal, J., Pérez Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *34*(1), 5-18. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x

Stacey, J. S. y Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a 2-Stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, *26*(2), 207-221. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6

Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologishe Rundschau*, *63*(2), 773-786. https://doi.org/10.1007/BF01820841

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (1996). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la Plancha: 366 Garzón*. Informe 1321. Ingeominas.

Whalen, J., Currie, K. y Chappell, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *95*(4), 407-419. https://doi.org/10.1007/BF00402202

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Anexo A

Edades de circones de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

Muestra GZ-6780

Identificación muestra	Relación final Pb 207_U 235	Error interno relación final Pb 207_U 235 a 2 D. E.	Relación final Pb 206_U 238	Error interno relación final Pb 206_U 235 a 2 D. E.	Error de correlación Pb 206_U 238 vs. Pb 207_U 235	Ajuste error de correlación (datos negativos)	Edad corregida Pb 206_U 238 (Ma)	Edad Pb 207_U 235 (Ma)	% discordia
GZ_6780_46	0,206	0,021	0,02592	0,00052	0,1	–0,14112	162,70	185,00	13,71
GZ_6780_57	0,213	0,03	0,02649	0,00076	0,034534	0,034534	166,03	187,00	12,63
GZ_6780_53	0,164	0,023	0,02676	0,00066	0,018192	0,018192	171,04	150,00	–12,30
GZ_6780_64	0,225	0,034	0,02676	0,00081	0,14152	0,14152	168,26	188,00	11,73
GZ_6780_9	0,205	0,065	0,0268	0,0015	0,16145	0,16145	169,95	188,00	10,62
GZ_6780_42	0,158	0,026	0,02701	0,00089	0,1	–0,023816	173,05	141,00	–18,52
GZ_6780_49	0,168	0,027	0,02712	0,0007	0,1	–0,080458	172,91	148,00	–14,41
GZ_6780_65	0,172	0,025	0,02763	0,00073	0,038648	0,038648	176,61	153,00	–13,37
GZ_6780_14	0,268	0,024	0,02766	0,00052	0,20447	0,20447	171,75	242,00	40,90
GZ_6780_61	0,23	0,026	0,02773	0,00068	0,054405	0,054405	173,39	202,00	16,50
GZ_6780_43	0,169	0,026	0,02776	0,00078	0,11166	0,11166	177,70	154,00	–13,34
GZ_6780_67	0,233	0,034	0,02777	0,00081	0,1	–0,048529	173,09	196,00	13,24
GZ_6780_30	0,217	0,022	0,0278	0,00057	0,1	–0,071141	174,66	195,00	11,65
GZ_6780_11	0,289	0,028	0,02791	0,00064	0,18444	0,18444	172,39	255,00	47,92
GZ_6780_58	0,324	0,037	0,02797	0,00075	0,13589	0,13589	170,65	266,00	55,87
GZ_6780_16	0,293	0,026	0,0281	0,00068	0,1	–0,039009	172,93	260,00	50,35
GZ_6780_38	0,168	0,03	0,02844	0,00078	0,15803	0,15803	181,99	150,00	–17,58
GZ_6780_17	0,372	0,044	0,02848	0,00074	0,39887	0,39887	170,84	308,00	80,29
GZ_6780_8	0,266	0,053	0,0285	0,0013	0,010048	0,010048	177,04	239,00	35,00
GZ_6780_28	0,172	0,027	0,02851	0,0008	0,094361	0,094361	182,25	154,00	–15,50
GZ_6780_21	0,227	0,029	0,02897	0,00078	0,1	–0,010331	182,45	201,00	10,17
GZ_6780_24	0,293	0,034	0,02991	0,0008	0,1074	0,1074	184,75	244,00	32,07
GZ_6780_55	0,608	0,063	0,03069	0,00092	0,27453	0,27453	173,82	452,00	160,04
GZ_6780_29	0,56	0,046	0,03072	0,00065	0,27425	0,27425	175,44	436,00	148,52
GZ_6780_2	0,738	0,041	0,03148	0,00067	0,58223	0,58223	169,40	556,00	228,23
GZ_6780_10	0,855	0,094	0,0338	0,0011	0,58781	0,58781	181,73	587,00	223,01
GZ_6780_15	1,89	0,21	0,0371	0,0022	0,57186	0,57186	146,54	1053,00	618,59
GZ_6780_1	0,193	0,063	0,0281	0,0016	0,1	–0,045979	181,01	152,00	–16,03
GZ_6780_4	0,214	0,025	0,0281	0,00081	0,15552	0,15552	176,95	196,00	10,77
~~GZ_6780_41~~	~~0,174~~	~~0,031~~	~~0,02799~~	~~0,00076~~	~~0,042095~~	~~0,042095~~	~~178,36~~	~~160,00~~	~~–10,29~~
GZ_6780_12	0,222	0,023	0,02993	0,00063	0,069185	0,069185	189,57	196,00	3,39
GZ_6780_13	0,189	0,014	0,02534	0,00051	0,17237	0,17237	160,33	174,00	8,53
GZ_6780_18	0,18	0,024	0,02698	0,00062	0,11742	0,11742	171,70	158,00	–7,98
GZ_6780_19	0,199	0,02	0,02598	0,00059	0,1	–0,057484	164,47	180,00	9,44
GZ_6780_20	0,195	0,025	0,02773	0,00068	0,12299	0,12299	175,95	176,00	0,03
GZ_6780_22	0,214	0,025	0,02805	0,00071	0,015829	0,015829	177,32	191,00	7,71

Identificación muestra	Relación final Pb 207_U 235	Error interno relación final Pb 207_U 235 a 2 D. E.	Relación final Pb 206_U 238	Error interno relación final Pb 206_U 235 a 2 D. E.	Error de correlación Pb 206_U 238 vs. Pb 207_U 235	Ajuste error de correlación (datos negativos)	Edad corregida Pb 206_U 238 (Ma)	Edad Pb 207_U 235 (Ma)	% discordia
GZ_6780_23	0,177	0,026	0,02701	0,00059	0,1	–0,090939	171,60	159,00	–7,34
GZ_6780_25	0,222	0,027	0,02863	0,00071	0,060529	0,060529	180,14	195,00	8,25
GZ_6780_26	0,205	0,032	0,02768	0,00079	0,03021	0,03021	174,61	176,00	0,80
GZ_6780_27	0,193	0,027	0,02834	0,00068	0,014173	0,014173	180,17	170,00	–5,64
GZ_6780_3	0,186	0,017	0,02593	0,00049	0,1	–0,0022974	164,52	171,00	3,94
GZ_6780_31	0,202	0,017	0,02815	0,00053	0,094419	0,094419	178,64	191,00	6,92
GZ_6780_32	0,182	0,012	0,02605	0,00045	0,1	–0,02042	165,59	169,00	2,06
GZ_6780_33	0,194	0,028	0,02798	0,00071	0,020103	0,020103	177,64	173,00	–2,61
GZ_6780_34	0,188	0,018	0,02836	0,00053	0,0010267	0,0010267	180,47	170,00	–5,80
GZ_6780_35	0,182	0,027	0,0276	0,00072	0,10144	0,10144	175,64	159,00	–9,47
GZ_6780_36	0,182	0,022	0,02805	0,00064	0,073402	0,073402	178,47	164,00	–8,11
GZ_6780_37	0,205	0,033	0,02916	0,00089	0,058349	0,058349	184,90	178,00	–3,73
GZ_6780_39	0,208	0,029	0,02829	0,00071	0,0082509	0,0082509	178,27	179,00	0,41
GZ_6780_40	0,213	0,032	0,02862	0,00088	0,025654	0,025654	180,40	191,00	5,88
GZ_6780_44	0,183	0,02	0,02684	0,00062	0,010397	0,010397	170,33	165,00	–3,13
GZ_6780_45	0,188	0,023	0,02705	0,00057	0,16168	0,16168	171,78	166,00	–3,37
GZ_6780_47	0,172	0,026	0,02725	0,00081	0,0021915	0,0021915	173,86	153,00	–12,00
GZ_6780_48	0,178	0,021	0,02761	0,00059	0,1	–0,093226	175,77	161,00	–8,40
GZ_6780_5	0,173	0,023	0,02649	0,00063	0,1	–0,0048936	169,07	155,00	–8,32
GZ_6780_50	0,189	0,022	0,02664	0,00056	0,1	–0,0096699	168,42	173,00	2,72
GZ_6780_51	0,174	0,027	0,02725	0,0008	0,024639	0,024639	173,39	151,00	–12,91
GZ_6780_52	0,179	0,024	0,02767	0,00067	0,030348	0,030348	176,17	161,00	–8,61
GZ_6780_54	0,214	0,029	0,02692	0,00075	0,076479	0,076479	169,24	183,00	8,13
GZ_6780_56	0,182	0,018	0,02623	0,00057	0,015227	0,015227	166,54	164,00	–1,52
GZ_6780_59	0,182	0,023	0,02696	0,00068	0,043039	0,043039	171,05	160,00	–6,46
GZ_6780_6	0,196	0,023	0,02713	0,00073	0,041768	0,041768	172,22	185,00	7,42
GZ_6780_60	0,199	0,021	0,02703	0,0006	0,1	–0,18377	170,72	180,00	5,44
GZ_6780_62	0,183	0,026	0,02718	0,00065	0,1	–0,12071	172,77	164,00	–5,08
GZ_6780_63	0,196	0,032	0,02757	0,00072	0,063154	0,063154	175,62	167,00	–4,91
GZ_6780_66	0,197	0,021	0,0269	0,00059	0,045378	0,045378	170,52	177,00	3,80
GZ_6780_7	0,2151	0,0086	0,03015	0,00037	0,20714	0,20714	191,11	196,60	2,87

Muestra MIA-512

Circón	U (ppm)[1]	Th (ppm)[1]	Th/U	Ratios corregidos[2]								
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ abs	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ abs	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ abs	$^{208}Pb/^{232}Th$	±2σ abs	Rho
Circón_024_MIA-512	590	510	0,86	0,0514	0,0029	0,196	0,014	0,0278	0,001	0,00849	0,00075	0,25074
Circón_025	182	176	0,97	0,0518	0,0066	0,207	0,028	0,0284	0,0011	0,00832	0,00083	0,49297
Circón_026	534	268,2	0,50	0,0574	0,0058	0,211	0,024	0,0275	0,0014	0,0103	0,0014	0,47199
Circón_027	192,2	135,2	0,70	0,0754	0,0069	0,298	0,027	0,0288	0,0011	0,0113	0,001	0,49297
Circón_028	378	271,3	0,72	0,0532	0,0046	0,195	0,018	0,02648	0,00096	0,00839	0,00075	0,49297
Circón_029	771	604	0,78	0,0537	0,0044	0,208	0,019	0,0278	0,0012	0,0105	0,0013	0,10616
Circón_030	600	690	1,15	0,0558	0,0049	0,224	0,024	0,0289	0,0012	0,0108	0,0029	0,28405
Circón_031	588,5	691	1,17	0,0506	0,0046	0,184	0,015	0,0273	0,001	0,00867	0,00077	0,00466
Circón_032	943,2	871	0,92	0,0511	0,0063	0,195	0,028	0,0282	0,0012	0,00938	0,00085	0,37815
Circón_033	147	130	0,88	0,0614	0,0082	0,244	0,034	0,0284	0,0012	0,0102	0,00095	0,49297
Circón_034	650	690	1,06	0,0519	0,0046	0,193	0,018	0,0275	0,0011	0,00881	0,00082	0,49297
Circón_035	307,9	242,5	0,79	0,0488	0,0058	0,185	0,023	0,028	0,001	0,00891	0,00082	0,16277
Circón_036	618	990	1,60	0,0579	0,0069	0,215	0,027	0,0276	0,0011	0,00872	0,0008	0,49297
Circón_037_MIA-512	710	1.560	2,20	0,0512	0,0034	0,193	0,016	0,0277	0,001	0,00872	0,00083	0,20462

Circón	Edades corregidas (Ma)							
	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	Mejor edad (Ma)	±2σ	Disc. %
Circón_024_MIA-512	6,4	183	12	280	140	176,7	6	3,44
Circón_025	6,6	189	24	240	250	180,8	7	4,34
Circón_026	9,1	194	24	520	190	174,8	9	9,90
Circón_027	6,8	264	21	1.010	190	182,9	7	30,72
Circón_028	6	181	15	360	170	168,5	6	6,91
Circón_029	7,2	195	16	330	180	176,9	7	9,28
Circón_030	7,7	205	19	410	180	183,8	8	10,34
Circón_031	6,3	171	13	200	180	173,5	6	–1,46
Circón_032	7,4	180	24	230	260	179,5	7	0,28
Circón_033	7,7	220	28	680	310	180,8	8	17,82
Circón_034	7,2	179	15	250	190	174,9	7	2,29
Circón_035	6,5	172	19	110	220	178,3	7	–3,66
Circón_036	6,7	197	22	480	270	175,6	7	10,86
Circón_037_MIA-512	6,4	179	13	240	140	176,1	6	1,62

Muestra MIA-525

Identificación muestra	Relación final Pb 207_U 235	Error interno relación final Pb 207_U 235 a 2 D. E.	Relación final Pb 206_U 238	Error interno relación final Pb 206-U 235 a 2 D. E.	Error de correlación Pb 206_U 238 vs. Pb 207_U 235	Ajuste error de correlación (datos negativos)	Edad corregida Pb 206_U 238 (Ma)	Edad Pb 207_U 235 (Ma)	% discordia
MIA_525_3	0,0045	0,0014	0,00041	0,00003	0,1000	–0,14834	2,50	4,50	79,72
MIA_525_5	0,2750	0,0280	0,02875	0,00074	0,1000	–0,05840	177,92	243,00	36,58
MIA_525_11	0,2480	0,0220	0,02887	0,00052	0,1569	0,15687	180,84	221,00	22,21
MIA_525_7	0,9900	0,1300	0,03420	0,00200	0,2685	0,26847	165,55	668,00	303,51
MIA_525_12	0,9900	0,0770	0,03437	0,00096	0,5542	0,55415	178,55	670,00	275,25
MIA_525_6	0,8800	0,1100	0,03490	0,00150	0,3371	0,33709	186,23	630,00	238,29
MIA_525_1	0,3400	0,1100	0,03600	0,00240	0,0599	0,05994	224,53	289,00	28,71
MIA_525_16	2,6500	0,2000	0,05160	0,00170	~~0,6266~~	~~0,62655~~	~~202,54~~	~~1.255,00~~	~~519,63~~
MIA_525_4	0,2168	0,0086	0,02798	0,00039	0,2257	0,22569	176,29	198,90	12,83
MIA_525_13	0,2180	0,0240	0,02809	0,00056	0,1000	–0,00060	177,09	198,00	11,81
MIA_525_15	0,1700	0,0130	0,02809	0,00048	0,0312	0,03118	179,73	157,00	–12,64
MIA_525_14	0,1850	0,0190	0,02818	0,00063	0,1000	–0,21690	178,85	173,00	–3,27
MIA_525_17	0,2140	0,0210	0,02866	0,00056	0,1000	–0,00715	180,99	194,00	7,19
MIA_525_18	0,2160	0,0330	0,02888	0,00072	0,0523	0,05228	182,18	187,00	2,65
MIA_525_10	0,2200	0,0350	0,02929	0,00083	0,0228	0,02280	184,81	192,00	3,89
MIA_525_8	0,2200	0,0085	0,02929	0,00032	0,1791	0,17912	184,90	202,40	9,46
MIA_525_2	0,2790	0,0400	0,03140	0,00085	0,3959	0,39586	194,88	243,00	24,69
MIA_525_9	0,3160	0,0110	0,04156	0,00045	0,0247	0,02467	260,94	279,80	7,23

Muestra MIA-533

Identificación muestra	Relación final Pb 207_U 235	Error interno relación final Pb 207_U 235 a 2 D. E.	Relación final Pb 206_U 238	Error interno relación final Pb 206_U 235 a 2 D. E.	Error de correlación Pb 206_U 238 vs. Pb 207_U 235	Ajuste error de correlación (datos negativos)	Edad corregida Pb 206_U 238 (Ma)	Edad Pb 207_U 235 (Ma)	% discordia
MIA_533_20	0,204	0,018	0,03286	0,00067	0,036913	0,036913	209,7112006	185	–11,78344337
MIA_533_17	0,209	0,016	0,03289	0,00057	0,041131	0,041131	209,5906246	195	–6,961487226
MIA_533_41	0,208	0,015	0,03182	0,00053	0,03202	0,03202	202,7421335	191	–5,791659245
MIA_533_37	0,2036	0,0089	0,03146	0,00041	0,13533	0,13533	200,199457	188,8	–5,694049921
MIA_533_7	0,218	0,013	0,03316	0,00044	0,1	–0,0074402	210,8761871	200	–5,157617497
MIA_533_38	0,206	0,01	0,03124	0,00041	0,16664	0,16664	198,936478	189,4	–4,79373021
MIA_533_9	0,223	0,011	0,03287	0,0004	0,23347	0,23347	208,8448988	203,7	–2,463502276
MIA_533_24	0,2101	0,0071	0,03124	0,00038	0,23368	0,23368	198,4939676	194,1	–2,213652951
MIA_533_42	0,216	0,011	0,0321	0,0004	0,086437	0,086437	203,8515328	199,8	–1,987491967
MIA_533_31	0,218	0,017	0,03188	0,00062	0,13465	0,13465	202,6441785	201	–0,811362297
MIA_533_39	0,2325	0,0097	0,03351	0,00038	0,0062916	0,0062916	212,3941599	210,7	–0,797649024
MIA_533_30	0,228	0,015	0,03243	0,00052	0,067884	0,067884	205,4411895	206	0,272005102
MIA_533_27	0,23	0,012	0,03267	0,00042	0,031703	0,031703	207,0227751	209	0,95507605
MIA_533_6	0,238	0,02	0,03433	0,00071	0,18931	0,18931	217,6155477	221	1,555243778
MIA_533_1	0,246	0,021	0,0338	0,00073	0,27827	0,27827	213,947256	220	2,829082327
MIA_533_11	0,234	0,012	0,03236	0,00044	0,097403	0,097403	204,849705	212,1	3,539324126
MIA_533_28	0,237	0,015	0,03224	0,00059	0,073365	0,073365	203,5909474	214	5,112728605
MIA_533_25	0,23	0,017	0,0313	0,00065	0,21928	0,21928	197,8615105	208	5,124033232
MIA_533_22	0,244	0,022	0,03295	0,0007	0,16132	0,16132	208,1055482	220	5,71558611
MIA_533_16	0,232	0,012	0,03126	0,00042	0,094795	0,094795	197,7095527	212,3	7,37973815
MIA_533_26	0,23	0,016	0,03106	0,00055	0,1008	0,1008	196,3348174	211	7,469476264
MIA_533_18	0,244	0,02	0,03222	0,0007	0,007331	0,007331	203,1366282	219	7,809212938
MIA_533_36	0,256	0,023	0,03302	0,00075	0,067799	0,067799	207,998388	225	8,173915295
MIA_533_2	0,239	0,011	0,03132	0,00039	0,15072	0,15072	197,8141278	215,2	8,788994169
MIA_533_14	0,239	0,016	0,03156	0,00052	0,10754	0,10754	199,2899886	218	9,388334815
MIA_533_32	0,266	0,025	0,03268	0,00068	0,3354	0,3354	205,4163675	228	10,99407644
MIA_533_4	0,244	0,013	0,03074	0,00044	0,17757	0,17757	193,5571065	222	14,69483298
MIA_533_21	0,891	0,052	0,1003	0,0026	0,23619	0,23619	612,2451574	639	4,369955768
MIA_533_15	0,282	0,025	0,03367	0,00067	0,16542	0,16542	210,5167715	245	16,38027613
MIA_533_34	0,263	0,013	0,03257	0,00056	0,18753	0,18753	204,0920199	238	16,61406464
MIA_533_19	0,264	0,012	0,03203	0,00042	0,069682	0,069682	200,7418001	236,6	17,86284664
MIA_533_33	0,295	0,024	0,03354	0,00051	0,71127	0,71127	209,2646576	253	20,89953596
MIA_533_23	0,287	0,02	0,03313	0,00053	0,3375	0,3375	206,6283279	250	20,99018682
MIA_533_40	0,297	0,029	0,0338	0,00078	0,27128	0,27128	209,9947157	256	21,90782952
MIA_533_29	0,299	0,017	0,03495	0,00056	0,093149	0,093149	217,9409244	267	22,51026313
MIA_533_35	0,343	0,034	0,03343	0,0009	0,098824	0,098824	205,1195486	295	43,81856925
MIA_533_13	0,305	0,024	0,02967	0,00064	0,049979	0,049979	182,0621761	279	53,24435088
MIA_533_8	0,415	0,041	0,0355	0,0011	0,25056	0,25056	214,7122356	347	61,61165622
MIA_533_10	0,385	0,023	0,03263	0,00055	0,40674	0,40674	198,0766898	329	66,09728301
MIA_533_12	0,37	0,037	0,02796	0,00061	0,66305	0,66305	169,0468426	304	79,83181193
MIA_533_3	0,739	0,072	0,0363	0,0011	0,18466	0,18466	202,7712302	538	165,3236356
MIA_533_5	1,689	0,072	0,0441	0,00094	0,33155	0,33155	201,9283693	1.005	397,701241

Muestra MIA-535

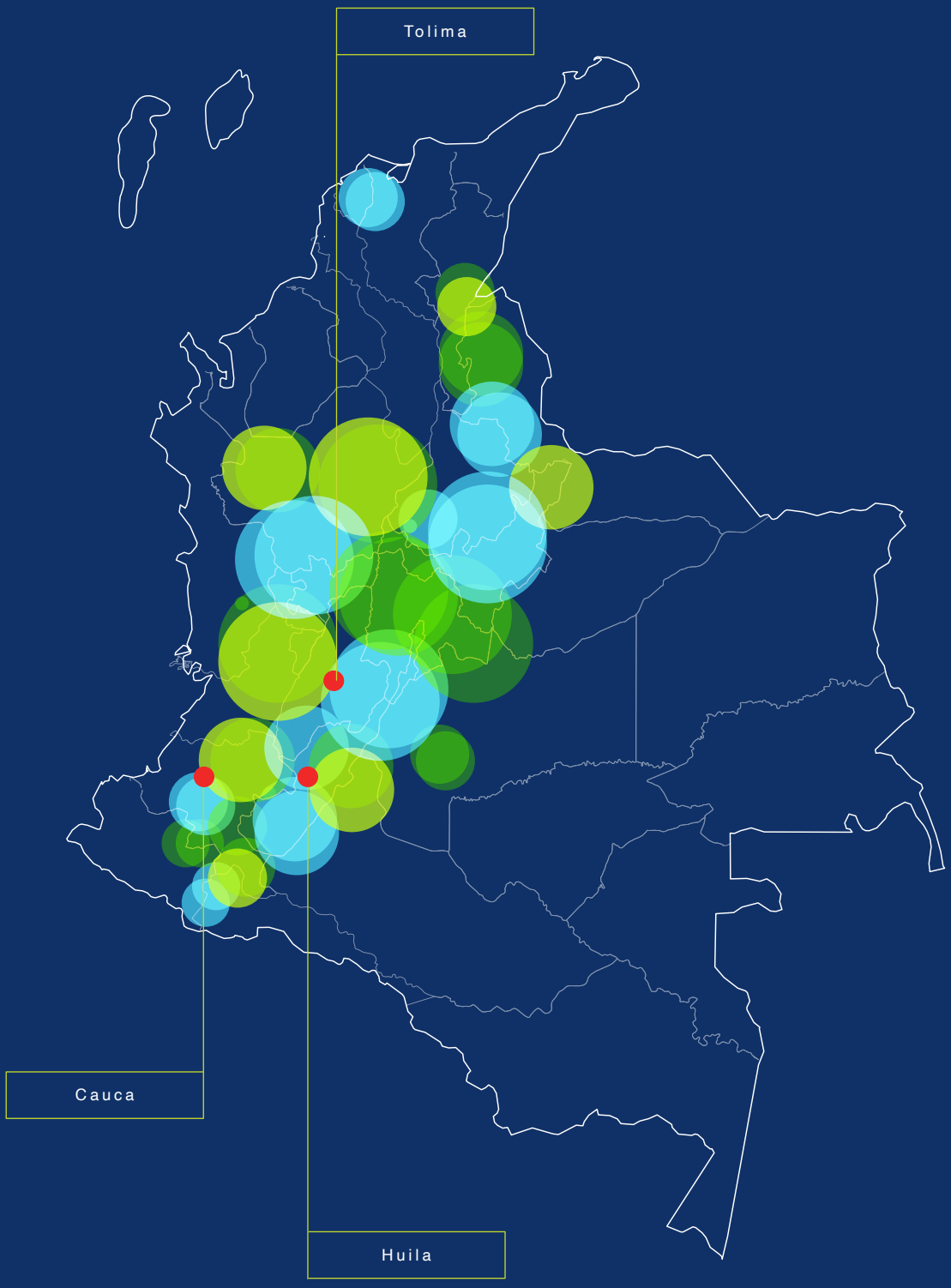
Identificación muestra	Relación final Pb 207_U 235	Error interno relación final Pb 207_U 235 a 2 D. E.	Relación final Pb 206_U 238	Error interno relación final Pb 206 / U 235 a 2 D. E.	Error de correlación Pb 206_U 238 vs. Pb 207_U 235	Ajuste error de correlación (datos negativos)	Edad corregida Pb 206_U 238 (Ma)	Edad Pb 207_U 235 (Ma)	% discordia
MIA_535_34	2,2290	0,0830	0,1586	0,0019	0,1336	0,1336	913,82	1.186,00	29,79
MIA_535_26	1,6920	0,0600	0,1489	0,0017	0,2689	0,2689	880,71	1.006,00	14,23
MIA_535_23	1,6900	0,0650	0,1501	0,0018	0,1767	0,1767	888,00	1.002,00	12,84
MIA_535_13	1,7650	0,0800	0,1564	0,0017	0,2768	0,2768	924,67	1.026,00	10,96
MIA_535_7	1,5720	0,0600	0,1465	0,0024	0,1816	0,1816	871,28	959,00	10,07
MIA_535_8	1,6800	0,1700	0,1521	0,0057	0,2544	0,2544	902,10	991,00	9,85
MIA_535_1	1,4860	0,0940	0,1463	0,0027	0,0415	0,0415	873,92	916,00	4,81
MIA_535_4	1,4040	0,0730	0,1451	0,0027	0,0748	0,0748	872,28	889,00	1,92
MIA_535_6	1,7800	0,1800	0,1726	0,0059	0,0684	0,0684	1.024,12	1.019,00	–0,50
MIA_535_29	1,4810	0,0860	0,1561	0,0027	0,0840	0,0840	936,40	926,00	–1,11
MIA_535_20	~~1,4230~~	~~0,0880~~	~~0,1519~~	~~0,0031~~	~~0,1221~~	~~0,1221~~	~~911,64~~	~~891,00~~	~~–2,26~~
MIA_535_21	1,6530	0,0840	0,1537	0,0028	0,0295	0,0295	915,01	987,00	7,87
MIA_535_12	1,5600	0,0660	0,1499	0,0024	0,1589	0,1589	892,09	959,00	7,50
MIA_535_14	1,5900	0,0940	0,1503	0,0026	0,1094	0,1094	894,81	960,00	7,29
MIA_535_3	1,4100	0,0410	0,1417	0,0013	0,1348	0,1348	849,92	888,00	4,48
MIA_535_22	1,5850	0,0590	0,1548	0,0024	0,2037	0,2037	924,24	962,00	4,09
MIA_535_46	1,5170	0,0670	0,1508	0,0022	0,1343	0,1343	902,42	939,00	4,05
MIA_535_25	1,3870	0,0960	0,1423	0,0035	0,4185	0,4185	856,00	888,00	3,74
MIA_535_38	1,4850	0,0400	0,1497	0,0013	0,2484	0,2484	896,27	927,00	3,43
MIA_535_17	1,5430	0,0670	0,1526	0,0021	0,2265	0,2265	912,61	941,00	3,11
MIA_535_16	1,5260	0,0790	0,1528	0,0023	0,2670	0,2670	913,66	941,00	2,99
MIA_535_36	1,5280	0,0580	0,1522	0,0026	0,1788	0,1788	911,05	938,00	2,96
MIA_535_43	1,3390	0,0700	0,1384	0,0021	0,1917	0,1917	833,59	858,00	2,93
MIA_535_28	1,5140	0,0640	0,1518	0,0020	0,0769	0,0769	907,89	934,00	2,88
MIA_535_11	1,4970	0,0440	0,1530	0,0018	0,3727	0,3727	916,63	939,00	2,44
MIA_535_44	1,5660	0,0780	0,1546	0,0021	0,0291	0,0291	924,70	946,00	2,30
MIA_535_35	1,4030	0,0390	0,1443	0,0026	0,4908	0,4908	866,92	884,00	1,97
MIA_535_33	1,4550	0,0470	0,1488	0,0015	0,2591	0,2591	892,00	909,00	1,91
MIA_535_31	1,4220	0,0380	0,1470	0,0015	0,1720	0,1720	883,01	899,00	1,81
MIA_535_5	1,4430	0,0530	0,1484	0,0016	0,3177	0,3177	889,37	901,00	1,31
MIA_535_39	1,4800	0,0400	0,1513	0,0016	0,2558	0,2558	906,58	918,00	1,26
MIA_535_18	1,5860	0,0740	0,1594	0,0037	0,3024	0,3024	951,41	963,00	1,22
MIA_535_10	1,4720	0,0320	0,1518	0,0015	0,4384	0,4384	911,17	921,00	1,08
MIA_535_32	1,5500	0,0500	0,1585	0,0022	0,2984	0,2984	947,44	957,00	1,01
MIA_535_42	1,4050	0,0370	0,1472	0,0015	0,1636	0,1636	884,79	891,00	0,70
MIA_535_24	1,4710	0,0340	0,1521	0,0014	0,2818	0,2818	911,42	917,00	0,61
MIA_535_37	1,4060	0,0380	0,1470	0,0016	0,1847	0,1847	883,21	888,00	0,54
MIA_535_45	1,5080	0,0730	0,1545	0,0026	0,1629	0,1629	925,74	927,00	0,14
MIA_535_30	1,4520	0,0470	0,1521	0,0016	0,1008	0,1008	913,43	909,00	–0,49
MIA_535_40	1,5030	0,0560	0,1553	0,0025	0,1019	0,1019	931,77	926,00	–0,62
MIA_535_19	1,6620	0,0830	0,1670	0,0033	0,2611	0,2611	996,30	990,00	–0,63
MIA_535_15	1,4860	0,0600	0,1540	0,0024	0,2337	0,2337	924,02	918,00	–0,65
MIA_535_2	1,5020	0,0620	0,1559	0,0024	0,0359	0,0359	934,48	927,00	–0,80
MIA_535_41	1,5700	0,1100	0,1565	0,0026	0,5258	0,5258	936,00	919,00	–1,82
MIA_535_9	1,5040	0,0660	0,1589	0,0033	0,1000	–0,0163	951,50	931,00	–2,15
MIA_535_27	1,4230	0,0430	0,1529	0,0017	0,1458	0,1458	920,09	899,00	–2,29

Anexo B

Análisis químico de circones de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo

Muestra MIA-512

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Circón_024_MIA-512	1.800	3	1880	6,6	48	121	5,8	22,2	7,5	0,99	26,9	9,69	140	58,6	304	752	163	14200	19	510	590
Circón_025	530	–9	1920	1,83	6	34,7	1,34	9	9,8	2,63	46,4	14,2	168	64,9	288	569	116	9520	5,8	176	182
Circón_026	1.510	38	1310	1,51	22,5	50	1,79	6,7	3,87	1,64	22,2	7,4	95	39,2	213	528	116	13840	15,5	268,2	534
Circón_028	–160	2	1255	3,61	2,2	37,8	0,49	3,4	3,14	0,55	18	6,64	90,4	37,4	204	541	120,4	15480	10,825	271,3	378
Circón_029	450	16	1820	3,47	8,2	59	1,09	8,8	6,8	1,2	30,2	10,6	132	55,5	289	765	170	15950	23,575	604	771
Circón_030	0	–16	2640	5,3	0,97	59	0,52	5,7	13,3	1,06	59	20,7	242	90	405	774	153	15310	18	690	600
Circón_031	260	28	1408	9,01	0,11	73,8	0,13	2,63	4,41	0,63	26,6	9,02	118	47,9	229	525	108,5	14090	17,325	691	588,5
Circón_032	100	26	1786	7,5	0,16	69,9	0,15	1,51	4,39	0,7	24	10,1	128	56,7	296	772	164,4	16590	26,2	871	943,2
Circón_034	–10	37	2500	5,9	0,14	53	0,282	6,7	10,2	1,13	57	19,8	228	87	385	755	146	13650	18	690	650
Circón_035	660	–19	1091	2,78	1,01	28,1	0,36	3,3	4,23	0,88	18	6,32	83,4	36,1	189	485,8	109	10960	9,955	242,5	307,9
Circón_036	920	45	1692	4,1	0,05	52,4	0,2	3,7	4,7	1,3	33,3	10,3	139	55,4	272	642	132,4	14020	17,275	990	618
Circón_037_MIA-512	440	49	2790	6,9	0,09	84	0,322	5,7	11	3	56	18,6	229	90	429	960	199	11530	19,25	1560	710
Circón_027	–220	29	1128	2,81	0,12	25	0,08	2,12	2,76	0,47	16,4	6,04	79,7	34	180	451	105,4	12290	6,385	135,2	192,2
Circón_033	90	–3	1435	1,52	0,06	13,2	0,21	4,39	7	1,18	34,4	11,1	132	49,6	225	438	90	8840	4,825	130	147


Tolima
Cauca
Huila

Cuarzomonzodiorita de Páez

Cordillera Central
Departamentos del Huila, Cauca y Tolima

Gilberto Zapata G., Gabriel Rodríguez G.,
María Isabel Arango M., José Gilberto Bermúdez C.

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Zapata, G., Rodríguez, G., Arango, M. I., y Bermúdez, J. G. (2022). Cuarzomonzodiorita de Páez. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.3

Este catálogo es resultado del proyecto "Magmatismo Jurásico de Colombia", que tiene por objeto mejorar la información geológica básica y el conocimiento sobre los eventos magmáticos jurásicos en el territorio nacional. Por tanto, desde 2014, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha adelantado este proyecto dentro del cual se han desarrollado actividades de compilación, control de campo, muestreo para petrografía, química mineral, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb en circón. Para esto, se ha recurrido a la información tanto de las muestras aquí recolectadas como de los estudios anteriores y datos del SGC y de otros investigadores, ya publicados.

También, se presentan los datos geológicos, petrográficos, litogeoquímicos y geocronológicos de la Cuarzomonzodiorita de Páez, unidad que aflora en el costado oriental de la cordillera Central, en los departamentos de Huila, Cauca y Tolima. A partir de los análisis petrográficos, químicos de roca total y nuevas dataciones U-Pb en circón, se separa este intrusivo del Batolito de Ibagué y se determinan las características composicionales de las rocas que lo componen, así como la edad de cristalización y el ambiente de formación.

1. Proponente del nombre

Gilberto Zapata G., Gabriel Rodríguez G., María Isabel Arango M. y José Gilberto Bermúdez C.

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

En el presente trabajo se propone el nombre de *Cuarzomonzodiorita de Páe*z para un plutón que anteriormente estaba incluido en el batolito de Ibagué. El nombre original de batolito del Páez fue dado por Hubach y Alvarado (1932) a un cuerpo expuesto en el río Páez. De la Cuarzomonzodiorita de Páez se analizaron 44 secciones delgadas para determinar la litología dominante y renombrar este intrusivo según las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) (1987, 1994) para la nomenclatura de los cuerpos de origen ígneo.

La Cuarzomonzodiorita de Páez corresponde a un cuerpo plutónico que aflora en los departamentos del Huila y Cauca, en las planchas 322, 323, 343, 344 y 366. Tiene una extensión de 60 km de norte a sur y un ancho promedio de 25 km, para un área aproximada de 1044 km^2. Está enmarcada en un bloque tectónico delimitado al occidente por la falla Avirama, que la separa del Granito de Ortega, y al oriente la falla de Chusma la separa de sedimentitas cretácicas y paleógenas; al norte intruye la formación Saldaña y las metamorfitas del complejo Aleluya, de edad jurásica, que hacen parte del mismo bloque tectónico y que se extiende desde el arco de Natagaima, hacia el sur, en los alrededores del municipio de La Plata, donde intruye migmatitas y granitoides pérmicos. Esta unidad es suprayacida por ignimbritas y piroclastos recientes de la formación Guacacallo (figura 1).

3. Reseña histórica

La descripción original del batolito del Páez corresponde a Hubach y Alvarado (1932) en el corte de Botoncó-Belalcázar-Nátaga, quienes lo reseñan como un cuerpo de rocas ígneas formado por granitos y granodioritas de unos 15 km de amplitud, que se sitúa en la región del río Páez (Julivert, 1968). El extremo sur de este plutón es lo que Grosse (1935) denominó macizo de La Plata-La Topa, aunque según la edición de 1962 del *Mapa geológico de Colombia* (Hubach y Radelli, 1962) ambos cuerpos ígneos estarían separados.

Nelson (1962) propuso el nombre de *batolito de Ibagué* para un cuerpo de rocas plutónicas de forma elongada en dirección NE-SW que aflora en el flanco oriental de la cordillera Central. Posteriormente, en trabajos de Ingeominas se estableció la continuidad de este cuerpo plutónico por 300 km hacia el sur, incluyendo las rocas del batolito del Páez (Hubach y Alvarado, 1932), macizo de La Plata-La Topa (Grosse, 1935), batolito de Teruel (Rodríguez y Fuquen, 1989) y plutón granitoide de La Plata (Álvarez y Linares, 1983).

4. Descripción geológica

La Cuarzomonzodiorita de Páez es un plutón heterogéneo compuesto por rocas granitoides y dioríticas con facies gabroides y charnoquíticas, que son cortadas por diques de rocas ácidas y de composición intermedia-básica. Macroscópicamente son rocas holocristalinas fa-

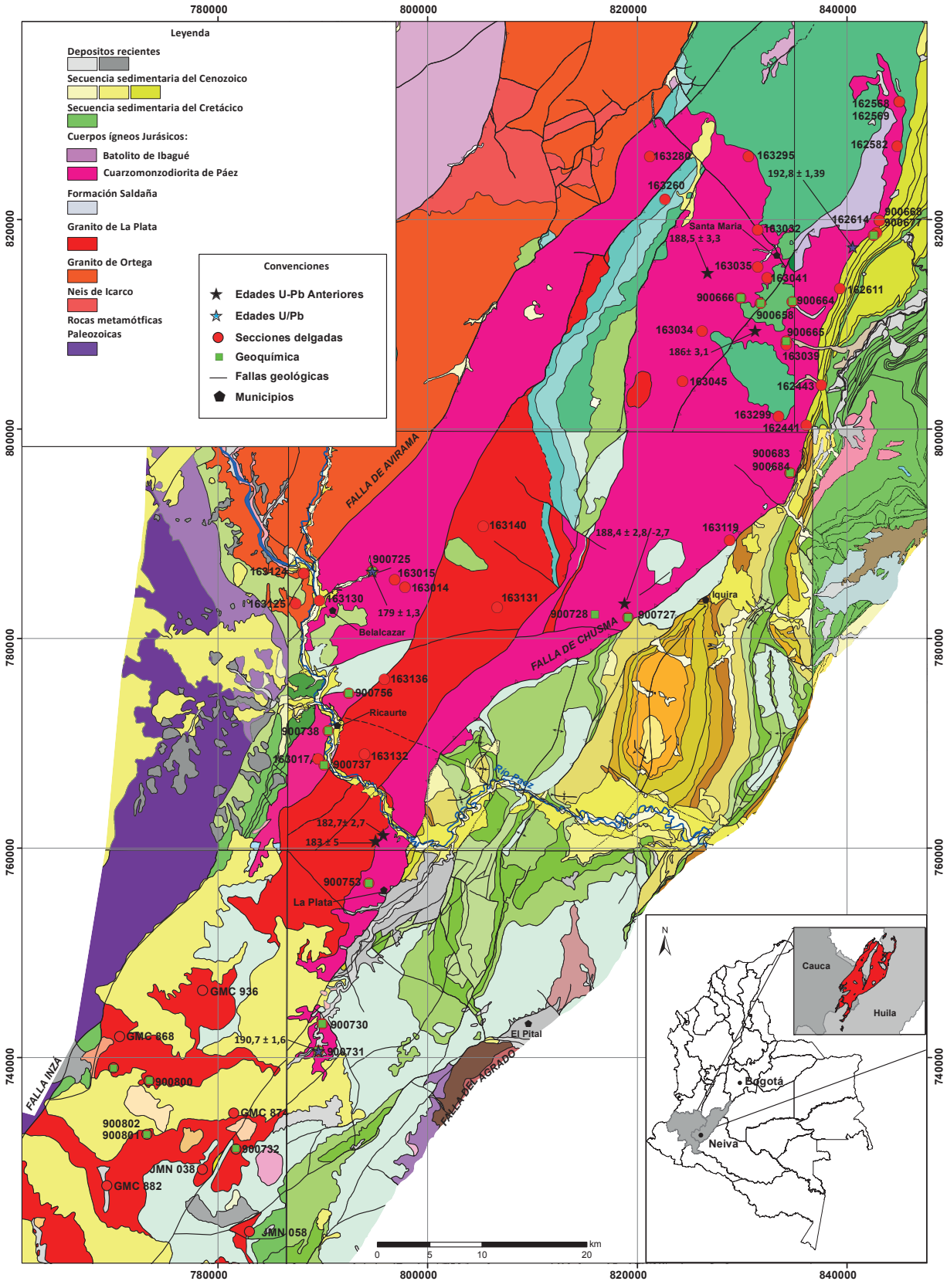


Figura 1. Localización y muestreo de la Cuarzomonzodiorita de Páez
Fuente: cartografía 1:100.000: plancha 322 (Gómez *et al.*, 1999), plancha 345 (Caicedo *et al.*, 2002), plancha 344 (Marquínez *et al.*, 2006), plancha 343 (Marquínez *et al.*, 2002), plancha 365 (Marquínez *et al.*, 2003), y plancha 366 (Rodríguez *et al.*, 1998).

neríticas de grano medio a grueso con textura hipidiomórfica granular a inequigranular, de color gris a rosado pálido con moteado blanco y negro; generalmente se encuentran rocas meteorizadas que desarrollan un saprolito areno arcilloso de color blanco con algunos indicios de la textura granular.

Se analizaron 44 secciones delgadas de granitoides, dioritas y gabros del plutón; cinco de la facies charnoquítica, cuatro de diques de composición ácida y cuatro láminas delgadas de diques de composición diorítica y andesítica para un total de 57 análisis petrográficos. Este cuerpo muestra una amplia variación litológica (tabla 1), (figura 2a) y está conformado por cuarzomonzodiorita (18,18%), monzogranito (18,18%), diorita (13.64%), granodiorita (11,36%), cuarzodiorita (9,09%), cuarzomonzonita (6,82%), gabros (4,54%), sienogranito (4,55%), granitoides ricos en cuarzo (4,55%), cuarzo sienita (2,27%), tonalita (2,27%) y monzonita (2,27%).

Las rocas de este plutón están compuestas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y biotita. En los gabros y charnoquitas se presentan clino y ortopiroxeno; como accesorios se encuentran opacos, circón, apatito, titanita, allanita, y ocasionalmente turmalina. Pueden presentar texturas gráficas, pertítica, antipertítica y mirmequítica. Son comunes los autolitos de color gris oscuro de composición diorítica, con diámetro de hasta 50 cm. Como minerales de alteración se presentan clorita, epidota y calcita.

La composición de las cuarzomonzodioritas es cuarzo (3,8-16,4%), plagioclasa (36,5-59,3%), feldespato potásico (11,1-29,7%), biotita (2,8-12%) y hornblenda (0,7-31%) (tabla 1). Los monzogranitos están constituidos por cuarzo (21,8-41,6%), plagioclasa (21,6-41,3%), feldespato potásico (25,2-43,6%), biotita (0,5-2,6%) y hornblenda hasta 6,3% (tabla 1).

Las granodioritas están conformadas por cuarzo (20,2-32%), plagioclasa (42,9-54,2%); feldespato potásico (9,8-25,8%), biotita (2,1-6,1%) y hornblenda (1,5-9,5%). Las dioritas están constituidas por cuarzo (1,6-2,5%), plagioclasa (35,7-56,6%), feldespato potásico (0,7-3,9%) y hornblenda (10,7-52,6%), sin biotita (tabla 1).

Las rocas clasificadas como charnoquíticas tienen un aspecto ígneo con texturas granulares y algunas microtexturas similares a las de rocas granulíticas metamórficas. Son rocas granitoides caracterizadas por la presencia de hipersteno y por pertitas, mesopertitas, antipertitas y crecimientos simplécticos.

La composición de las charnoquitas es cuarzo (9,5-16,8%), plagioclasa (37-48,6%), feldespato potásico (3-31,9%), la hornblenda (hasta 19%) no está presente en todas las muestras, además de biotita (6,7-12,1%), clinopiroxeno (5,2-10,2%) y ortopiroxeno (1,5-7,5%). Como accesorios se encuentran opacos, circón, apatito y rutilo; como minerales de alteración se presentan clorita y epidota (tabla 2). Para su clasificación se utilizó el triángulo de la serie charnoquítica (figura 2b).

La plagioclasa en las rocas graníticas es de composición oligoclasa a andesina (An_{25}-An_{48}), se presenta en cristales subhedrales a euhedrales inequigranulares, con tamaño entre 0,2 y 2,5 mm, con maclado según albita, albita-carls-

Tabla 1. Análisis modal de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	W	N	Qz	Pl	Fsp	Cpx	Hbl	Bt	Ms	Opq	Ttn	Ap	Otros	Clasificación petrográfica
162441	835760	800660	11,9	48,9	21,8		6,7	2,8		7,7	X	X	0,2	Cuarzomonzodiorita
162443	837200	804481	15,9	59,3	11,1		1	7,2		4,3			1,2	Cuarzomonzodiorita
162568	844640	831540	20,2	42,9	23,1		9,5	4,1		0,1	0,1			Granodiorita
162569	844640	831540	17,9	0,8	78,8			1,5		1				Cuarzo sienita
162580	845120	824520	9,8	55,6	29,7			4,9		X				Cuarzo monzodiorita
162582	844420	827320	27,2	41,3	25,2		6,3							Monzogranito
162614	842460	819060	35,4	24,3	37,7			1,2		1,4				Monzogranito
163014	797472	785210	15,4	55,4	18,4		5,1	3,6		0,9			1,2	Tonalita
163015	796485	785903	15,1	57,7	10,9		8,6	6,6		1,1	X	X		Cuarzomonzodiorita
163017	789178	768798	29	26,6	43,6			0,5		0,3	X			Monzogranito
163024	787825	786488		56,6	0,7					0,9			35,6	Diorita
163032	831111	819322	20,8	46,6	25,8		3,6	3,2				TR		Granodiorita
163034	825827	809667	16,4	56,9	12,3		0,7	12		1,6		0,4		Cuarzo monzodiorita
163035	831112	815769	36,2	21,3	40,6			1,6		TR				Sienogranito
163039	833848	808348	16,2	46,3	27		4,4	3,2		0,9	TR	TR	2	Cuarzomonzonita
163041	832048	814719	30,1	39,4	26,6		0,3	2,1		0,5	TR	TR	1	Monzogranito
163045	823972	804840	22	54,2	17		1,5	2,1		1,2		TR	2	Granodiorita
163119	828464	789668	4	55	18,4	4,3	6,9	3,2		1,5		TR	3,8	Cuarzomonzodiorita
163124	787825	786488		55,6	0,7	6	10,7			0,9			56,7	Diorita
163125	787073	783616	2,5	39,6			41,4			0,2			16,32	Diorita hornbléndica
163130	789339	783923		35,7	X		45,8			1			15,6	Diorita hornbléndica
163131	806266	783252		44,2	25,6			18			5,2	1,9	5,3	Monzonita
163133	793630	769248	12,2	64,1	2,6		3,5	17		0,6		X		Cuarzodiorita hornbléndica

IGM	W	N	Qz	Pl	Fsp	Cpx	Hbl	Bt	Ms	Opq	Ttn	Ap	Otros	Clasificación petrográfica
163136	794919	763903	11,6	29,5	27,8		15,4			0,3	0,8		14,6	Cuarzomonzonita hornbléndica
163140	795518	776435	27,1	41,2	24,1		1,8	2,6		0,6	0,3	TR	2,4	Monzogranito
163260	804950	790987	21,8	39,6	38,6									Monzogranito
163264	822276	822215	86,1	10,2	0,4		TR	0,3		3	TR	TR		granitoide rico en cuarzo
163280	813706	828751		46,3			52,6			0,3		TR	0,8	Diorita
163295	820856	826320	10,9	45,9	25,4		1,6	6,9		1,3		TR	8	Cuarzomonzonita
163299	830228	826297	57,1	10,1	23,9			8,8		0,1				granitoide rico en cuarzo
900658	831390	812323	3,9	68,8	1,3		22,1	1,3		1,3	TR	TR	1,3	Cuarzodiorita
900664	834435	812477	8,5	49	14,6		13,8	9,3		1,2		1,6	2	Cuarzomonzodiorita
900665	833857	808688	3,8	36,5	17	6,5	31			2	1		2,2	Cuarzo monzodiorita
900667	843129	819865	16	20,7	47,9	TR	12,4	0,6		1,8	TR	0,6		Cuarzosienita
900678	840453	818502		50,9		17,2	7,6			3	1		5	Gabro uralitizado
900679	839630	818562	1	55	3	12,5	10,5	7,5		1			8 Opx, 1,5 Chl	Gabronorita piroxeno hornbléndica
900683	834218	796121	1,6	47,2	3,9		47,3			TR		TR		Diorita
900725	794362	786706	28,8	52,1	9,8		3,1	6,1		0,1	TR	TR		Granodiorita
900727	818763	782297	38,4	23,2	37			0,7		0,7	TR	TR	TR Zrn	Monzogranito
900730	789587	743527	32,1	18,5	47			1,2		1	0,2	TR		Sienogranito
900737	789754	768225	41,6	21,6	34			2	0,4	TR	TR	TR	0,4	Monzogranito
900738	790181	771507	6,8	32,8	0,4	2,8	52,4			TR	0,4	TR	4,4	Cuarzodiorita hornbléndica
900681	837076	810027	6,2	49	5,3		22	11		0,8		1,2	2,5 Ep	Cuarzodiorita
900673	844154	825433	32	45,3	18			2,7		0,7	TR	TR	TR Zrn	Granodiorita

Abreviatura de los minerales según Whitney y Evans (2010).

Tabla 2. Análisis modal de las charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	W	N	Qz	Pl	Fsp	Cpx	Opx	Hbl	Bt	Opq	Ap	Zrn	Ep	Chl	Rt	Otros	Clasificación petrográfica
900722	794170	754834	16,8	48,6	16,2	5,2	0,6		12,1	TR	0,6	TR					Charnoquita-opdalita
900726	818763	782297	12,5	37	31,9	8,1	1,5		6,7	2,2	TR	TR			TR		Charnoquita-mangerita
900728	815600	782629	9,5	50,3	12,9	10,2	7,5	TR	8,2	1,4	TR	TR			TR		Charnoquita-jotunita
900755	788161	781819	21	48		9	4	16		1,5	0,5						Charnoquita enderbita
900761	804791	773609	20	46	3		TR	19	8	0,5	2,5	TR	0,5	TR		0,5	Granofels de Pl-Qz-Hbl con Opx

Abreviatura de los minerales según Whitney y Evans (2010).

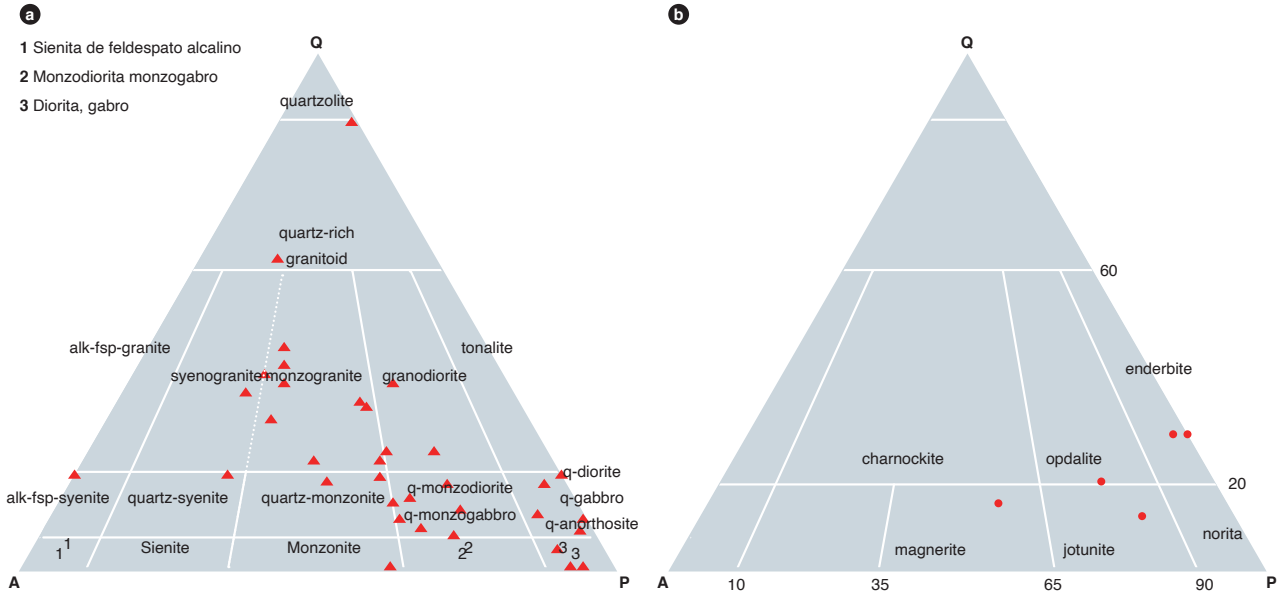


Figura 2. Clasificación modal de muestras de la Cuarzomonzodiorita de Páez según triángulo de Streckeisen (1976)
a. Diagrama de Streckeisen para granitoides, dioritas y gabros. b. Diagrama de Streckeisen para charnoquitas.

bad y periclina. El relieve es similar o mayor al del bálsamo; es frecuente la zonación con bordes más sódicos, presenta ocasionalmente pertitas y mirmequitas. Tiene alteración supergénica a sericita, clorita y carbonatos y microinclusiones de hornblenda, biotita, apatito y circón (figura 3).

La plagioclasa de las charnoquitas es de composición andesina (An_{37}-An_{45}), puede formar intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo en los contactos con microclina, tiene inclusiones de cuarzo, clinopiroxeno y ortopiroxeno a manera de gotas, además de rutilo y opacos.

El feldespato potásico varía entre ortosa y microclina en las charnoquitas y se encuentra en cristales anhedrales con bordes irregulares levemente empolvados por alteración a caolín. Los cristales son inequigranulares con tamaño 0,5-2,5 mm, relieve menor al del bálsamo y en los bordes desarrolla localmente intercrecimientos gráficos con cuarzo y escasas desmezclas con pertitas. Localmente tiene inclusiones de plagioclasa y biotita.

Los cristales en las charnoquitas presentan maclas de tipo microclina y en algunos cristales se observan desmezclas de tipo *boat* y *string* similares a las que presentan rocas metamórficas en facies granulita, con inclusiones de plagioclasa, clinopiroxeno, biotita, apatito y opacos.

El cuarzo se presenta en cristales incoloros limpios, anhedrales inequigranulares, con tamaño 0,5-1,5 mm, en agregados microcristalinos y como gotas en los feldespatos, con extinción ondulatoria. En las charnoquitas el cuarzo es intersticial entre las plagioclasas, con tamaños menores a 0,8 mm, con contornos irregulares, color de birrefringencia blanco del primer orden. Presenta inclusiones de plagioclasa, apatito y clinopiroxeno.

Los cristales de hornblenda son de color verde claro con pleocroísmo a pardo y verde oliva, anhedrales a subhedrales, inequigranulares con tamaño 0,2-1,5 mm. Ocasionalmente presenta maclas dobles y dos direcciones de clivaje, y frecuentemente textura esquelética, con inclusiones poiquilíticas de apatitos, plagioclasa, cuarzo, biotita, circón y opacos. El color de interferencia es amarillo verdoso del segundo orden. Se encuentra parcialmente alterada a biotita, clorita y epidota.

En las rocas graníticas la biotita se encuentra en cristales laminares de color verde claro a pardo, con pleocroísmo a verde oscuro, los cristales son anhedrales a subhedrales, inequigranulares con tamaño 0,4-1,5 mm; la biotita está parcialmente alterada a clorita con desarrollo secundario de titanita, magnetita residual y epidota, con inclusiones de circón con halo pleocroico, allanita y opacos (figura 4). Algunos cristales se encuentran totalmente reemplazados por clorita y solo conservan la textura esqueletal con inclusiones de apatito y opacos. En las charnoquitas, la biotita es de color marrón rojizo, con pleocroísmo X: marrón claro, Y=Z: marrón rojizo. Se forma a lo largo de los límites de cristales de feldespato y cuarzo (textura en atolón), semejando un crecimiento blástico, y captura cristales de cuarzo y plagioclasa con desarrollo de textura poiquilítica. Forma bordes de reacción con el cuarzo y simplectitas de cuarzo-biotita en contacto con el feldespato alcalino; el color de interferencia es verde del segundo orden, y presenta extinción en arce moteado.

El clinopiroxeno se presenta en cristales anhedrales de formas ameboides a lobulares de color verde pálido débilmente pleocroicos, de relieve alto ($n > b$), con tamaños ≤ 1 mm hasta 5 mm (figura 4), con crecimiento intergranular. Desarrolla texturas en atolón y poiquilíticas con inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita y opacos a manera de gotas redondeadas y como corona alrededor de hiperstena. El clinopiroxeno presenta maclas dobles y polisintéticas, birrefringencia máxima azul del segundo orden. El ángulo de extinción varía entre 40° y 43°, presenta inclusiones de opacos a lo largo del clivaje y desarrolla textura Schiller. El clinopiroxeno se altera a anfíbol en parches (textura cedazo) o a lo largo de los bordes y fracturas. Algunos cristales están alterados a uralita.

El hipersteno (figura 4) está en cristales anhedrales de formas ameboides a lobulares con tamaños de 0,4 a 0,6 mm, de relieve alto, con buen desarrollo de clivaje, con pleocroísmo moderado de rosado pálido a amarillo pálido, color de interferencia gris a amarillo del primer orden, extinción paralela. Generalmente los ortopiroxenos están incluidos entre los clinopiroxenos. Se altera levemente a esmectita e iddingsita, presenta inclusiones redondeadas de cuarzo, opacos y parches tipo cedazo de clinopiroxeno. Intercrecido de manera simpléctica con biotita, puede presentar coronas de clinopiroxeno.

Los minerales accesorios más comunes son los opacos de tamaños menores a 0,5 mm, principalmente pirita y magnetita; el circón en microcristales anhedrales a subhedrales de formas redondeadas a ameboides, en algunas rocas a manera de gotas irregulares, de tamaños entre 0,05 mm y 0,1 mm, con relieve alto y birrefringencia azul del segundo orden. Cuando aparecen incluidos en biotita tienen halo pleocroico. El apatito se observa en cristales alargados de tamaño ≤0,03 mm incluidos en

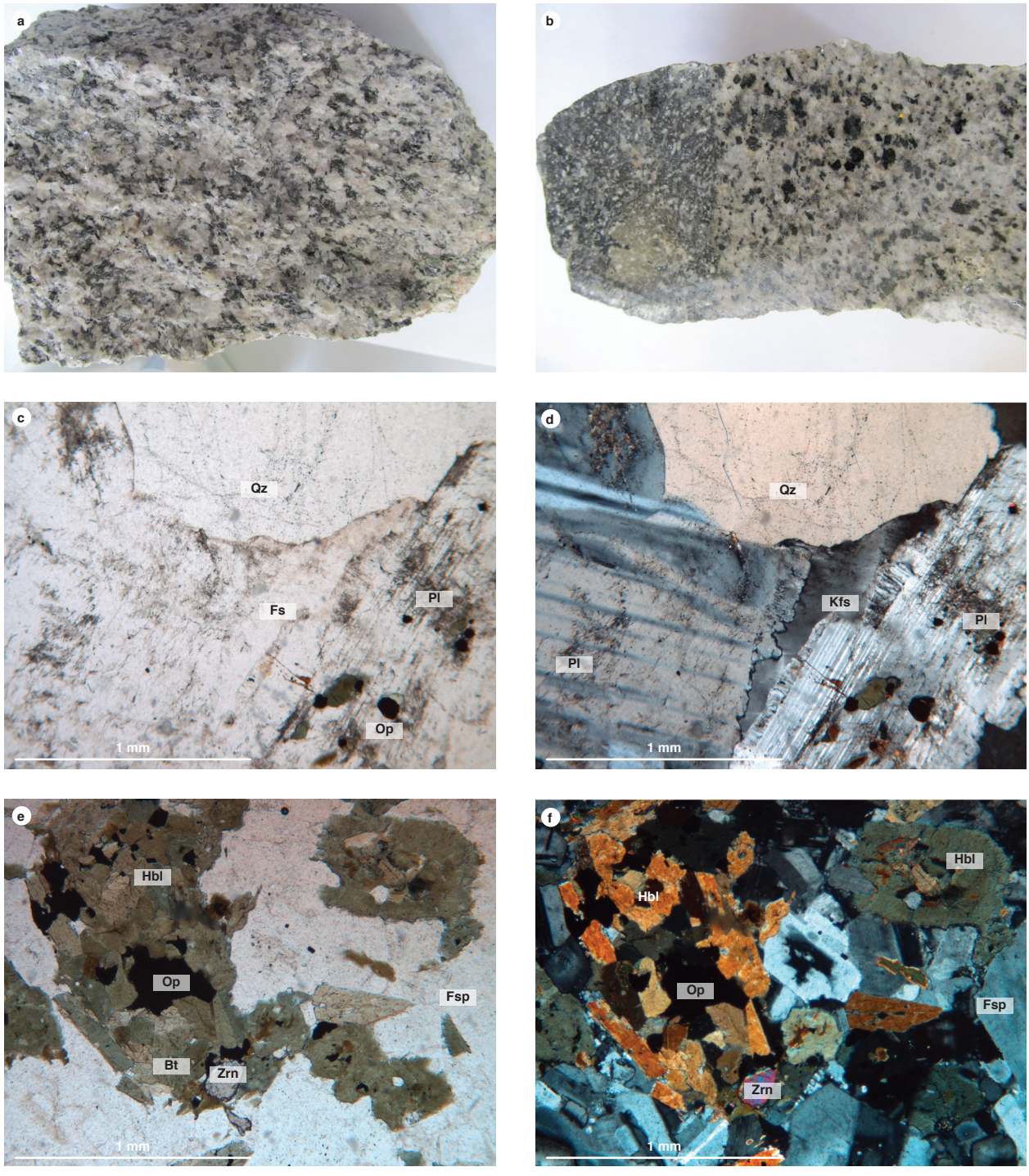


Figura 3. Aspecto macroscópico y microscópico de rocas de la cuarzomonzodiorita de Paéz
a) IGM 900800 Granodiorita. b) IGM 900664. cuarzomonzodiorita. c) IGM 900800, nicoles paralelos. Textura hipidiomórfica granular de grano grueso y textura mirmequítica dada por intercrecimientos de plagioclasa en feldespato. d) Nicoles cruzados IGM 900800. e) IGM 900664. Cristales subhedrales de hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), feldespato ligeramente alterado a caolín (Fsp). Cristales de biotita (Bt) con inclusión de circón (Zrn), textura poiquilítica por inclusión de opacos en hornblenda, Nicoles paralelos. f) Nicoles cruzados IGM 900664.

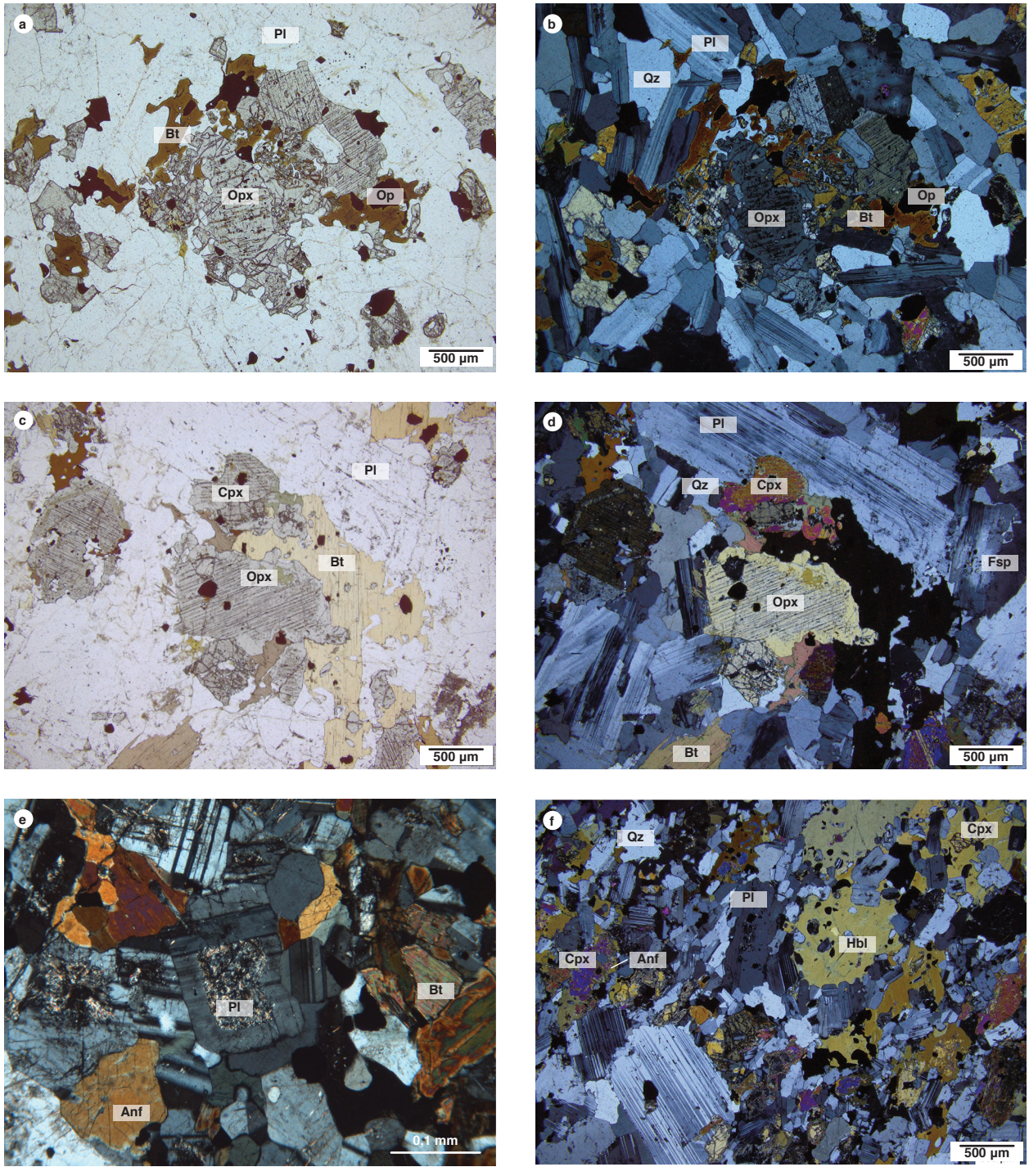


Figura 4. Aspecto microscópico de las charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez
Escala gráfica en *um*. a) Nicoles paralelos. Cristales de plagioclasa (Pl), ortopiroxeno (Opx) y biotita (Bt). b) IGM 900722 Opdalita. Nicoles cruzados. Cristales de plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), ortopiroxeno (Opx) y biotita (Bt). c) IGM-900726 Mangerita. Nicoles paralelos. Cristales de biotita (Bt), piroxenos (Cpx) y (Opx) y plagioclasa (Pl). d) IGM-900726 Mangerita. Nicoles cruzados. Cristales de ortosa (Fsp), biotita (Bt), cuarzo (Qz), piroxenos (Cpx) (Opx) y plagioclasa (Pl). e) IGM 900755 Enderbita. Escala 10X. Nicoles cruzados. Cuarzo (Qz), plagioclas (Pl), biotita (Bt) y hornblenda (Hbl). f) IGM 900761. Granofels. Objetivo 10X. Nicoles cruzados. Textura granoblástica, compuesta por cristales de cuarzo, plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx) y hornblenda (Hbl).

cuarzo y feldespatos; titanita en cristales euhedrales y subhedrales de color pardo claro, inequigranular ≤1 mm. También esporádicamente se observa allanita en cristales anhedrales a subhedrales de color pardo con pleocroísmo marcado y relieve alto e ilmenita. El rutilo solo se observó en una sección delgada como agujas aciculares incluidas en feldespato y plagioclasa. Como resultado de la alteración se observan minerales del grupo de las arcillas, sericita, clorita y epidota con pleocroísmo y colores de interferencia anómalos.

4.1. Rocas de dique

La Cuarzomonzodiorita de Páez está intruida por diques de variada composición: andesitas, dacitas, latitas y rocas graníticas con un espesor que varía entre 1 y 200 cm. De los diques se analizaron ocho secciones delgadas, de las cuales cuatro corresponden a diques de composición ácida, y cuatro, a rocas intrusivas de composición intermedia-básica (tabla 3). Se clasifican petrográficamente como microdiorita una muestra, monzogranito dos muestras, y sienogranito una muestra; andesitas tres muestras y cuarzolatita una muestra. Predominan las andesitas con texturas porfídicas y matriz microcristalina; las microdioritas, monzogranitos, y el sienogranito presenta textura hipidiomórfica granular.

Los diques se separan en dos grupos, considerando la clasificación petrográfica y su composición química, y según lo observado en campo, no presentan un patrón especial. El primer grupo está compuesto por diques intermedios a básicos con contenido de SiO_2 <66%, como son aquellos de composiciones entre microdioritas y andesitas; el segundo grupo corresponde a diques félsicos ácidos con contenido de SiO_2 >66%, que corresponden a cuarzo latitas, sienogranitos y monzogranitos. Los diques intermedios cortan los diques ácidos.

4.2. Diques de monzogranitos, sienogranitos y cuarzo latitas

Los diques félsicos son frecuentes en todo el cuerpo, y se presentan como rocas de color rosado moteadas de negro con textura granular. La cuarzo latita tiene textura porfídica, inequigranular de color gris, con algunas manchas blancas de fenocristales de plagioclasa que flotan en una matriz félsica microcristalina. Corresponden a las muestras IGM 900684, 900727, 900731 y 900666.

En estos diques félsicos la plagioclasa se presenta en cristales tabulares subhedrales a euhedrales inequigranulares de tamaño entre 0,3 y 1 mm. Son incoloros a pardos, de aspecto empolvado por la alteración; con extinción zonada normal. El núcleo se presenta más cálcico que los bordes, las maclas mal desarrolladas de albita, albita-carlsbad y periclina. El relieve es similar al del bálsamo. La alteración a saussurita y calcita les da un aspecto sucio a los cristales y enmascara las maclas, lo que dificulta medir el ángulo de extinción y determinar su composición. Tiene inclusiones de biotita y opacos; los contornos de los cristales son irregulares a rectos. Según el relieve, la alteración y asociación mineral, corresponde a una plagioclasa sódica, probablemente oligoclasa (figura 5), que en la cuarzolatita se encuentra como fenocristales y como componente de la matriz.

El feldespato alcalino es ortosa en cristales incoloros empolvados por alteración a caolín que produce un aspecto sucio de color pardo, cristales anhedrales de tamaño entre 0,2 y 1 mm, con bordes irregulares, localmente con intercrecimientos gráficos con cuarzo y escasas desmezclas pertíticas en parches, relieve menor al del bálsamo. Tiene inclusiones de plagioclasa y biotita. En la cuarzolatita el feldespato se encuentra en la matriz.

El cuarzo se presenta en cristales incoloros limpios, anhedrales granulares de tamaños entre 0,1 y 0,6 mm, con contactos irregulares entre los cristales, color de

Tabla 3. Análisis modal de diques del monzogranito de Páez

IGM	W	N	Qz	Pl	Fsp	Hbl	Bt	Opq	Ttn	Ap	Zrn	Ep	Chl	Otros	Clasificación petrográfica
900753	794019	756963	1	38		4		1	2		TR	8	16	30	Propilita de microdiorita (Fettes y Desmons, 2007)
900684	834218	796121	30,6	36,4	31,8		0,6	TR	0,6	TR	TR	TR	X		Monzogranito
900727	818763	782297	38,4	23,2	37		0,7	0,7	TR	TR	TR				Monzogranito
900731	789221	740939	39,4	16,3	43,1		0,7	0,5	TR	TR	TR				Sienogranito
900756	792135	775081	3	26				1	TR			39	25	6	Propilita de andesita
900666	829497	812791	6	41	26	22			1			4	TR		Cuarzo latita
900668	843129	819865		63,7		21,4		TR						14,9	Andesita
900677	842184	818790	2	66		25		1	TR				2	4,2	Andesita hornbléndica

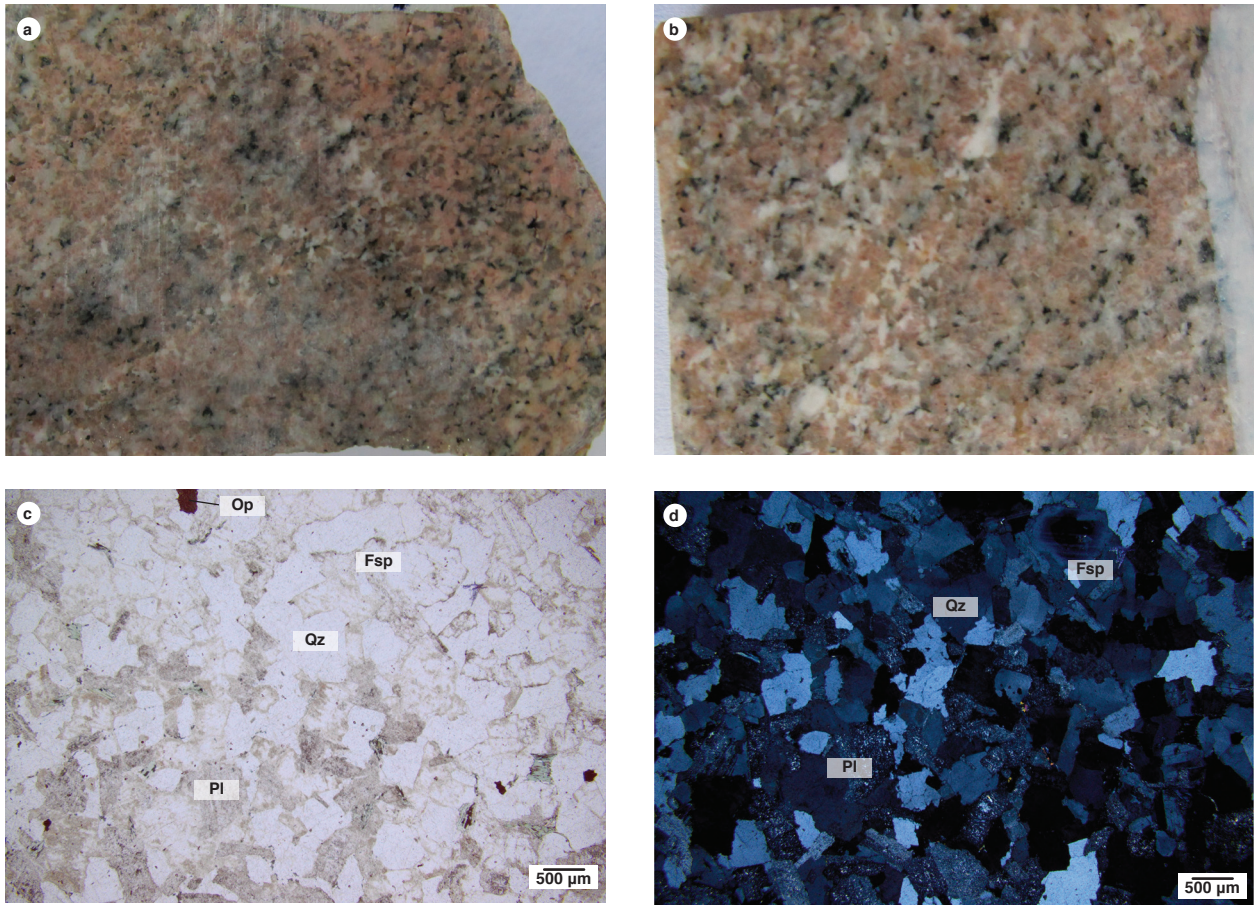


Figura 5. Aspecto macroscópico y microscópico de dique de monzogranito (IGM 900684)
a y b) Aspecto macroscópico. c y d) Aspecto microscópico. c) Nicoles paralelos. d) Nicoles cruzados. Textura hipidiomórfica granular, Cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), feldespato alcalino (Fsp) y opacos (Opq).

interferencia gris claro de primer orden y extinción ondulatoria. Forma aglomeraciones de cristales. Los cristales tienen inclusiones de opacos y feldespatos. También se encuentra en la matriz de la cuarzo latita.

La biotita se presenta como láminas euhedrales a subhedrales de tamaño entre 0,1 mm y 0,3 mm de color verde a pardo. Se altera a lo largo del clivaje y bordes de las láminas a clorita con formación residual de esfena-magnetita y también epidota. Algunos cristales solo conservan la textura esqueletal, con inclusiones de apatito, opacos y allanita.

La hornblenda, en cristales subidiomórficos de color verde, con pleocroísmo a verde parduzco, birrefringencia amarillo de segundo orden, parcialmente alterada a clorita. En la cuarzolatita se encuentra en la matriz y como fenocristales.

Los opacos se encuentran como cristales anhedrales a euhedrales diseminados, con bordes irregulares. Localmente se presentan agrupados junto a circón, con tamaño desde 0,01 mm hasta 0,3 mm.

El circón se presenta en cristales finos de 0,02 mm, euhedrales a subhedrales, de relieve alto (n > b) y birrefringencia del segundo orden, extinción paralela. Se encuentra generalmente incluido en cristales de plagioclasa.

La titanita forma cristales anhedrales a subhedrales de color pardo con pleocroísmo, color de interferencia rojo del tercer orden, como inclusiones en plagioclasa, feldespato y biotita. También como mineral residual producto de alteración. La titanita primaria aparece intersticial entre cristales de cuarzo y feldespatos.

El apatito se presenta como microcristales euhedrales tabulares largos y transversales hexagonales, de relieve alto, incoloros, como inclusiones en el cuarzo y feldespato. La allanita como cristales anhedrales a subhedrales, de color pardo con pleocroísmo marcado, relieve alto, generalmente asociado a opacos y biotita.

Los minerales de alteración de plagioclasa son principalmente saussurita en agregados de grano muy fino de color pardo por alteración de la plagioclasa y epidota en agregados granulares anhedrales de alto relieve, incoloro a verde amarillo, con colores de interferencia amarillo-rojo de segundo orden.

4.3. Diques de microdioritas y andesitas

Predominan las andesitas con textura microporfídica (muestras IGM 900753, 900668, 900756, 900677). Están conformadas por plagioclasa y una matriz microcristalina de plagioclasa, cuarzo, hornblenda y esporádicamente biotita (tabla 3).

Los diques intruyen los monzogranitos, granodioritas, charnoquitas y dioritas que forman el cuerpo principal de la Cuarzomonzodiorita de Páez. Macroscópicamente son de color gris a gris verdoso, de grano fino, con texturas porfídicas (figura 6), con fenocristales de plagioclasa y hornblenda (33-66%) flotantes en una matriz microcristalina (34-67%).

Están constituidas por fenocristales euhedrales de plagioclasa, hornblenda, biotita y clinopiroxeno. La matriz es holocristalina microgranular, conformada por plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita, opacos diseminados y trazas de circón con halos pleocroicos, con inclusiones de rutilo y apatito. El tamaño de los cristales en la matriz varía de 0,05 a 0,1 mm (figura 6d).

La plagioclasa (26-66%) es andesina (An_{38}) en cristales tabulares subhedrales, incoloros, levemente alterados a saussurita y sericita, con color de interferencia gris del primer orden, maclada según albita y periclina, con zonaciones de tipo normal y microinclusiones de biotita. Forma texturas glomeroporfídicas. Los bordes de los fenocristales muestran texturas de reacción con la matriz. Los microcristales tienen tamaño de 0,2 mm a 0,5 mm, y los microfenocristales, tamaños mayores a 0,5 mm. La

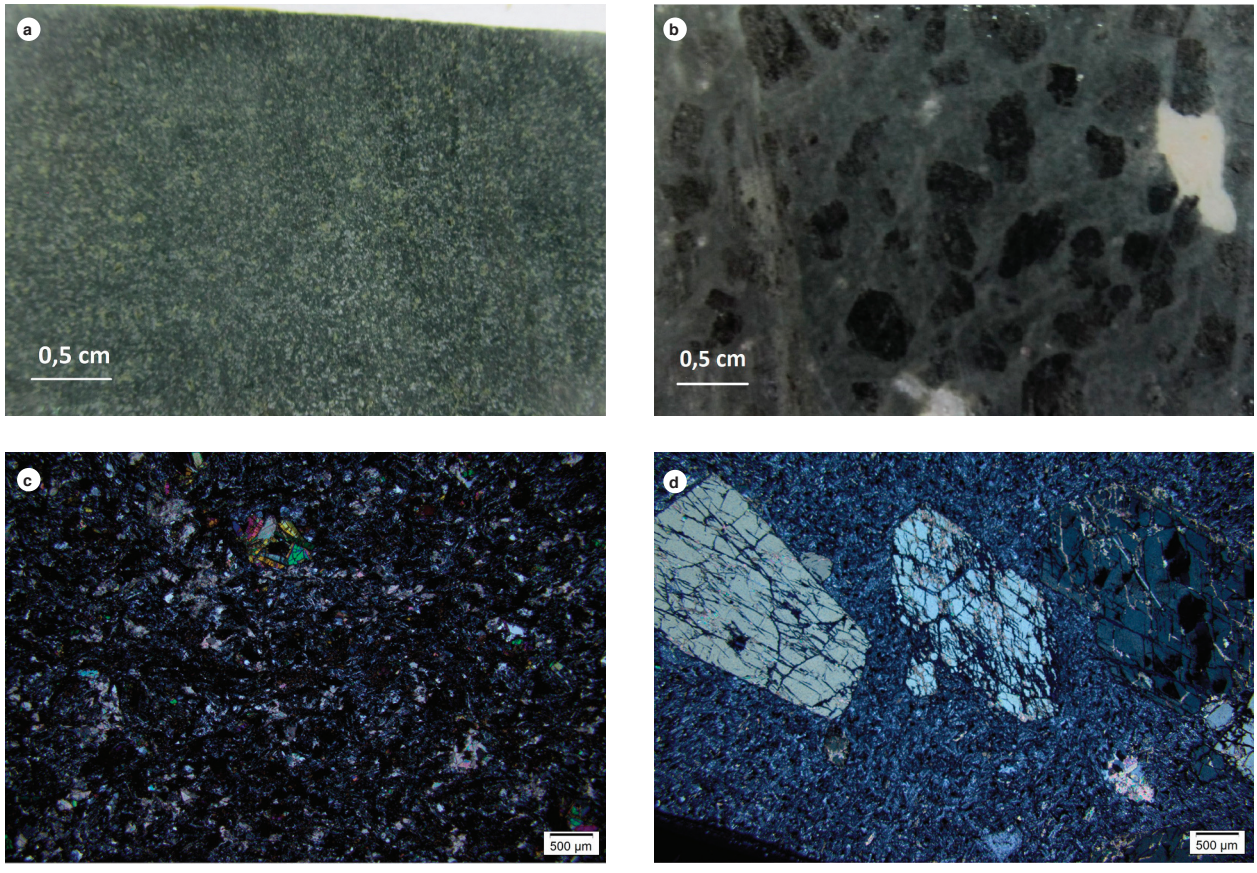


Figura 6. Diques de andesita
a) IGM 900756 y b) IGM 900677. Aspecto macroscópico. c) IGM 900756 Nicoles cruzados. Roca con alteración propilítica, presencia de epidota, clorita, enmascarando los cristales de plagioclasa. d) IGM 900677. Nicoles cruzados. Textura microporfídica, constituida por matriz de microlitos de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qz), fenocristales de hornblenda (Hbl) alterados a clorita y calcita. Opacos diseminados en la matriz.

alteración a saussurita en la mayoría de las muestras enmascara los colores de interferencia y el maclado, lo cual dificulta la determinación de su composición.

El cuarzo (2-6%) se presenta principalmente en la matriz como microcristales incoloros limpios, anhedrales, con color de interferencia gris a blanco de primer orden y extinción recta.

La hornblenda (4-25%) se observa en agregados de cristales de 0,1 mm, de color verde pálido, con pleocroísmo a verde oliva, relieve moderado y extinción de 15°, color de interferencia amarillo de segundo orden. Se encuentra asociada con biotita y piroxeno.

Los opacos se encuentran en la matriz como cristales subidiomórficos isotrópicos de tamaño <0,05 mm, y como inclusiones en hornblenda y biotita.

Los principales minerales de alteración son epidota y clorita. La epidota se presenta como agregados de cristales anhedrales, incolora a verde pálido con pleocroísmo verde amarillo, color de interferencia amarillo del segundo orden. La clorita está como láminas finas de color verde manzana con birrefringencia anómala.

5. Geoquímica

La caracterización litogeoquímica de la Cuarzomonzodiorita de Páez se efectuó a partir de trece análisis de rocas granitoides de las diferentes litologías del cuerpo principal, cinco muestras de charnoquitas (tabla 4) y de ocho muestras de diques (tabla 5). Estas últimas se complementaron con el análisis petrográfico de dichas muestras correspondiente a rocas hipoabisales de composición intermedia-básica y cuatro análisis de diques de composición ácida. Para la elaboración de diagramas se recalcularon los óxidos mayores, teniendo en cuenta los valores de LOI (perdidas por ignición).

5.1. Óxidos mayores

Los valores de SiO_2 en rocas granitoides de la Cuarzomonzodiorita de Páez varían entre 45,59% y 78,11%. Los valores de Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, MnO, P_2O_5 y CaO tienen una relación inversamente proporcional con SiO_2. El TiO_2 varía entre 0,14 y 1,05%. Los contenidos de Al_2O_3 están entre 12,27% y 15,92%. Los valores más bajos de Al_2O_3 (<13%) corresponden a las muestras 900730 (sienogranito) y 900737 (monzogranito). El contenido de Fe_2O_3 está entre 1,06 y 9,74%, y el de FeO, entre 0,61 y 6,94%; el MgO varía entre 0,28 y 9,42%. Las muestras 900683 y 900665 del cuerpo principal, y la muestra 900677, correspondiente a un dique, presentan valores anómalos. El contenido de álcalis ($Na_2O + K_2O$) varía entre 4,17 y 8,22%. La relación K_2O/ Na_2O está entre 0,61 y 1,25.

En los diques que intruyen los granitoides de la Cuarzomonzodiorita de Páez se observa que los valores de SiO_2 se diferencian drásticamente entre los diques de composición ácida (58,25-77,52%) y los de composición intermedia-básica (45,1-52,38%). La relación de los otros óxidos con respecto a SiO_2 es similar a los valores presentados para el cuerpo principal.

Los valores de Al_2O_3 para diques básicos varía entre 15,67% y 16,94%; en los diques aplíticos varía entre 12,49% (monzogranito) y 16,75% (cuarzo latita). Los contenidos de Fe_2O_3, MgO, CaO, TiO_2, MnO y P_2O_5 son mayores en los diques intermedios que en los ácidos graníticos. Los valores de Na_2O son afines en todas las muestras de diques 2,85% y 3,98%, mientras el K_2O presenta valores entre 0,18% y 5,53%, con mayor contenido en los diques básicos e intermedios. La muestra 900756 (andesita propilitizada) presenta un valor por debajo de las demás; igualmente, es la de menor contenido de sílice. Los valores de álcalis ($Na_2O + K_2O$) para diques son de 3,33% (900756) a 8,4% (900731).

Tabla 4. Composición de óxidos mayores en rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	MnO	FeO	LOI	Clasificación petrográfica
900658	53,91	0,96	17,42	8,51	4,65	8,00	3,22	1,16	0,27	1,45	5,55	1,57	Cuarzodiorita
900664	65,13	0,53	16,34	4,56	1,81	4,48	3,92	2,36	0,23	0,84	2,47	0,36	Cuarzomonzodiorita
900665	53,00	0,673	15,43	8,29	6,84	9,27	2,33	2,01	0,18	1,41	4,85	1,65	Monzodiorita
900667	65,86	0,71	14,94	4,08	1,28	3,27	3,56	5,15	0,24	0,82	2,5	0,62	Cuarzosienita
900673	74,05	0,21	13,95	1,66	0,4	1,84	3,5	3,88	0,07	0,57	0,96	0,3	Granodiorita
900678	48,52	0,89	16,71	10,74	7,99	10,25	1,7	0,63	0,12	1,72	7,29	2,15	Gabro uralitizado
900679	57,82	0,65	14,81	7,99	5,31	7,84	2,65	1,7	0,23	1,38	5,23	0,72	Gabro norita
900681	54,44	0,69	12,73	7,86	9,75	7,46	2,44	2,33	0,29	1,23	5,38	1,55	Cuarzodiorita
900683	49,83	0,73	16,22	8,12	9,22	7,75	2,50	1,57	0,22	1,22	4,93	3,48	Diorita
900725	67,99	0,52	15,27	3,47	1,96	3,13	3,92	2,44	0,13	0,77	1,97	0,99	Granodiorita
900730	75,08	0,24	13	1,49	0,28	0,9	3,88	4,4	0,05	0,68	0,61	0,5	Sienogranito
900737	77,77	0,14	12,22	1,06	< 0,10	0,36	3,57	4,44	0,02	0,39	0,13	0,41	Monzogranito
900738	47,61	1,1	17,96	10,17	5,63	9,3	2,71	1,9	0,23	2,33	5,49	2,96	Cuarzodiorita hornbléndica
900722	60,28	0,92	16,53	6,42	3,02	5,65	3,43	2,94	0,24	0,01	3,81	0,27	Charnoquita-opdalita
900726	59,23	0,93	16,52	6,78	3,11	6,04	3,19	3,52	0,27	0,02	4,36	0,11	Charnoquita-mangerita
900728	56,43	0,99	16,6	7,99	4,13	7,46	3,12	2,69	0,28	0,02	5,16	< 0,10	Charnoquita-jotunita
900755	52,36	1,04	15,76	13,1	4,52	9,38	2,56	0,23	0,14	0,03	7,24	0,59	Charnoquita enderbita
900761	54,69	1,02	17,04	9,84	4,16	7,2	3	0,98	0,41	0,02	5,17	1,34	Granofels

Tabla 5. Resultados analíticos de óxidos mayores (% wt) en diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	MnO	FeO	LOI	Clasificación petrográfica
900666*	59,31	0,89	16,75	6,39	2,37	5,85	3,26	3,29	0,36	1	2,33	1,21	Cuarzo latita
900668	52,38	0,95	16,19	8,4	5,71	6,41	4,19	1,02	0,33	1,50	4,18	4	Andesita
900677	49,56	1,02	15,67	8,97	7,23	7,90	3,11	1	0,21	1,40	5,51	4,8	Andesita hornbléndica
900684*	74,16	0,19	13,62	1,42	0,43	1,54	3,09	4,63	0,04	0,20	0,68	0,66	Monzogranito
900727*	77,52	0,1	12,49	1,09	< 0,10	1,24	3,38	3,88	< 0,02	0,16	0,29	0,21	Monzogranito
900731*	77,05	0,13	12,48	0,89	< 0,10	0,56	2,85	5,53	< 0,02	0,16	0,26	0,37	Sienogranito
900753	48	2,29	16,94	11,35	5,63	5,85	3,98	1,46	0,64	2,71	5,85	3,36	Propilita de microdiorita
900756	47,21	2,37	15,8	13,54	6,38	5,91	3,31	0,18	0,27	2	7,78	4,46	Andesita propilitizada

* Diques ácidos

En el diagrama K_2O Vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976; figura 7) se graficaron las muestras correspondientes a granitos, diques y charnoquitas, excepto las muestras con alto LOI > % 4 y/o muestras con alteración hidrotermal (900756, 900677, 900668).

La mayoría de las muestras caen en los campos de las series calcoalcalinas y de series calcoalcalinas altas en K, exceptuando la muestra 900667 que por su contenido anómalo de K_2O = 5,15% (cuarzosienita), se grafica en el campo de las rocas shoshoníticas (figura 7), en concordancia con el alto contenido de feldespato de la roca. La muestra 900755 (enderbita), con SiO_2 = 52,36% y K_2O = 0,23%, se ubica en el campo de la serie toleítica (figura 7).

En la figura 7 también se observa que las rocas de este plutón se agrupan en tres poblaciones, de acuerdo al contenido de SiO_2: una población básica entre 47% y 52%, otra intermedia, entre 55% y 65%, y una ácida, entre 74% y 78%. Esta separación puede corresponder a pulsos diferentes en composición y edad o a un muestreo insuficiente.

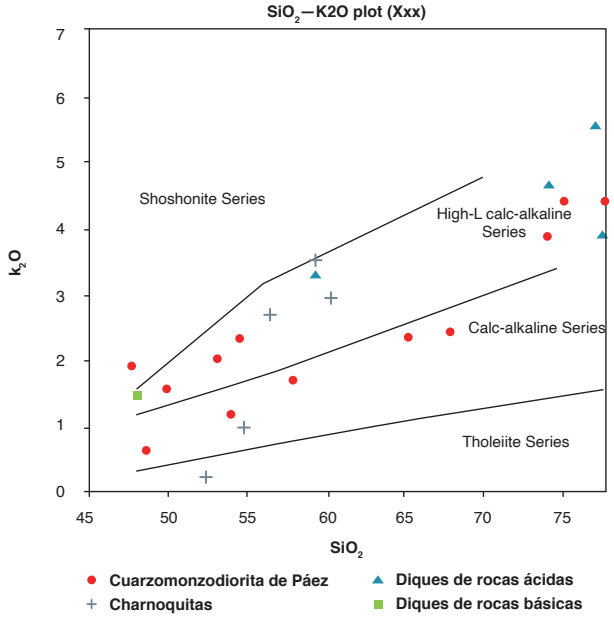


Figura 7. Diagrama K_2O Vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) de rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez y diques ácidos e intermedios-básicos que la intruyen

Las muestras de diques ácidos y básicos graficados en la figura 7 pertenecen a la serie calcoalcalina alta en K. En el gráfico de la figura 7 claramente se diferencian tres grupos de diques: aquellos con contenidos de SiO_2 inferior a 52% (una muestra que corresponden a diques básicos), una muestra de roca intermedia y el tercer grupo de tres muestras presenta contenidos de SiO_2 entre 63% y 77% que corresponden a diques ácidos.

En los diagramas de Frost *et al.* (2011) de la figura 8, las rocas charnoquíticas se ubican en el campo de las rocas magnesianas con contenidos de MgO entre 3,02 y 4,52 (% wt) (figura 8a), y en rocas calco alcalinas y cálcicas (figura 8b), con contenido de CaO entre 5,65 y 9,38 (% wt).

En el diagrama TAS de Middlemost (1985) (figura 9), las rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez y los diques plutónicos que se localizan en facies ácidas están en el campo de los granitos y granodioritas, lo que concuerda con los resultados petrográficos, exceptuando las muestras 900683 y 900738 que, por su contenido de SiO_2 inferior a 49%, se ubican en el campo de los gabros. Estas rocas son subalcalinas, exceptuando la 900738, que se localiza en el campo de las rocas básicas alcalinas. Tres muestras de las rocas charnoquíticas se ubican en el campo de la cuarzomonzodiorita, y dos muestras presentan menores contenidos de SiO_2 y de álcalis.

Para analizar los diques de rocas hipoabisales se utilizó el diagrama TAS de Middlemost (1994) para rocas volcánicas (figura 10). Estos diques están dispuestos en los campos de traquiandesitas (900666), andesitas basálticas y basaltos (figura 9), mayoritariamente en las series subalcalinas.

En el diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943), estas rocas se grafican en los campos metaluminoso y peraluminoso (figura 11a), lo que sugiere una

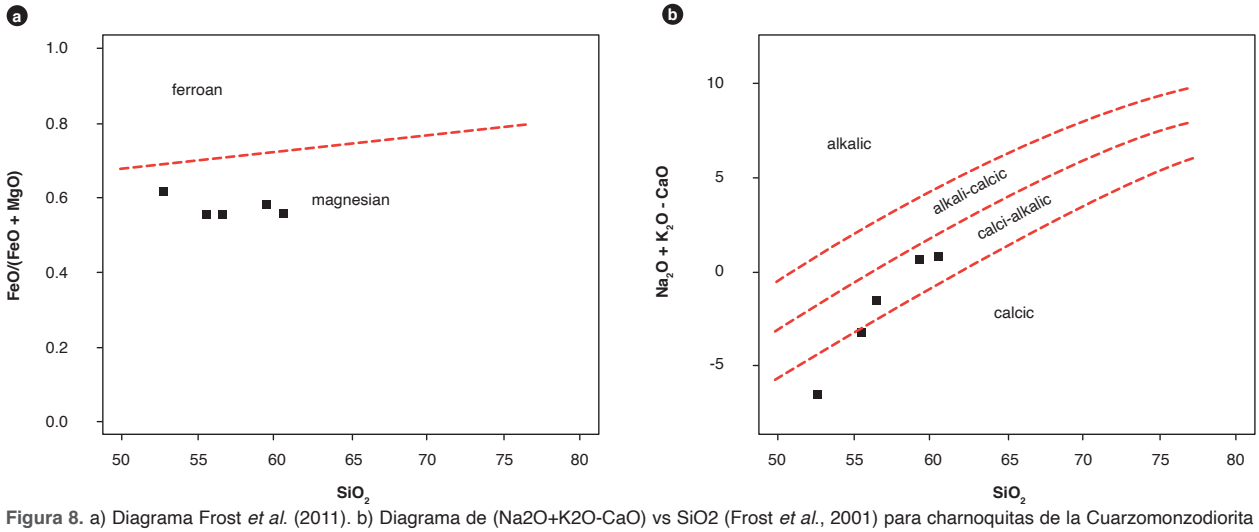


Figura 8. a) Diagrama Frost *et al.* (2011). b) Diagrama de (Na2O+K2O-CaO) vs SiO2 (Frost *et al.*, 2001) para charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

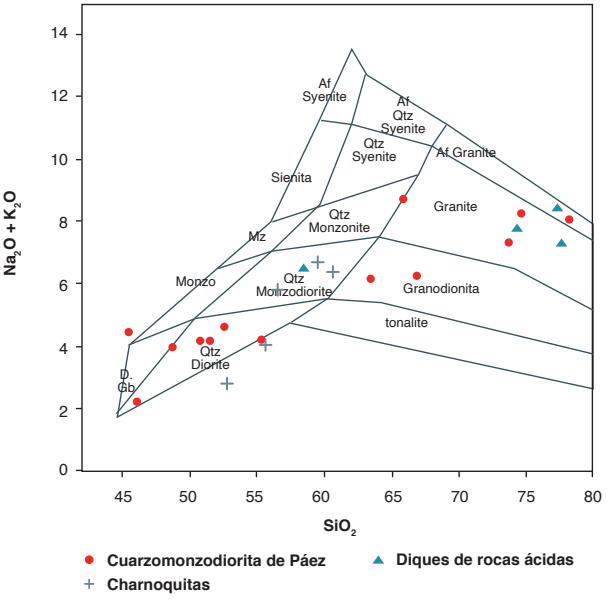


Figura 9. Diagrama de Middlemost (1985) correspondiente a rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

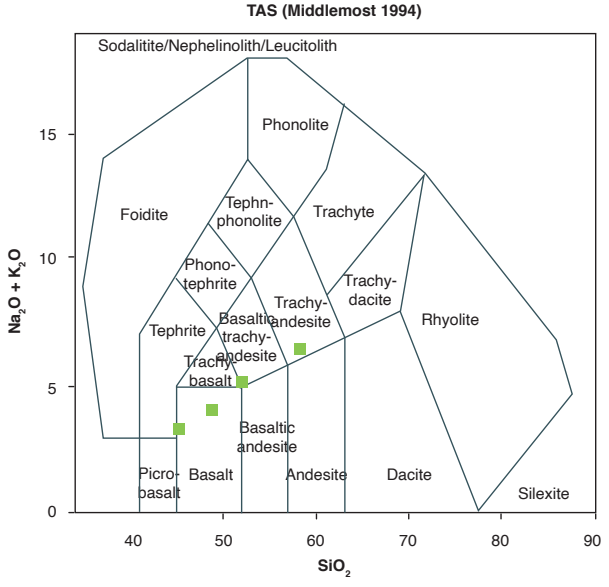


Figura 10. Diagrama TAS (Middlemost, 1994) correspondiente a rocas de diques de vulcanitas que atraviesan el monzogranito de Páez

posible contaminación del magma con rocas de caja o fusión de corteza continental. Las muestras peraluminosas (900725, 900730, 900737, 900770 y 900806) corresponden específicamente a rocas con los valores más altos de SiO_2 (>65%). Las charnoquitas se ubican en el campo de las rocas metaluminosas.

Los resultados presentados de análisis químicos de elementos mayores correspondientes a veinte muestras de diferentes litologías del batolito de Ibagué (Leal, 2011) tienen un contenido de SiO_2 entre 49 y 71 % y muestran tendencia calcoalcalina. La mayoría de las muestras presenta una clara tendencia metaluminosa (figura 11b). En Leal (2011) las muestras de la parte sur tienen una mayor coincidencia con la Cuarzomonzodiorita de Páez colectadas en este proyecto, agrupadas en rocas metaluminosas y límite inferior de las rocas peraluminosas.

Los diques intermedios-básicos de microdioritas, cuarzo latita y andesitas (figura 11a) hacen parte del campo metaluminoso, mientras que los diques ácidos son principalmente peraluminosos; es de notar que estos diques presentan valores altos de SiO_2, entre 74,1 % y

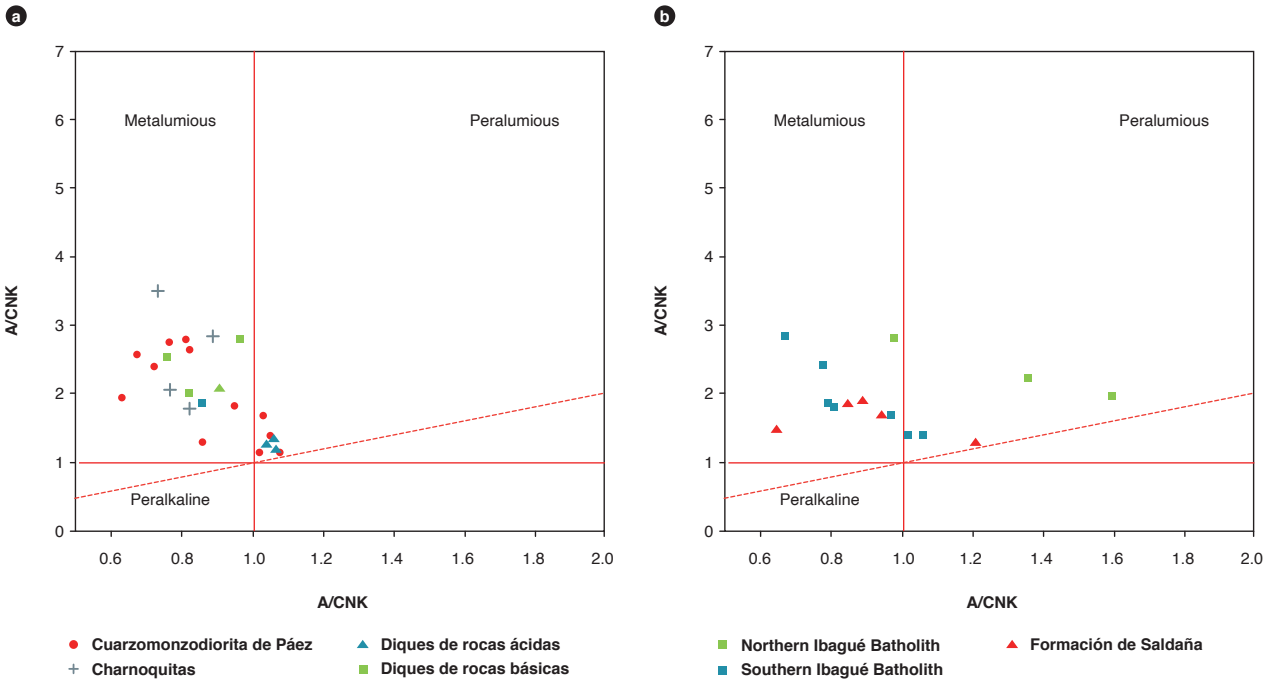


Figura 11. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943)
a) Rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez y diques. b) Muestras del batolito de Ibagué Sur. Fuente: autores y Leal (2011).

77,5%; solamente la muestra 900666 se ubica en el campo de las metaluminosas.

5.2. Elementos trazas y tierras raras

De los resultados de los análisis de elementos traza y tierras raras correspondientes a trece rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez, cinco, correspondientes a muestras de charnoquitas, son presentados en la tabla 6, y los de las ocho muestras de diques que atraviesan el plutón son expuestos en la tabla 7.

El diagrama de elementos de las tierras raras (REE) normalizado al condrito según Nakamura (1974) muestra concentraciones de elementos traza y tierras raras con valores inferiores o ligeramente superiores a 100 veces el valor del condrito, con enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) en las rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez (figura 12) y empobreciendo progresivo hacia las tierras raras pesadas (HREE), con una pendiente negativa. La relación $(La/Yb)_n$ varía entre 0,04 y 9,96, con los valores menores en las rocas más básicas y razones (Sm/Yb) entre 1,3 y 3,02. Los procesos de fusión parcial y de cristalización fraccionada en las rocas plutónicas producen un enriquecimiento relativo en las tierras raras livianas (LREE).

Las muestras presentan una tendencia paralela entre ellas; sin embargo, la muestra 900737 (monzogranito) presenta valores menores en tierras raras pesadas y livianas. Las muestras 900737 y 900730 tienen anomalía negativa para Eu ($Eu/Eu^*<1$), que puede estar relacionada a cristalización fraccionada de plagioclasa empobreciendo las fases intrusivas finales en Eu. La mayoría de las muestras presentan anomalías positivas con valores de $Eu/Eu^*>1$.

Las muestras 900722, 900726 (charnoquitas) y 900661 (granofelsa) también presentan anomalías positivas de Eu, con valores de Eu>2 ($Eu/Eu^*>1$). La relación $(La/Yb)_n$ tiene una marcada diferencia entre las rocas ácidas (<0,1) e intermedias (>5). La tendencia mostrada por estas rocas corresponde a rocas generadas en ambientes de arco. La muestra 900755 es la que presenta menores valores de tierras raras livianas (LREE) y una anomalía positiva para Eu; entre las charnoquitas, esta muestra es la que presenta menor contenido de SiO_2. Las muestras anteriormente descritas presentan un patrón paralelo y relativamente plano de las tierras raras pesadas (HREE).

En los diagramas de elementos de las tierras raras (REE) normalizado a condrito según los valores de Naka-

Tabla 6. Resultados de elementos traza y tierras raras correspondientes rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	Li	Be	Sc	Ni	Rb	Sr	Y	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
900658	6,357	0,8	23,26	29,77	37,972	799,58	15,342	1,395	563,346	16,2	32,99	4,5	20,1	4,423	1,87
900664	12,17	1,6	11,87	12,99	73,673	744,54	13,668	3,517	1195,39	21,8	45,47	5,31	19,51	4,078	1,98
900665	3,201	1,1	44,97	50,51	64,157	602,83	19,247	0,687	486,161	17,7	38,9	4,71	18,47	4,3	1,58
900667	5,069	2,98	14,87	8,21	151,334	391,69	35,978	2,428	1520,83	45,7	92,1	11,39	42,47	9,007	2,80
900673	24,069	2,091	3,10	3,33	123,345	336,81	9,387	1,888	1310,42	26,9	49,1	5,08	16,15	2,848	1,61
900678	13,11	0,531	43,25	51,74	28,223	671,97	10,873	0,911	222,87	5,6	11,67	1,59	7,345	2,048	1,19
900679	13,158	1,282	33,62	38,98	48,754	499,51	20,396	1,321	524,54	16,99	36,66	4,52	17,1	4,353	1,59
900681	9,729	1,396	32,35	223,98	121,92	488,92	20,058	3,267	728,29	21,29	48,13	6,12	23,89	5,438	1,99
900683	14,07	0,8	28,79	190,1	47,114	612,82	13,714	0,704	637,07	13,1	27,08	3,75	15,92	3,739	1,72
900725	13,25	1,3	9,665	16,73	53,237	371,48	83,478	1,341	538,23	18,5	36,08	4,48	16,59	3,165	1,22
900730	5,672	2	5,954	5,374	142,33	110,26	34,822	1,218	479,75	30,4	61,39	7,93	30,99	6,389	1,24
900737	3,95	4,3	2,462	5,714	147,12	26,561	94,259	1,936	226,646	29,1	54,1	5,52	17,47	3,137	0,28
900738	14,25	0,7	48,39	30,54	63,425	488,3	21,447	0,914	521,187	13,4	32,08	4,32	19,36	4,931	1,79
900722	16,96	1,37	19,78	18,61	160,08	492,76	21,43	8,97	679,14	25,92	54,85	7,02	29,79	5,52	1,71
900726	13,40	1,34	20,41	21,30	154,04	485,08	26,38	5,21	707,16	32,36	62,80	8,22	33,22	6,61	2,02
900728	12,80	1,34	29,60	22,25	105,99	530,13	26,80	3,54	656,91	26,37	54,37	7,14	28,22	6,15	2,15
900755	4,16	0,76	68,66	13,34	5,46	268,95	17,53	0,42	142,83	6,93	13,77	2,04	10,25	2,71	1,34
900761	27,51	1,22	24,36	17,56	30,13	640,26	17,85	2,15	446,09	16,65	35,33	4,94	22,15	4,46	1,77

IGM	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Th	U	Nb	Zr	Eu/Eu*	La/Ybn	Sm/Yb
900658	3,53	0,647	3,27	0,65	1,919	0,243	1,63	0,245	5,283	3,0456	0,79	2,5	< 130	1,46	0,05	2,71
900664	3,03	0,555	2,65	0,52	1,547	0,203	1,4	0,212	10,84	5,6318	1,14	4,4	< 130	1,73	7,22	2,91
900665	3,34	0,653	3,44	0,71	2,103	0,287	1,95	0,298	8,762	5,4292	1,34	3,3	< 130	1,28	4,07	2,21
900667	6,83	1,333	6,58	1,36	4,129	0,56	3,77	0,582	13,68	17,096	3,21	12,7	207,28	1,38	4,18	2,39
900673	2,27	0,35	1,54	0,29	0,942	0,129	0,95	0,16	15,37	15,107	1,486	6,4	< 130	1,95	0,09	3,00
900678	1,68	0,37	2,02	0,43	1,216	0,164	1,13	0,17	<2	0,207	0,055	< 2	< 130	1,97	0,04	1,81
900679	3,43	0,69	3,57	0,73	2,183	0,295	1,98	0,299	7,06	5,212	1,439	3,6	< 130	1,27	4,51	2,20
900681	4,23	0,77	3,67	0,71	2,10	0,27	1,85	0,28	3,98	6,003	0,673	5,5	< 130	1,26	3,31	2,94
900683	2,8	0,529	2,6	0,51	1,455	0,187	1,24	0,187	4,612	1,003	0,26	1,9	< 130	1,63	6,21	3,02
900725	3,01	0,449	2,33	0,45	1,39	0,188	1,26	0,194	4,406	6,0563	1,87	7,5	140,7	1,21	0,07	2,51
900730	6,4	1,044	5,94	1,22	3,779	0,542	3,55	0,527	17,84	12,352	2,73	11,4	170,3	0,60	4,68	1,80
900737	3,19	0,445	2,33	0,48	1,587	0,243	1,71	0,264	10,76	23,195	3,4	17,8	< 130	0,27	9,96	1,83
900738	4,76	0,785	4,19	0,86	2,55	0,34	2,2	0,33	5,275	3,5407	0,61	2,3	< 130	1,14	0,06	2,24
900722	5,36	0,78	4,02	0,80	2,40	0,32	2,14	0,32	11,05	27,92	3,21	7,40	< 130	0,97	0,07	2,58
900726	6,23	0,96	4,89	0,98	2,98	0,41	2,65	0,42	13,38	15,48	3,71	8,70	318,3	0,97	0,04	2,49
900728	6,03	0,93	4,98	0,98	3,03	0,41	2,74	0,42	11,42	9,80	2,77	5,60	115,5	1,09	5,47	2,24
900755	2,98	0,59	3,55	0,75	2,21	0,32	2,09	0,33	3,25	0,67	0,19	1,99	< 130	1,45	5,37	1,30
900761	4,44	0,70	3,66	0,73	2,12	0,29	1,86	0,28	6,27	1,72	0,58	3,80	< 130	1,22	0,05	2,40

Tabla 7. Resultados de elementos traza y tierras raras correspondientes a diques que atraviesan la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	Li	Be	Sc	Ni	Rb	Sr	Y	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
900666	5,471	2,1	19,88	15,56	101,42	579,25	27,104	1,313	1189,91	35,9	72,82	8,91	34,68	7,426
900668	34,58	1,741	25,31	99,88	23,6	952,8	18,88	0,317	501,8	16,4	37,55	5,26	23,27	5,491
900677	23,75	1	44,56	70,7	27	613,86	17,814	1,574	1291,13	13,5	27,67	3,98	17,91	4,424
900684	2,584	1,6	3,114	3,193	127	460,54	10,496	1,093	1859,76	26	45,49	4,69	15,08	2,454
900727	3,513	2	2,674	1,785	128,92	98,621	18,551	2,392	300,058	25	45,49	5,86	21,57	3,921
900731	1,525	2,5	2,393	2,834	215,74	57,703	17,731	2,818	326,817	67,3	93,32	12,5	37,22	5,253
900753	28,97	1,9	28,52	24,94	29,744	774,56	24,886	0,431	569,414	48,7	104,2	14,3	59,95	10,58
900756	17,86	0,7	60,15	23,94	3,3035	466,15	43,724	0,109	755,57	7,98	18,15	3,08	15,74	4,797

IGM	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Th	U	Nb	Zr	Eu/Eu*	La/Ybn	Sm/Yb
900666	2,5	5,71	1,061	5,25	1,03	3,05	0,4	2,65	0,387	10,54	10,675	2,19	8,5	199,9	1,18	0,05	2,71
900668	2,173	4,11	0,775	3,895	0,748	2,129	0,275	1,808	0,262	13,68	1,199	0,534	3,0		1,73	7,22	2,91
900677	2,43	3,44	0,675	3,49	0,68	1,946	0,255	1,69	0,25	7,296	1,4749	0,46	2,6		1,28	4,07	2,21
900684	2,32	2,17	0,343	1,57	0,32	1,025	0,144	1,04	0,17	9,428	7,2685	1,26	6,1		3,09	4,18	2,39
900727	0,62	3,72	0,581	3,1	0,62	2,056	0,303	2,11	0,333	12,79	17,846	4,22	7,6		0,5	0,09	3,00
900731	0,84	5,28	0,615	2,85	0,55	1,946	0,295	2,26	0,388	11,13	36,635	7,15	14		0,48	0,04	1,81
900753	3,27	9,66	1,327	5,94	1,08	2,925	0,341	2	0,273	8,208	6,4469	1,52	26,5	192,5	1,27	4,51	2,20
900756	2,45	5,37	1,079	6,34	1,32	3,732	0,507	3,14	0,431	2,977	0,9109	0,44	3,4		1,26	3,31	2,94

mura (1974) (figura 13), correspondientes a las ocho rocas de dique, se observa que los diques de composición ácida muestran un patrón general con mayor enriquecimiento en elementos incompatibles de las tierras raras livianas (LREE), y que se va empobreciendo levemente hacia las tierras raras pesadas (HREE). La muestra 900684 (monzogranito) presenta anomalía positiva de Eu. Entre los diques, las muestras 900727 y 900731 tienen los mayores contenidos de SiO_2 y presentan anomalías negativas para Eu relacionadas con el fraccionamiento de cristales de plagioclasa. La muestra 900666 está enriquecida en tierras raras pesadas, presenta una pendiente suave inclinada hacia los elementos menos compatibles. La relación $(La/Yb)_n$ para los diques ácidos varía de 7,93 a 19,94, y la razón (Sm/Yb) oscila entre 1,86 y 2,81. La tendencia de las muestras de diques áci-

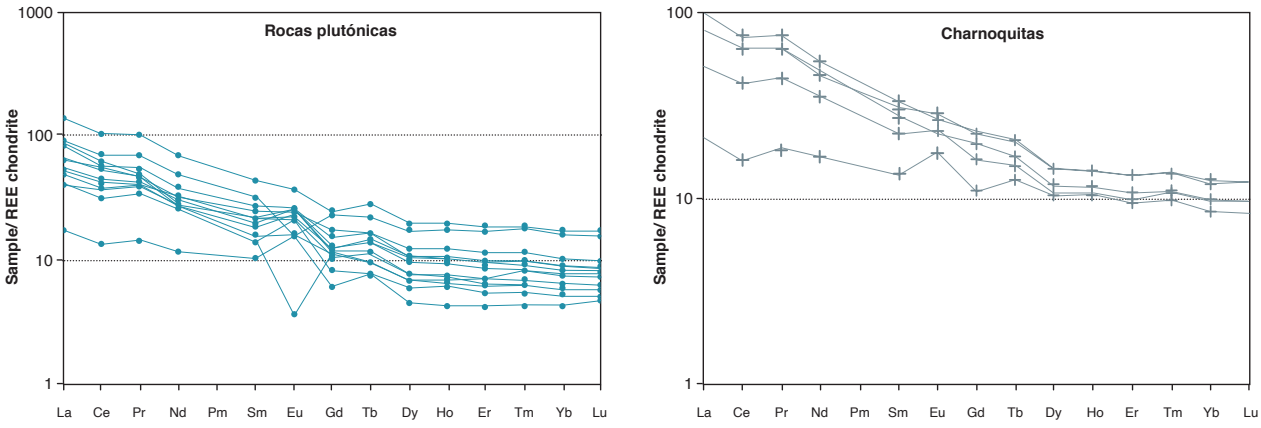


Figura 12. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974), correspondiente a rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

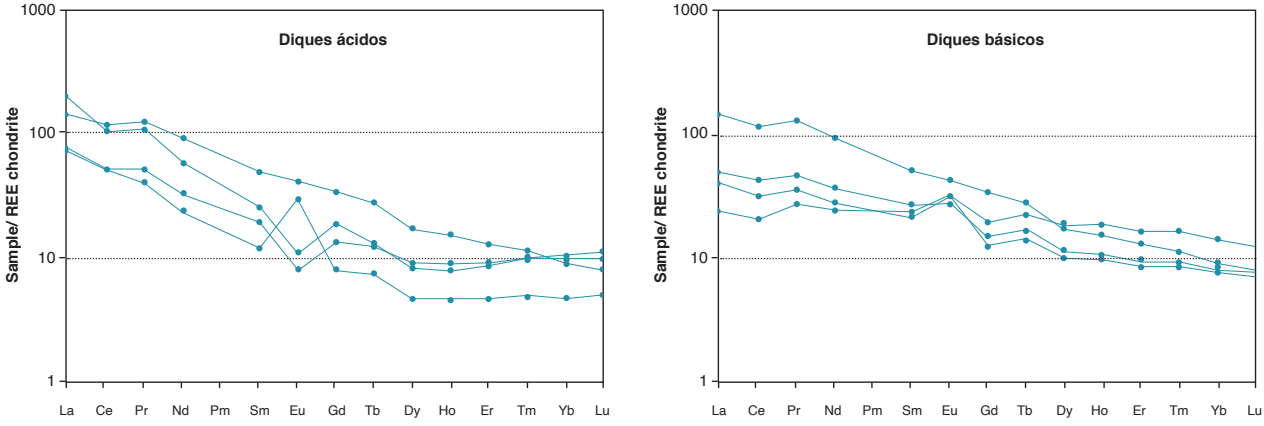


Figura 13. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974) correspondiente a diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez

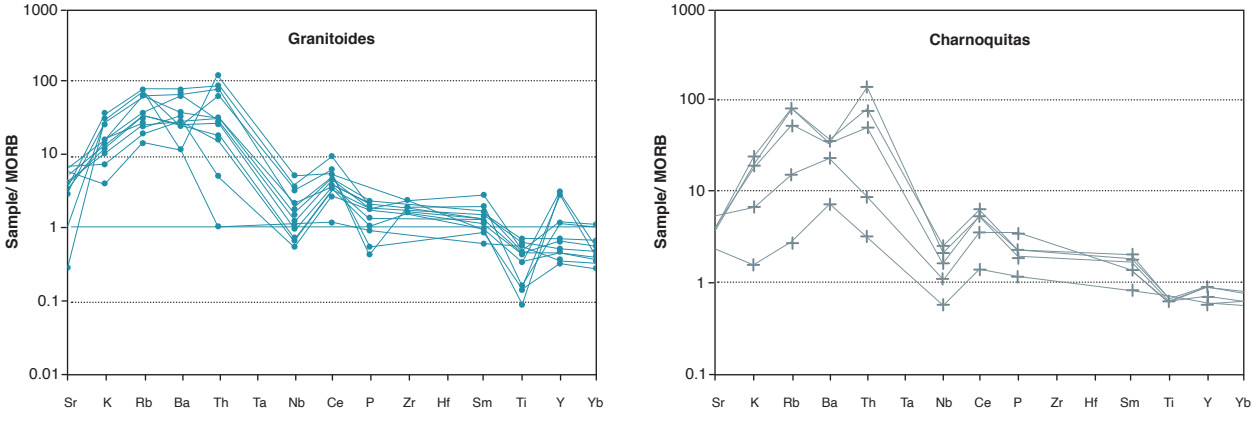


Figura 14. Diagrama multielemental de la Cuarzomonzodiorita de Páez normalizado a MORB (Pearce, 1983)

dos corresponde a rocas generadas en ambientes de subducción por encima de la placa subducida.

Las rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez muestran buena coincidencia entre sí, con empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, P y Ti en los diagramas multielementales normalizados a MORB (figura 14) y N-MORB (figura 15), principalmente en las muestras 900730 y 900737; esto puede

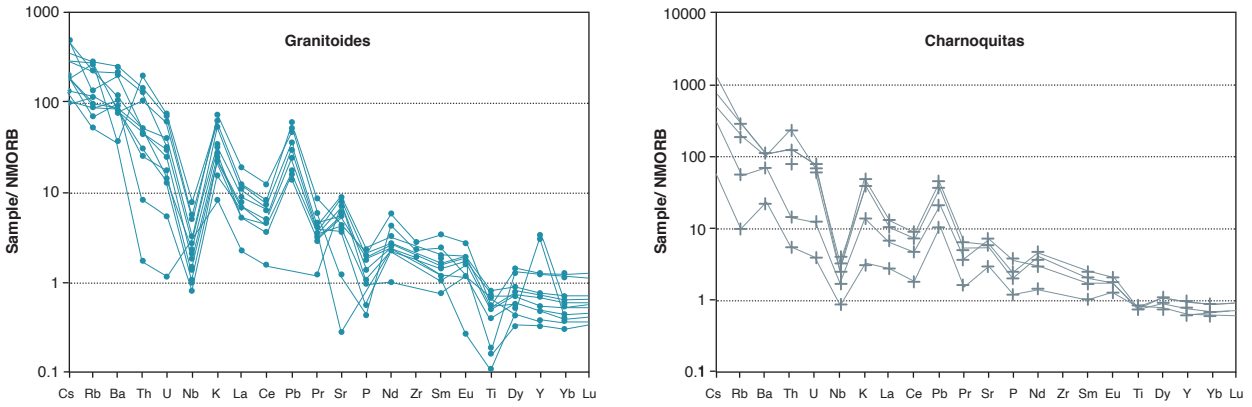


Figura 15. Diagrama multielemental correspondiente a rocas granitoides de la Cuarzomonzodiorita de Páez normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989)

corresponder a separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, y manifiesta una cristalización fraccionada en la cámara magmática (Winter, 2001).

Las anomalías negativas de Nb, Ti y P son características de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción, con empobrecimiento progresivo hacia los elementos pesados (figuras 14 y 15). La anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, con un patrón semiparalelo para todas las muestras, es una señal geoquímica típica de magmas originados en ambientes de subducción. La muestra 900678 (gabro uralitizado) presenta los menores valores de elementos traza en el diagrama de MORB.

Los valores altos de elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) Cs, Ba y Th indican una afinidad con corteza continental (márgenes convergentes), donde hay abundancia de estos elementos incompatibles. Los valores altos de Sr, K, Ba y Rb se presentan por la movilización desde los fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma (figura 15). Las muestras 900737 y 900725 presentan anomalía positiva para Y, con los valores más bajos para Ti.

En los diagramas multielementos normalizados a MORB (Pearce, 1983) correspondientes a los diques que atraviesan la Cuarzomonzodiorita de Páez (figura 16) se observa que los diques correspondientes a rocas ácidas tienen anomalía negativa en Ba, Nb, Sr, P y Ti; el empobrecimiento en P y Ti se relaciona con la sustracción de minerales como el apatito, ilmenita y esfena (Winter, 2001) y anomalía positiva para Th. Los diques de rocas básicas tienen una pronunciada anomalía positiva para Ba, y negativa para Nb; se observa dispersión en Y. La relación (La/Yb)n>1 (1,7-16,25) nos muestra que estos magmas no son cogenéticos.

En el diagrama NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondiente a los diques ácidos se destacan las anomalías negativas de Nb, Sr, P y Ti y anomalías positivas para Th, K, Pb. En los diques básicos se observa dispersión en los elementos trazas Cs, Rb, Nb, La y Ce, con anomalías positivas para Ba, Pb y Sr, y anomalías negativas para Nb, Pr y P (figura 17). La muestra 900756 presenta un comportamiento diferente al del grupo de los diques de composición intermedia-básica, con anomalías negativas para Nb-Rb y anomalía positiva para Ba. La muestra 900753 presenta los mayores valores de elementos traza en este grupo de diques y un trazado más suave, decreciente hacia las tierras raras pesadas.

Las diferencias entre los dos grupos, e incluso entre las muestras de un mismo grupo, indican que no son comagmáticos.

Las tendencias que presentan las dos familias de diques corresponden a rocas generadas en ambientes de subducción (arcos). El empobrecimiento en Ba, Sr, Nb, P, Ti y Eu puede estar indicando procesos de cristalización fraccionada.

Los mayores valores de Cs, Rb, Ba y Th, elementos litófilos de radio iónico grande (LILE), indican una similitud con corteza continental (márgenes convergentes), con anomalías positivas de Rb, Ba, K y Pb. De manera similar se comportan los diques intermedios-básicos en lo relacionado con los elementos de radio iónico grande, excepto la muestra 900677, que presenta los valores menores para K y Rb y un enriquecimiento notorio en Ba.

Para los elementos más inmóviles y de radio iónico pequeño, las disposiciones de ambos grupos de diques se apartan, y muestran menores valores de Pr, Sr, P, Eu y Ti en los diques ácidos, que están empobrecidos con relación al NMORB, y los diques básicos están enrique-

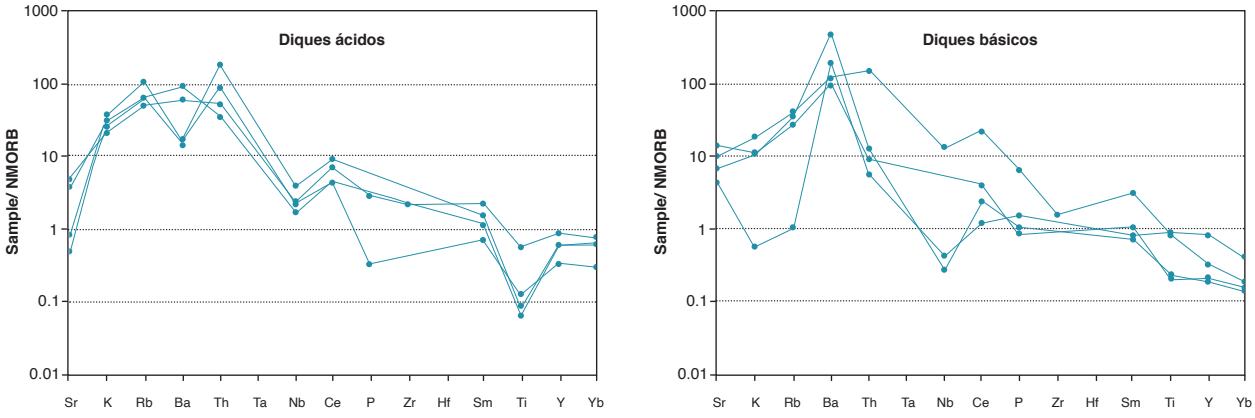


Figura 16. Diagramas multielementales correspondientes a diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez normalizado a MORB (Sun y McDonough, 1989)

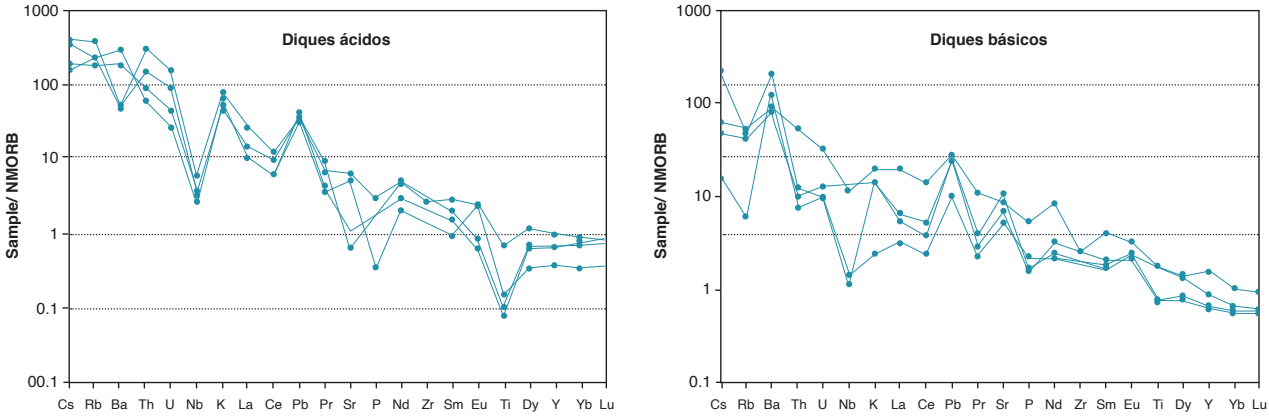


Figura 17. Diagramas multielementales correspondientes a diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez normalizados a NMORB (Pearce, 1983)

cidos con relación al mismo. En el diagrama normalizado a MORB (Pearce, 1983), los diques ácidos exhiben un comportamiento similar, con empobrecimiento en Sr, Nb y Ti (figuras 16 y 17).

En general, las rocas de diques muestran un modelo comparable a los patrones de rocas generadas en arcos continentales, y claramente forman dos grupos con comportamientos geoquímicos diferentes.

5.3. Discriminación de ambiente tectónico y tipo de granitoide

La mayoría de las rocas granitoides, charnoquitas y diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez se ubican en los diagramas de ambiente tectónico de Pearce *et al.* (1984) (figura 18) en el campo de los granitos de arco volcánico. En el diagrama (Rb vs Y+Nb), excepto las muestras 900737 (monzogranito) y 900725 (granodiorita), que grafican en los campos de los granitos intraplaca. En el diagrama (Nb vs Y), la mayoría de las muestras forman parte del campo de los granitos de arco volcánico, incluyendo la muestra 900753 (microdiorita propilitizada) y la muestra 900737. La muestra 900725 se acomoda en el campo de los granitos de dorsal oceánica, posición que no es coherente con el ambiente geotectónico de la Cuarzomonzodiorita de Páez y los diques que la intruyen.

En el diagrama de Batchelor y Bowden (1985), la mayoría de las rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez se ubican en el campo de los granitos de placa precolisión (figura 19a), caracterizados por su geoquímica alcalina. Los diques ácidos están en el campo de rocas sin colisión, y los diques de rocas más básicas, en el campo de poscolisión. En la figura 18 se observa buena coincidencia de la Cuarzomonzodiorita de Páez con el *Southern Ibagué Batholith* (Leal, 2011) (B).

Las rocas y diques en el diagrama de ambiente tectónico de Whalen *et al.,* 1987 (figura 20) muestran

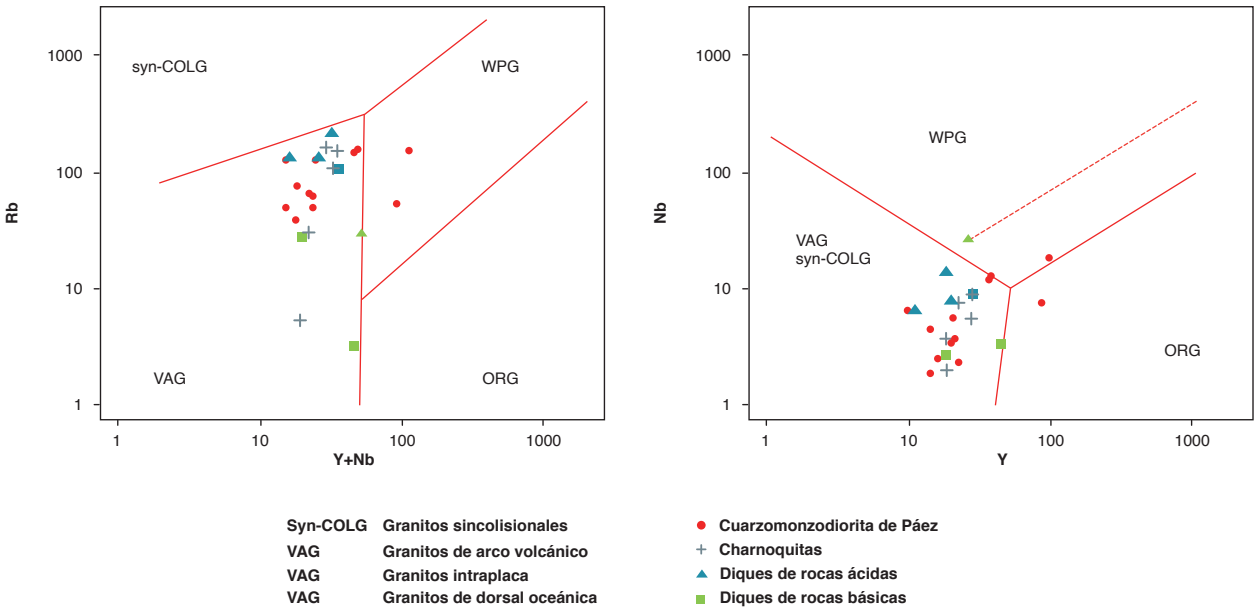


Figura 18. Diagramas ambiente de Pearce *et al.* (1984) para las rocas y diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez

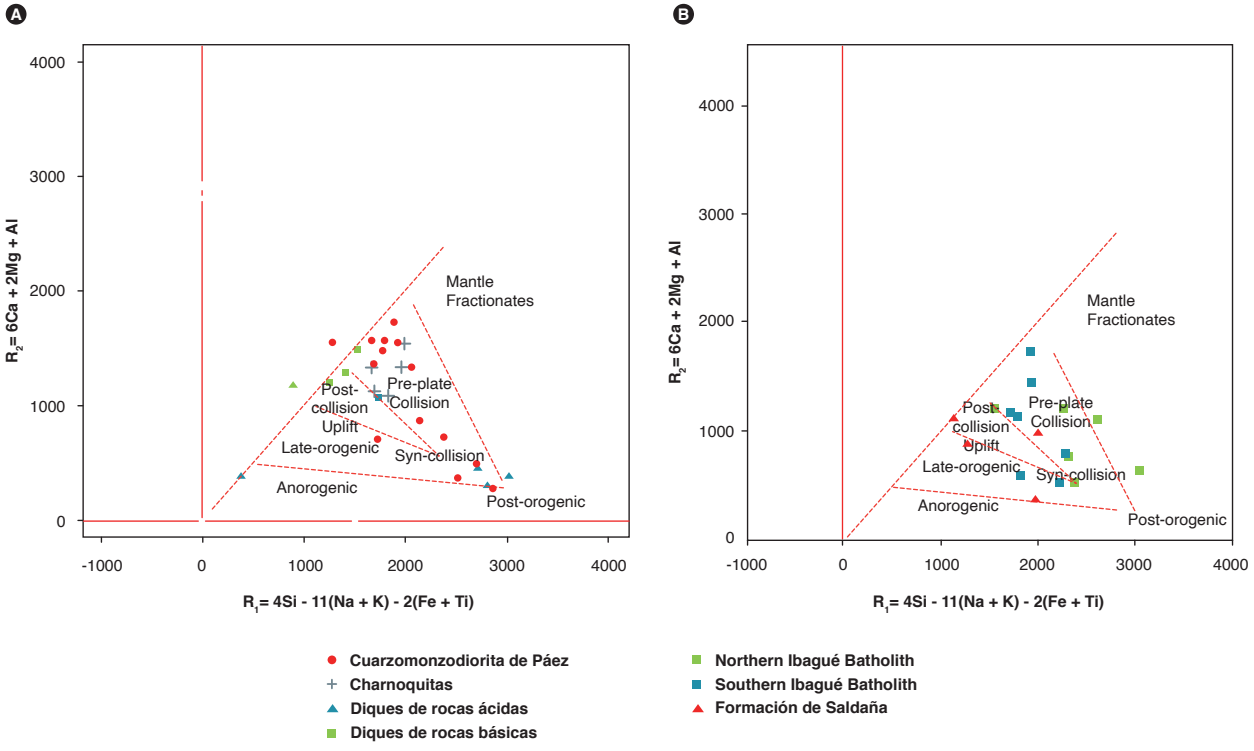


Figura 19. Diagrama de Batchelor y Bowden (1985) para la clasificación de granitoides
a) Rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez y diques. b) Muestras del batolito de Ibagué Sur. Fuente: autores y Leal (2011).

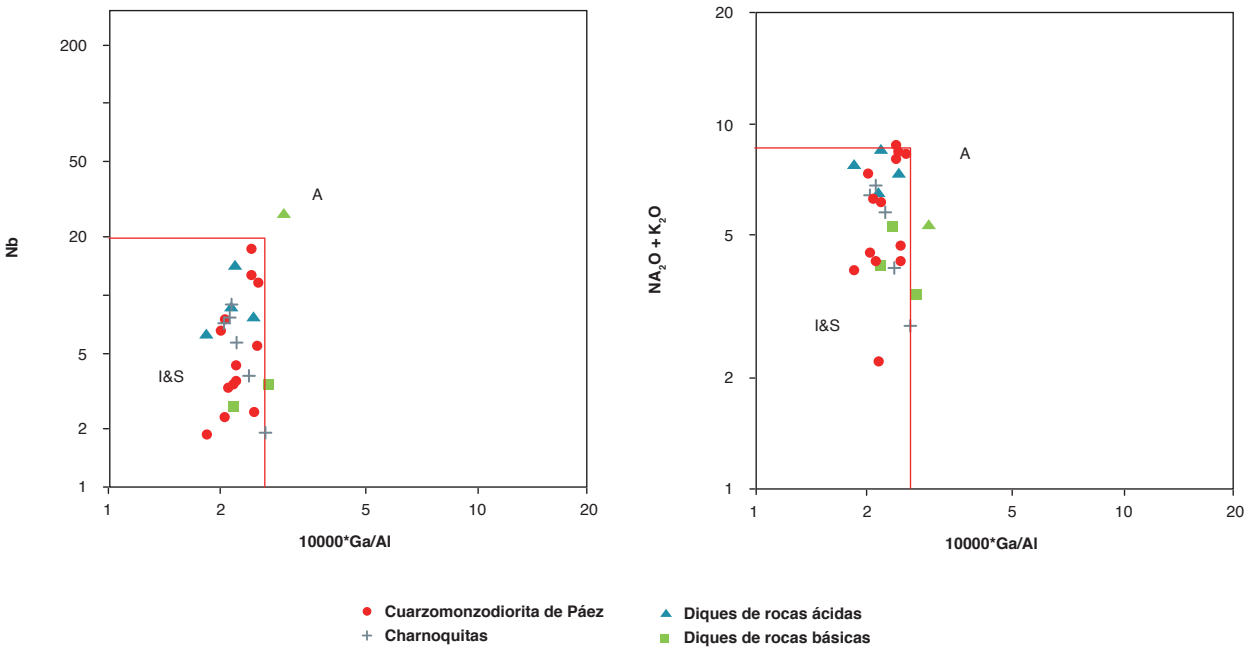


Figura 20. Diagramas Whalen *et al.* (1987) para elementos trazas en la Cuarzomonzodiorita de Páez, charnoquitas, diques de composición intermedia-básica y diques de rocas ácidas

características de magmas tipo I (cordillerano) de las series magnesianas, con composición metaluminosa que corresponde a los granitos andinos. Algunas muestras de diques de composición intermedia-básica se ubican en el campo A de granitos alcalinos anorogénicos.

6. Posición estratigráfica y edad

La Cuarzomonzodiorita de Páez intruye la formación Saldaña y las metamorfitas del complejo Aleluya al norte, intruye migmatitas y granitoides pérmicos del granito de La Plata al sur. Al occidente está delimitada por la falla de Avirama, que la separa del Granito de Ortega, y al noroeste de los neises y anfibolitas de Tierradentro; al oriente, la falla de Chusma la delimita de las sedimentitas cretácicas y paleógenas. La Cuarzomonzodiorita de Páez es suprayacida por ignimbritas y piroclastos recientes de la formación Guacacallo (figura 1).

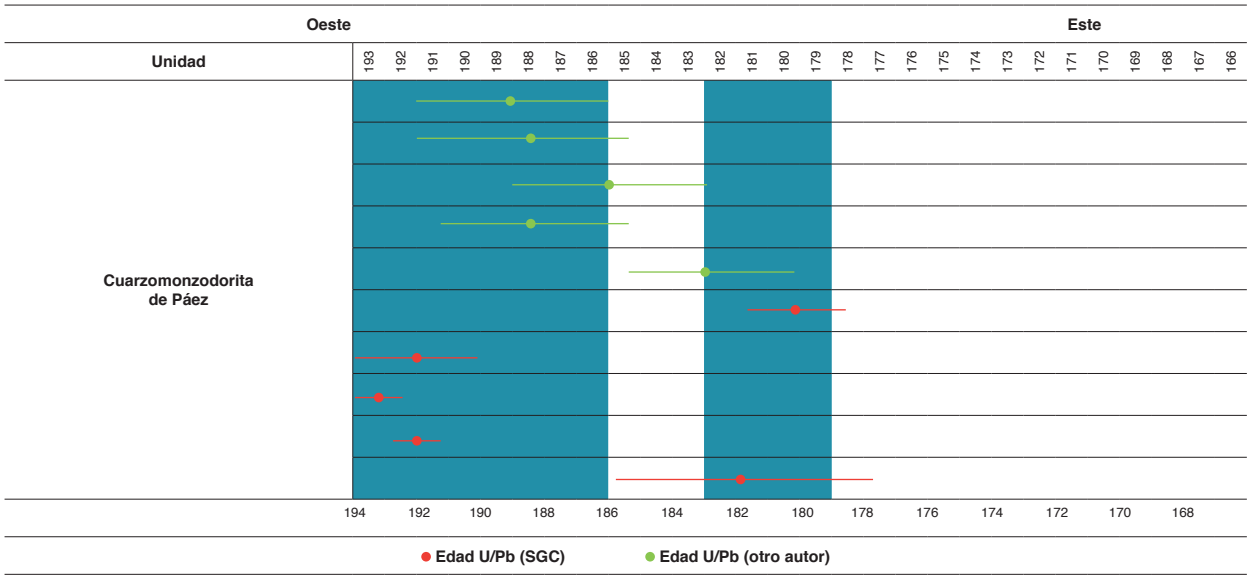
En el proyecto "Magmatismo jurásico del valle superior del Magdalena y de la cuenca del Putumayo" se realizó la datación radiométrica U-Pb de cinco muestras. En el sector noreste, la muestra MIA-454 arrojó una edad de 193,1 ± 1,4 Ma; en el sector sureste, la muestra GR-6645 presentó una edad de 191,9 ± 1,4 Ma; ambas edades corresponden al Jurásico inferior (Sinemuriano). En el sector central del flanco occidental se obtuvo una edad de 180,2 ± 1,6 Ma para la muestra GR-6634, y en el centro del cuerpo se obtuvo una edad de 181,7 ± 3,8 (muestra MIA-499), ambas correspondientes al Toarciano. De otros trabajos se tomaron edades U-Pb; cuatro muestras de Leal (2011) y otra muestra de Bustamante (2010). En total se tienen diez edades para la cuarzomonzodiorita, complementadas con la descripción petrográfica y el análisis litogeoquímico. Su localización se presenta en la tabla 8 y la figura 21.

Los datos obtenidos de las muestras GR-6634, GR-6645, MIA-454, MIA-499 y GR-6639 fueron manipulados en el software de Isoplot/Ex, vers. 4.15 (Ludwig, 2008). Para su interpretación, inicialmente se realizó un filtro de los datos para mejorar el rango de confiabilidad de la edad y descartar los circones con discordancia >20%, de acuerdo con la relación $[(^{207}Pb/^{235}U)-(^{206}Pb/^{238}U)/^{206}Pb/^{238}U)]$. Finalmente se trabajó, para la muestra GR-6634 con 29 circones (figura 22a), para la muestra GR-6645 con 11 circones (figura 23b), la muestra MIA-454 con 17 circones (figura 22c), la GR-6639 con 66 circones y la MIA-499 con 54 circones (figura 23).

La información tomada de Leal (2011) corresponde a cuatro edades U-Pb de los granitoides del denominado *Southern Ibagué Batolith,* redefinido en este trabajo como Cuarzomonzodiorita de Páez, por su correspondencia geográfica, litológica, química y geocronológica. La diferencia en la edad del *Southdern Ibagué Batolith* (182-188

Tabla 8. Dataciones isotópicas U-Pb de la Cuarzomonzodiorita de Páez

N.° muestra	Litología	W	N	Método	Edad	Referencia
WR-291	Granodiorita	796156	760655	U-Pb LA-MC-ICP-MS	182,7 ± 2,7	Leal (2011)
WR-167	Diorita	831790	808544	U-Pb LA-MC-ICP-MS	186,0 ± 3,1	Leal (2011)
WR-214	Diorita	818685	782750	U-Pb LA-MC-ICP-MS	188,4 ± 2,8	Leal (2011)
WR-166	Granodiorita	827149	812238	U-Pb LA-MC-ICP-MS	188,5 ± 3,3	Leal (2011)
CB0010	Cuarzomonzodiorita	796250	757662	U-Pb LA-MC-ICP-MS	189,1 ± 2,9	Bustamante (2010)
GR-6634	Granodiorita	794362	786706	U-Pb	180,2 ± 1,6	Este trabajo
GR-6639	Charnoquita-jotunita	815600	782629	U-Pb	181,83 ± 0,91	Este trabajo
MIA-499	Cuarzomonzodiorita	804803	773609	U-Pb	181,7 ± 3,8	Este trabajo
GR-6645	Granodiorita	789221	740939	U-Pb	191,9 ± 1,4	Este trabajo
MIA-454	Monzodiorita	817368	840555	U-Pb	193,13 ± 1,4	Este trabajo



Ma) con respecto al *Northern Ibagué Batolith* (131-169 Ma) varía entre 13 Ma y más de 50 Ma. La edad presentada por Bustamante *et al.* (2010) de 189,1 ± 2.9 Ma en el sector sur, cerca del municipio de La Plata, corresponde a la Cuarzomonzodiorita de Páez.

La muestra WR-214 (Leal, 2011), tomada en la quebrada Damitas, municipio de Íquira, a unos 3-4 km al occidente de la muestra GR-6639, está clasificada como diorita (tabla 8), compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, ortopiroxeno, clinopiroxeno, cuarzo y anfíbol, con cantidades menores de biotita, cuarzo, magnetita, apatito y circón con desarrollo de mirmequitas y micropertitas. Por su composición mineralógica y texturas, corresponde a las rocas descritas en este trabajo como charnoquitas (granitos con clinopiroxeno). La edad U-Pb de esta roca, reportada por Leal (2011), es de 188,4 ± 2,8, más antigua que la edad de la muestra GR-6639 (IGM 900728), de 181,8 ± 0,9 Ma, clasificada como charnoquita-jotunita.

La información presentada indica la edad de cristalización de la roca, teniendo en cuenta que la temperatura de cierre del circón es cercana a los 900 °C. Esta temperatura está asociada a eventos de cristalización magmática. De acuerdo con la información compilada, las edades de diferentes rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez están en un intervalo de 180,2 a 193,1 Ma, lo que indica que se trata de un cuerpo compuesto por al menos tres plutones o pulsos magmáticos: el primero, entre 192 y 193 Ma, el segundo entre 186 y 189 Ma, y el más reciente entre 180 y 182 Ma.

Los circones de la muestra GR-6634 son de formas prismáticas y su tamaño es mayor de 200 um. En ellos frecuentemente se observan terminaciones bipiramidales. En las imágenes de catodoluminiscencia se observan zonamientos oscilatorios. Tienen edades comprendidas entre ca. 170 y ca. 199 Ma.

Los circones de la muestra GR-6645 tienen formas cortas, con pirámides moderadamente desarrolladas. En la imagen de catodoluminiscencia se observan zonas de núcleos más oscuros, pero sin discontinuidad con los zonamientos oscilatorios hacia los bordes. Los circones analizados tienen edades relacionadas con una nube que va desde los ca. 184 a los ca. 200 Ma.

Los circones de la muestra MIA-454 son cristales piramidales cortos, con caras moderadamente desarro-

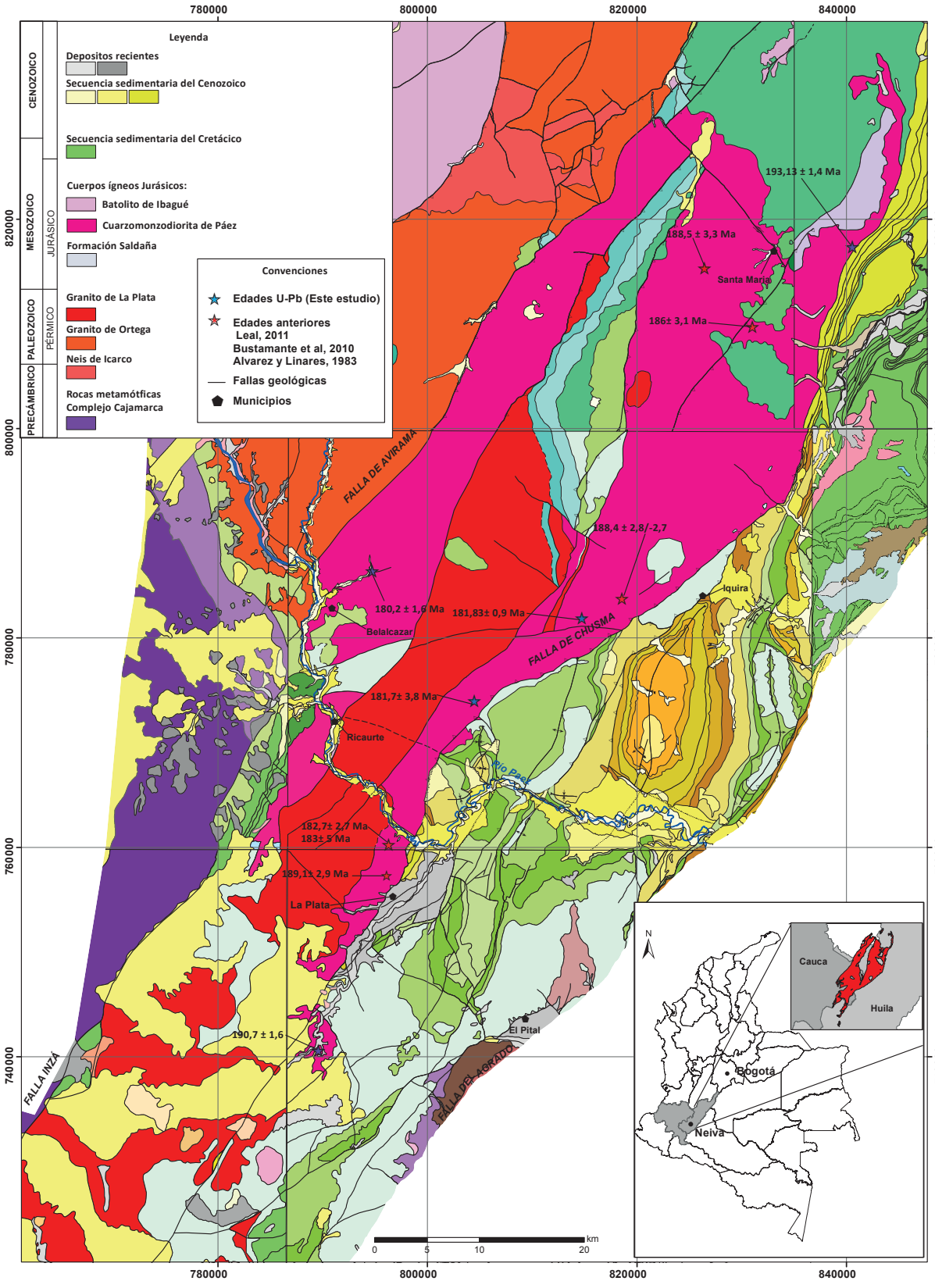


Figura 21. Localización de edades U-Pb de la Cuarzomonzodiorita de Páez
Fuente: modificado de la cartografía 1:100.000: plancha 322 (Gómez *et al.*, 1999), plancha 345 (Caicedo *et al.*, 2002), plancha 344 (Marquínez *et al.*, 2006), Plancha 343 (Marquínez *et al.*, 2002), plancha 365 (Marquínez *et al*, 2003), plancha 366 (Rodríguez *et al.*, 1998).

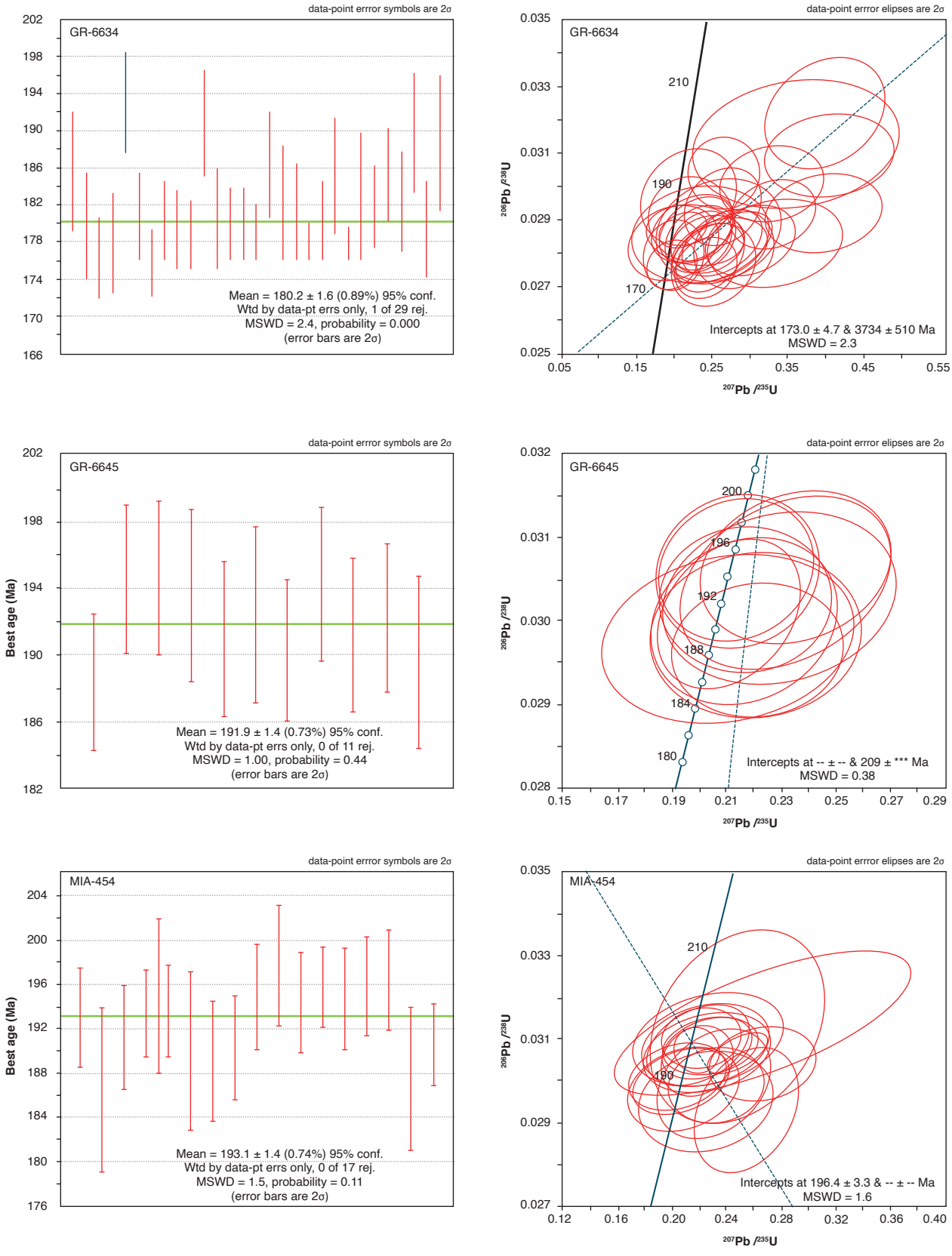


Figura 22. Diagrama de concordia y diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar de edades U-Pb en circones de tres muestras de la Cuarzomonzodiorita de Páez: GR-6634, GR-6645, MIA-454

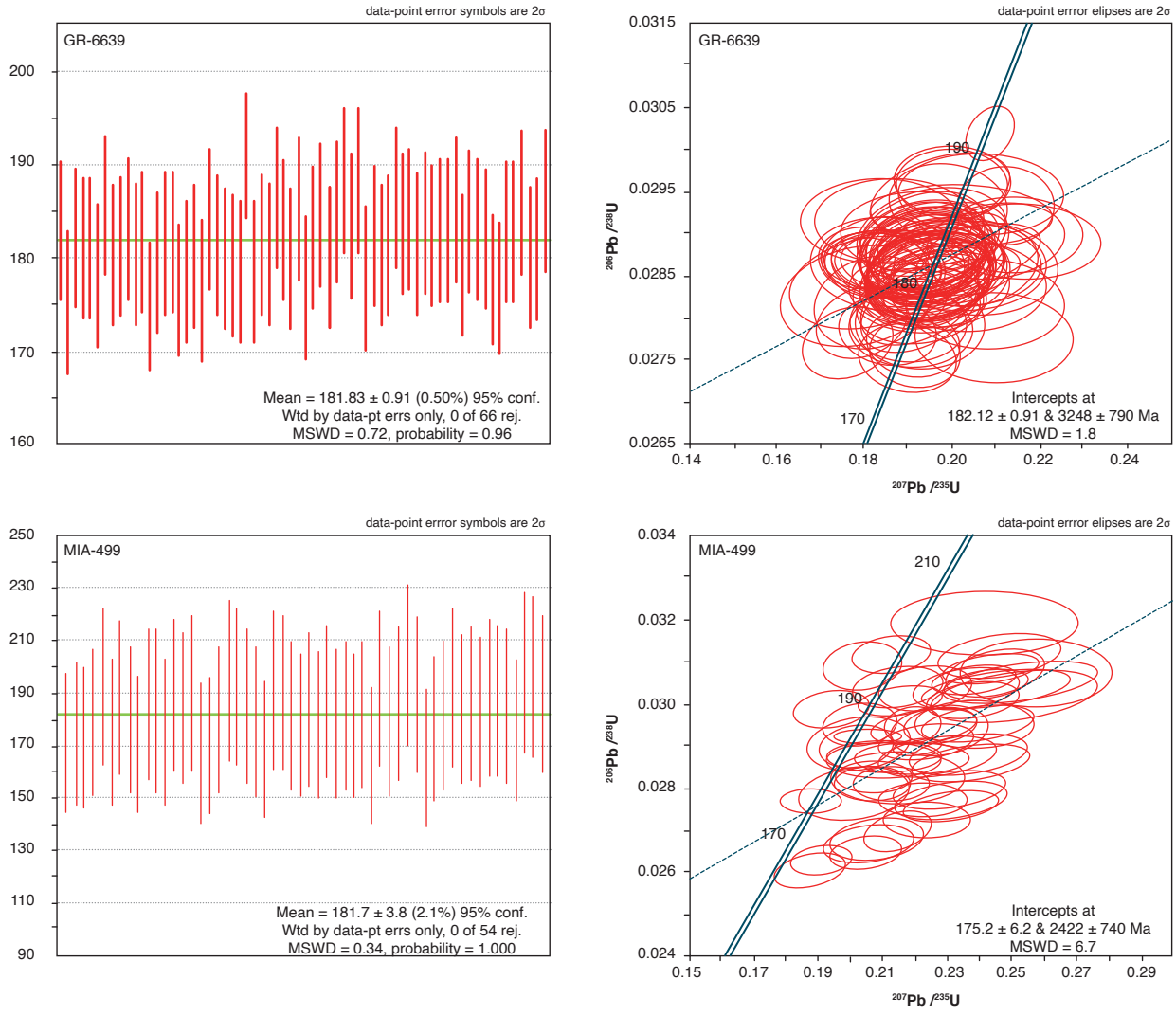


Figura 23. Diagrama de concordia y diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar de edades U-Pb en circones de las muestras GR-6639 y MIA-499

lladas, con tamaño menor de 200 um. En la catodoluminiscencia se observan zonas de núcleos más oscuros, pero sin continuidad con los zonamientos oscilatorios hacia los bordes.

En la muestra GR-6639 (900728) los circones son transparentes e incoloros, de formas variadas, desde anhedrales, piramidales con extremos bipiramidales a subredondeados. Los tamaños van desde 100 um hasta 300 um (figura 24). En la imagen de catodoluminiscencia se observa la presencia de zonamientos oscilatorios hacia los bordes y núcleos más oscuros, a veces también zonados, y algunos, corroídos. Algunos cristales tienen características de circones magmáticos con crecimiento bien desarrollado y zonación de los cristales, con proporcionalidad de la relación longitud y grosor; otros tienen formas ovaladas. Además, se encuentran circones xenomórficos cuya forma no es prismática, donde la zonación no es uniforme. En algunos, la estructura interna es simétrica; en otros es irregular. En unos pocos circones se observan núcleos de color marrón oscuro, posiblemente de xenocristales (figura 25). Las edades radiométricas medidas en los núcleos y en los bordes de los circones de esta muestra no revelan diferencias.

Los análisis de ICP-MS permitieron determinar la cantidad de elementos traza en los circones de tres muestras de granitoides (tablas 9, 10 y 11), los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones de los elementos Pm y Tm en cada uno de los circones. Se observa un comportamiento homogéneo en la mayoría de circones de las tres mues-

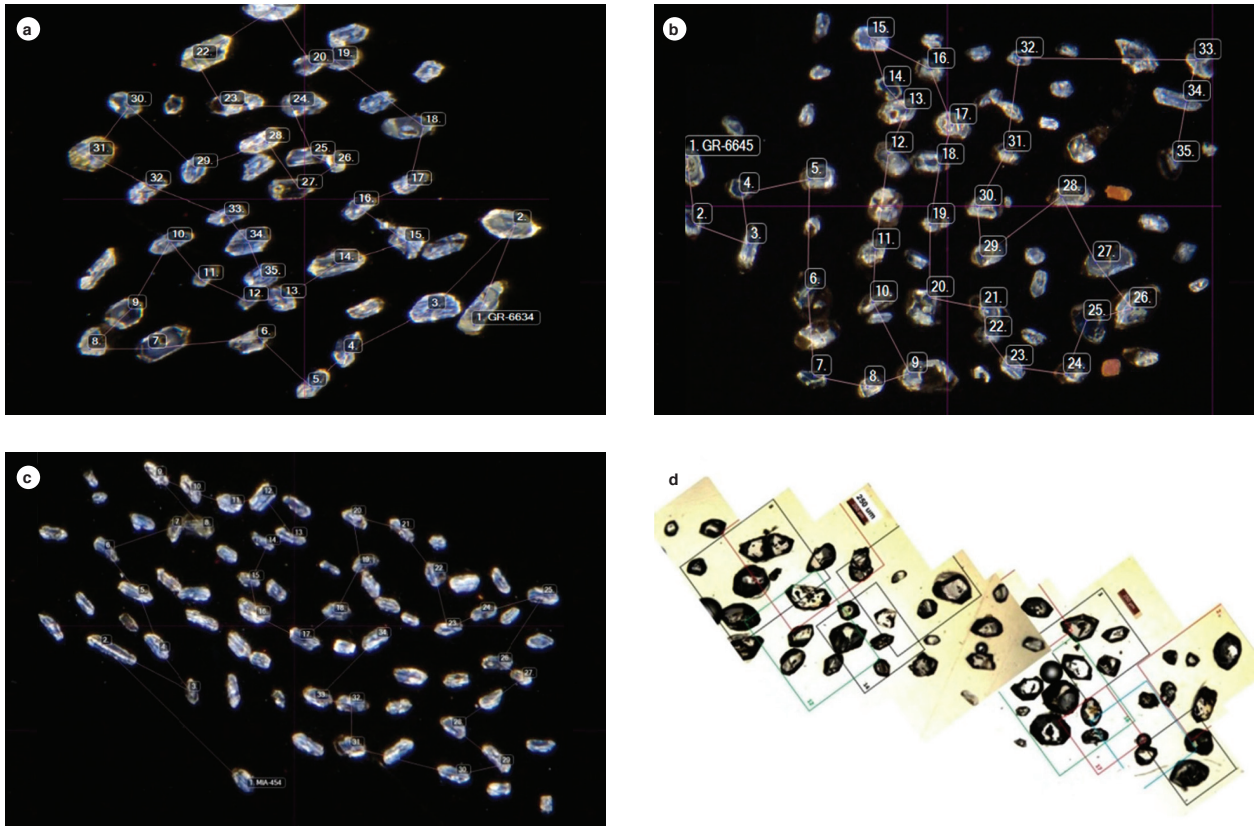


Figura 24. Imágenes de catodoluminiscencia de las muestras
a) GR-6634. b) GR-6645. c) MIA-454. d) Vista microscópica de la roca GR-6639.

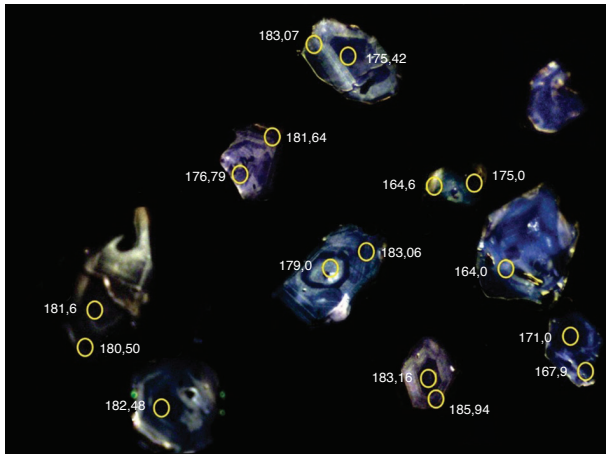


Figura 25. Imágenes de catodoluminiscencia de la muestra GR-6639 (charnoquita-jotunita), detalles de algunos cristales

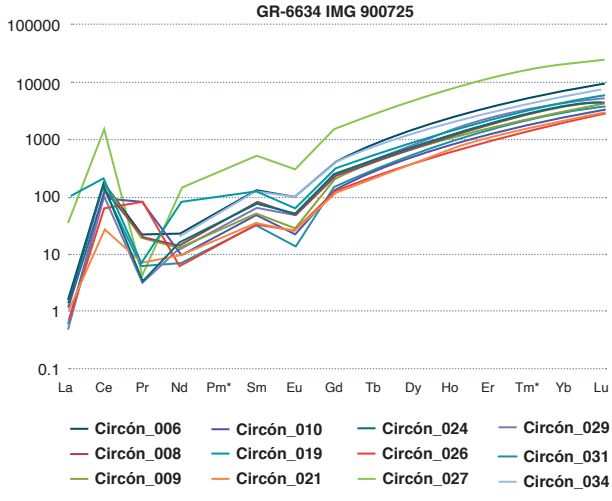


Figura 26. Patrón de análisis de tierras raras de circones de la muestra GR-6634 (IGM 900725) normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995)

tras, enriquecidos en tierras raras pesadas (HREE) y circones con anomalía positiva para Ce, donde se destaca en la muestra GR-6634 un circón (0_27) que muestra valores superiores a cien veces el valor del condrito, lo que muestra el mayor enriquecimiento en tierras raras (figuras 26, 27 y 28). Las anomalías positivas de Ce generalmente indican cristalización en las primeras fases de fraccionamiento magmático (Nardi *et al*, 2013).

Tabla 9. Resultados de elementos traza para la muestra GR-6634

Circón	La	Ce	Pr	Nd	Pm*	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm*	Yb	Lu
006	1,33	175,04	31,36	22,32	51,52	118,92	96,98	410,55	775,62	1325,20	2293,04	3500,00	4916,70	6906,83	8670,73
008	0,54	117,46	23,06	13,57	32,33	77,03	47,42	226,13	399,45	685,37	1124,54	1740,00	2357,60	3194,41	4077,24
009	0,78	145,35	18,97	11,60	25,35	55,41	28,77	203,52	373,96	630,08	1089,74	1631,25	2221,32	3024,84	3747,97
010	1,22	93,31	17,35	8,86	20,62	47,97	23,45	140,20	274,52	460,98	823,44	1315,63	1871,02	2660,87	3508,13
019	89,03	199,02	77,59	80,96	96,72	115,54	62,70	287,44	498,61	873,98	1472,53	2225,00	3008,66	4068,32	5321,14
021	1,10	28,22	6,79	9,15	18,10	35,81	27,00	116,58	196,40	353,66	620,88	986,88	1452,10	2136,65	2930,89
024	0,96	149,27	6,63	17,07	35,45	73,65	55,95	287,44	508,86	888,62	1461,54	2200,00	2975,68	4024,84	5174,80
026	0,46	64,93	3,37	6,08	14,15	32,91	24,87	116,08	218,56	365,04	648,35	1019,38	1434,04	2017,39	2581,30
027	31,52	1570,96	84,16	144,64	275,21	523,65	310,83	1567,84	2833,80	4768,29	7432,23	11275,00	15266,41	20670,81	24264,23
029	0,31	119,41	4,17	12,45	27,21	59,46	49,20	236,68	429,36	769,51	1399,27	2231,25	3134,62	4403,73	5735,77
031	0,47	117,29	3,13	6,87	14,58	30,95	13,14	147,24	296,95	531,71	945,05	1456,88	2042,44	2863,35	3691,06
033	0,42	69,17	2,90	7,37	15,07	30,81	28,06	136,68	250,14	410,98	728,94	1107,50	1560,49	2198,76	2902,44
034	0,75	143,56	6,25	20,35	47,63	111,49	95,91	387,44	678,67	1195,12	2036,63	3062,50	4165,07	5664,60	7345,53

Tabla 10. Resultados de elementos traza correspondientes a la muestra GR-6645

Circón	La	Ce	Pr	Nd	Pm*	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm*	Yb	Lu
0106	0,30	25,50	0,56	2,25	4,62	9,46	3,46	36,68	82,55	135,77	287,00	525,63	855,55	1392,55	2174,80
0107	1,56	166,07	7,00	18,82	34,20	62,16	35,35	331,16	636,84	1133,33	1998,17	3156,25	4628,95	6788,82	8825,20
0111	0,14	55,46	5,50	12,47	26,76	57,43	18,83	185,43	326,87	592,28	1029,30	1643,75	2337,12	3322,98	4504,07
0113	1,60	41,92	1,26	3,63	8,96	22,09	7,99	88,44	157,62	345,12	677,66	1142,50	1826,27	2919,25	4126,02
0114	0,018	26,7	0,143	2,53	13,91	5,17	1,19	29,6	10,23	128,3	51,5	256	807,99	575	118,9
0120	0,40	46,33	7,54	21,23	44,49	93,24	36,77	302,51	503,32	837,40	1351,65	2031,25	2705,10	3602,48	4593,50
0121	0,68	61,99	8,51	22,76	52,90	122,97	46,71	351,76	584,49	1004,88	1646,52	2462,50	3357,45	4577,64	5699,19
0125	0,38	58,40	4,64	13,61	30,02	66,22	23,62	239,70	408,86	723,17	1241,76	1881,25	2558,02	3478,26	4658,54
0130	0,55	38,34	0,40	2,28	4,51	8,92	2,24	34,17	67,59	151,22	319,05	641,88	1221,09	2322,98	4016,26
0134	0,53	87,11	1,75	8,07	18,08	40,47	15,99	176,38	325,21	626,02	1170,33	1956,25	2899,69	4298,14	5833,33
0138	0,54	46,49	1,62	6,54	15,31	35,81	17,94	135,18	252,08	463,41	877,29	1356,25	1968,50	2857,14	3825,20

Tabla 11. Resultados de elementos traza correspondientes a la muestra MIA-454

Circones	La	Ce	Pr	Nd	Pm*	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm*	Yb	Lu
075	194,09	213,70	165,95	148,80	121,16	98,65	21,14	201,51	322,99	600,81	1111,72	1753,75	2543,69	3689,44	5126,02
078	0,29	17,98	0,92	2,52	6,29	15,74	9,24	86,93	177,29	356,10	642,86	1090,63	1595,52	2334,16	3235,77
079	3,29	47,63	5,71	9,63	21,94	50,00	17,94	202,01	412,19	784,15	1402,93	2265,00	3180,43	4465,84	5857,72
080	16,03	94,45	16,70	28,23	53,67	102,03	38,37	393,47	778,39	1402,44	2399,27	3662,50	5076,81	7037,27	9105,69
081	121,10	154,98	104,53	109,41	130,68	156,08	46,00	500,00	878,12	1467,48	2470,70	3575,00	4716,92	6223,60	7979,67
083	0,19	6,92	1,63	4,49	11,34	28,65	17,94	126,13	231,30	424,80	751,65	1203,13	1678,25	2340,99	3223,58
087	0,29	20,07	1,52	5,32	13,09	32,23	21,67	160,80	313,02	642,28	1210,62	1856,25	2630,15	3726,71	5052,85
088	25,74	60,36	30,17	35,67	58,50	95,95	44,05	396,48	714,68	1239,84	2148,35	3256,25	4311,25	5708,07	7406,50
089	29,96	73,41	32,33	43,76	57,55	75,68	30,37	315,08	612,19	1076,42	1919,41	2939,38	4003,70	5453,42	7158,54
090	14,77	38,99	15,19	15,97	26,89	45,27	21,67	179,40	342,11	672,36	1238,10	2000,00	2806,38	3937,89	5487,80
093	0,61	26,80	2,06	6,48	16,12	40,14	24,87	197,99	395,84	782,93	1474,36	2363,13	3333,33	4701,86	6341,46
094	6,75	30,83	9,05	11,16	22,76	46,42	23,09	204,02	408,86	783,74	1445,05	2292,50	3228,47	4546,58	6020,33
097	206,75	247,96	197,20	179,43	171,29	163,51	28,95	311,06	498,34	870,73	1481,68	2208,13	2999,51	4074,53	5329,27
0101	94,94	120,72	82,11	79,65	83,96	88,51	20,78	237,19	434,07	764,63	1384,62	2106,25	2929,50	4074,53	5252,03
0102	0,51	16,39	1,41	7,13	17,45	42,70	29,48	192,96	379,78	728,86	1324,18	2118,75	2962,71	4142,86	5613,82
0103	0,11	17,00	1,42	5,19	11,94	27,50	11,55	171,36	323,82	622,76	1168,86	1870,00	2606,67	3633,54	4914,63
0105	0,14	18,61	0,26	1,71	4,68	12,84	7,82	70,85	156,79	315,04	611,72	1025,00	1559,48	2372,67	3443,09

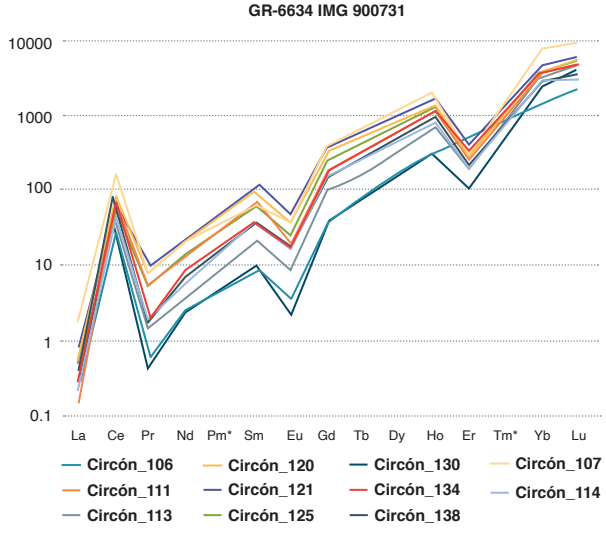


Figura 27. Patrón de análisis de tierras raras de circones de la muestra GR-6645 (IGM 900731) normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995)

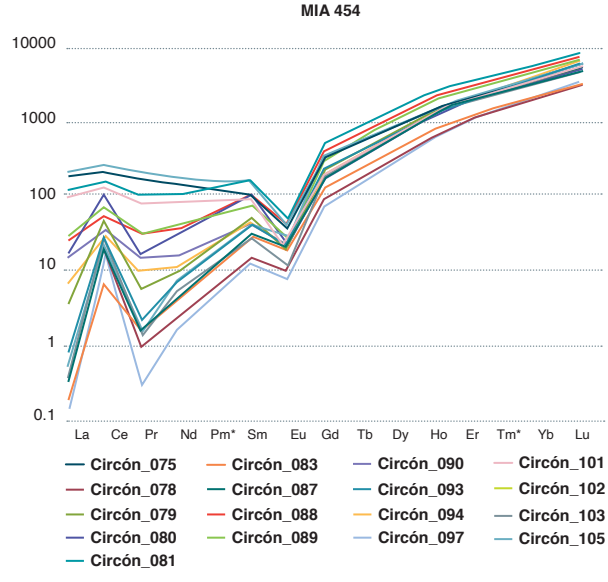


Figura 28. Patrón de análisis de tierras raras de circones de la muestra MIA-454 normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995)

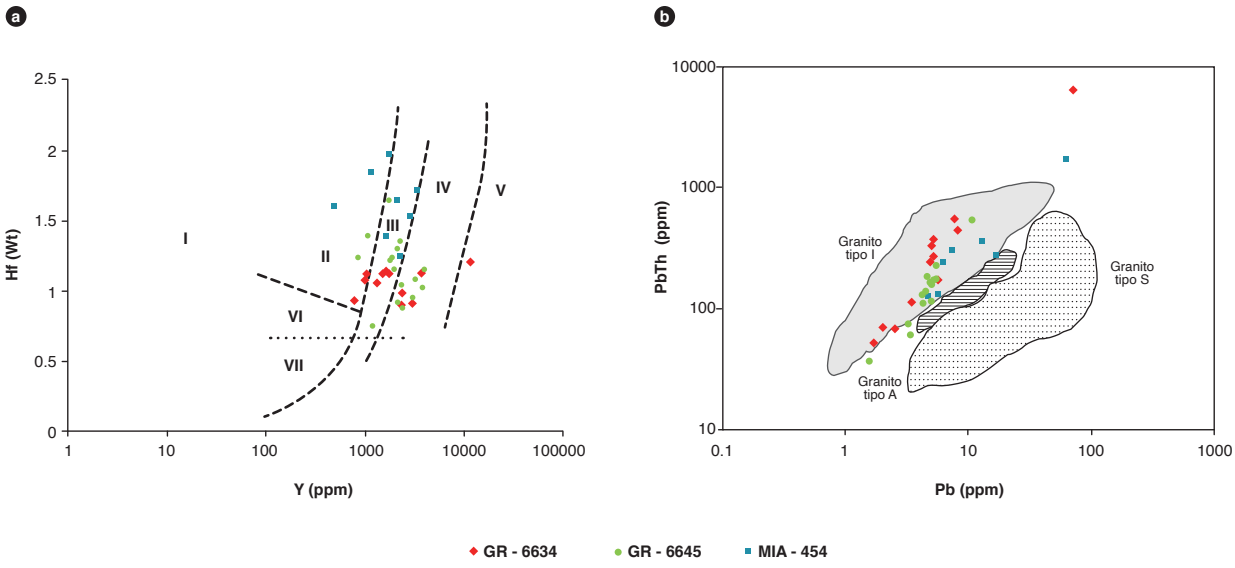


Figura 29. a) Diagramas de discriminación de ambientes de los circones de la Cuarzomonzodiorita de Páez. b) Diagrama de discriminación para la identificación de la fuente de los circones de la Cuarzomonzodiorita de Páez
I: kimberlitas, II: rocas, III: rocas intermedias con cuarzo e intermedias, IV: rocas félsicas con alto contenido de SiO_2,
V: greisen, VI: rocas alcalinas, VII: carbonatitas.Fuente: a) modificado de Shnukov *et al.* (1997 en Belousova *et al.*, 2002); b) modificado de Nardi *et al.* (2013).

En la muestra MIA-454, cuatro circones muestran un patrón diferente con enriquecimiento mayor de cien veces el condrito, pero sin la anomalía positiva para Ce ni la anomalía negativa para Pr y con una tendencia plana en los elementos de las tierras raras livianas y paralela con los otros circones para las HREE.

Los circones en las tres muestras presentan una anomalía negativa para Eu, que se interpreta como rocas que han sufrido fraccionamiento magmático con tendencia hacia las rocas félsicas (Belousova *et al.*, 2012); también las muestras tienen tendencia negativa para Pr y Er. Tienen una tendencia de menores concentraciones de LREE y mayores concentraciones hacia las HREE.

En el diagrama de discriminación de ambientes de los circones de Shnukov *et al.*, 1997 (en Belousova *et al.*, 2012), las relaciones Hf-Y muestran la afinidad de los circones de la Cuarzomonzodiorita de Páez con respecto a su magma generador (figura 29a). Estos se concentran entre los campos III y IV, que corresponden a rocas intermedias con cuarzo, y rocas félsicas con alto contenido de SiO_2. En el diagrama de Nardi *et al.*, 2013 (figura 29b), la concentración de circones de las tres muestras se presenta en el campo de los granitos tipo I, lo cual es coherente con lo observado en el diagrama de ambiente tectónico de Whalen *et al.* (1987).

6.1. Contactos

La Cuarzomonzodiorita de Páez, en el sector occidental, está en contacto fallado con las metamorfitas de Mazamorras y cubierta por la formación Guacacallo y depósitos recientes; en la parte sur intruye el Granito de La Plata, de edad Pérmica. El contacto con las rocas de la formación Saldaña es intrusivo, y en algunos sectores está fallado. En el sector oriental está en contacto discordante con la formación Caballos; el contacto con las sedimentitas del grupo Chicoral, formación Seca, grupo Olini y la formación Loma Gorda está marcado por el sistema de fallas de Chusma. Al noreste intruye las rocas del complejo Aleluya.

Los depósitos volcanoclásticos del Neógeno de la formación Guacacallo, vulcanitas intermedias y depósitos cuaternarios de diferente origen yacen discordantes sobre este plutón.

7. Correlaciones

La Cuarzomonzodiorita de Páez se correlaciona por composición litológica, química, edad (en el rango de 180-193 Ma) y posición tectónica con la Cuarzomonzonita de Anchique, con edad U/Pb de 186,4 ± 1,4 (Arango *et al.*, 2015a), la Cuarzomonzodiorita de Los Naranjos (180-193 Ma) (Rodríguez *et al.*, 2015), la Cuarzomonzonita de El Astillero (187 ± 3,3 Ma) (Rodríguez *et al.*, 2015)

y la Monzodiorita de Las Minas (181,6 ± 3,4-187,4 ± 2,3 Ma) (Arango *et al*., 2015b). Estos plutones afloran en la margen occidental del valle superior del Magdalena. Asimismo, el plutonismo se asocia con el evento magmático de extrusión de rocas volcánicas de la formación Saldaña en el borde oriental de la cordillera Central. En el borde occidental de la cordillera oriental afloran rocas volcánicas más jóvenes que también han sido incluidas cartográficamente en la formación Saldaña, pero estas no se correlacionan con la Cuarzomonzodiorita de Páez.

8. Localidad tipo

Los principales cortes que pueden definirse como secciones de referencia de la Cuarzomonzodiorita de Páez son la carretera Vitoncó-Belalcázar-Nátaga, la carretera Santa María-Mesitas-San Luis y la vía Santa María-vereda San Francisco, que bordea el río Bache. También se encuentran buenos afloramientos de las charnoquitas en la vía Íquira-río Chiquito y en los alrededores del municipio de La Plata (Huila).

9. Génesis

De acuerdo con los resultados de los análisis químicos en roca y circones de la Cuarzomonzodiorita de Páez, este es un granito metaluminoso tipo I (cordillerano), formado en un ambiente de arco magmático, de las series calcoalcalina alta en K y calcoalcalina, afín con magmas magnesianos.

Los datos geocronológicos disponibles por el método U-Pb revelan la existencia de al menos tres pulsos principales de actividad magmática en la Cuarzomonzodiorita de Páez, un pulso inicial de 193 Ma a 191 Ma, un segundo pulso de 188 Ma a 186 Ma y un tercer pulso de 182 a 176 Ma. Es un plutón compuesto, con variada litología (tabla 8).

10. Recursos minerales

Hasta el momento no se conoce ninguna mineralización asociada a la Cuarzomonzodiorita de Páez.

Referencias

Álvarez, J. y Linares, E. (1983). Edad K/Ar del plutón granitoide de La Plata, departamento del Huila (Colombia). *Geología Norandina*, 7, 35-38.

Arango M., I., Rodríguez, G., Bermúdez, J. y Zapata, G. (2015). *Catálogo cuarzomonzonita de Anchique, cordillera Central, Huila*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Batchelor, R. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, *48*(1-4), 43-55. https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*(5), 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G. y Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia, *Boletín de Geología*, *32*(2), 93-109.

Caicedo, J., Morales, C., Núñez, A. y Velandia, F. (2002). *Geología de la plancha 345 Campoalegre, escala 1:100.000*. Ingeominas.

Ferreira, P., Núñez, A. y Rodríguez, M. (2002). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la plancha 323 Neiva. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Fettes, D. y Desmons, J. (2007). *Metamorphic rocks a classification and glossary terms*. Cambridge University Press.

Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Gómez, J., Morales, C., Marquínez, G. y Velandia, F. (1999). *Geología de la plancha 322 Santa María, escala 1:100.000*. Ingeominas.

Grosse, E. (1935 [1930]). *Acerca de la geología del sur de Colombia: informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y alto Caquetá*. Compilación de Estudios Geológicos Oficiales de Colombia. Tomo III. Servicio Geológico Nacional.

Hubach, E. y Alvarado, B. (1932). *Estudios geológicos en la ruta Popayán-Bogotá*. Informe 213. Servicio Geológico Nacional.

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/9780813774022

International Subcommission on Stratigraphic Classification. (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, *99*(3), 440-442. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2

Julivert, M. (1968). *Lexique stratigraphique international: Amérique Latine. Fascicule 4a Colombie (première partie): Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque et intrusions d'âge mésozoïque-tertiaire*. Centre National de la Recherche Scientifique.

Leal Mejía, H. (2011). *Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach* [Tesis de doctorado]. Universitat de Barcelona.

Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.° 4. Berkeley Geochronology Center.

Marquínez, G. y Ruíz, S. (2002). *Geología de la plancha 343 Silvia, escala 1:100.000*. Ingeominas.

Marquínez, G. y Velandia, F. (2001). *Mapa geológico departamento del Huila. Escala 1:300.000*. Ingeominas.

Marquínez, G., Morales, C. J. y Núñez, A. (2006). *Geología de la plancha 344 Tesalia, escala 1:100.000*. Ingeominas.

Marquínez, G., Rodríguez, G., Terraza, R. y Martínez, M. (2003). *Geología de la plancha 365 Coconuco, escala 1:100.000*. Ingeominas.

Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. (1985). *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman.

Middlemost, E. (1985). *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman.

Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, *37*(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Morales, C., Caicedo, J., Velandia, F. y Núñez, A. (1999). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Nardi, L., Formoso, M., Müller, I., Fontana, E., Jarvis, K. y Lamarão, C. (2013). Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, *335*, 1-7. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.043

Nelson, W. (1962). Contribución al conocimiento de la geología de la cordillera Central de Colombia, sección entre Ibagué y Armenia. *Boletín Geológico*, *10*(1-3), 161-202.

Núñez, A. (1978). *Petrogénesis del batolito de Ibagué*. II Congreso Colombiano de Geología. Bogotá.

Núñez, A. (2001). *Mapa geológico departamento del Tolima. Escala 1:250.000*. Memoria explicativa. Ingeominas.

Núñez, A. (2002). *Batolito de Ibagué, cordillera Central, departamentos de Tolima y Huila: catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia*. Ingeominas.

Pearce, J. (1983). Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C. Hawkesworth y J. Norry (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (pp. 230-249). Shiva.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo, A. y Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Priem, H., Kroonenberg, S., Boelrijk, N. y Hebeda, E. (1989). Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzón-Santa Marta granulite belt in the Colombian Andes. *Precambrian Reserch*, *42*(3-4), 315-324. https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90016-8

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015a). *Catálogo monzodiorita de Las Minas, serranía de Las Minas, cordillera Central, departamento Huila*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Rodríguez, G., Arango, M., Bermúdez, J. y Zapata, G. (2015b). *Catálogo Cuarzomonzonita de Los Naranjos, cordillera Central, departamento Huila*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015c). *Catálogo Cuarzomonzodiorita de El Astillero,*

serranía de Las Minas, Huila. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Rodríguez, G; Ferreira, P; Velandia, F. y Núñez, A. (1998). Geología de la plancha 366 Garzón, escala 1:100.000. Ingeominas.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Sillitoe, R., Jaramillo, L., Damon, P., Shafiqullah, M. y Escobar, R. (1982). Setting, characteristics and age of the porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology*, *77*(8), 1837-1850. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.8.1837

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, *12*(1), 1-33. https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Velandia, F., Núñez, A. y Marquínez, G. (2001). *Mapa geológico departamento del Huila. Escala 1:300.000*. Memoria explicativa. Ingeominas.

Vesga, C. y Barrero, D. (1978). *Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la cordillera Central de Colombia y su implicación geológica*. II Congreso Colombiano de Geología.

Villagómez Díaz, D. (2010). *Thermochronology, geochronology and geochemistry of the Western and Central Cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The tectonic evolution of NW South America* [Tesis de doctorado]. Université de Genève.

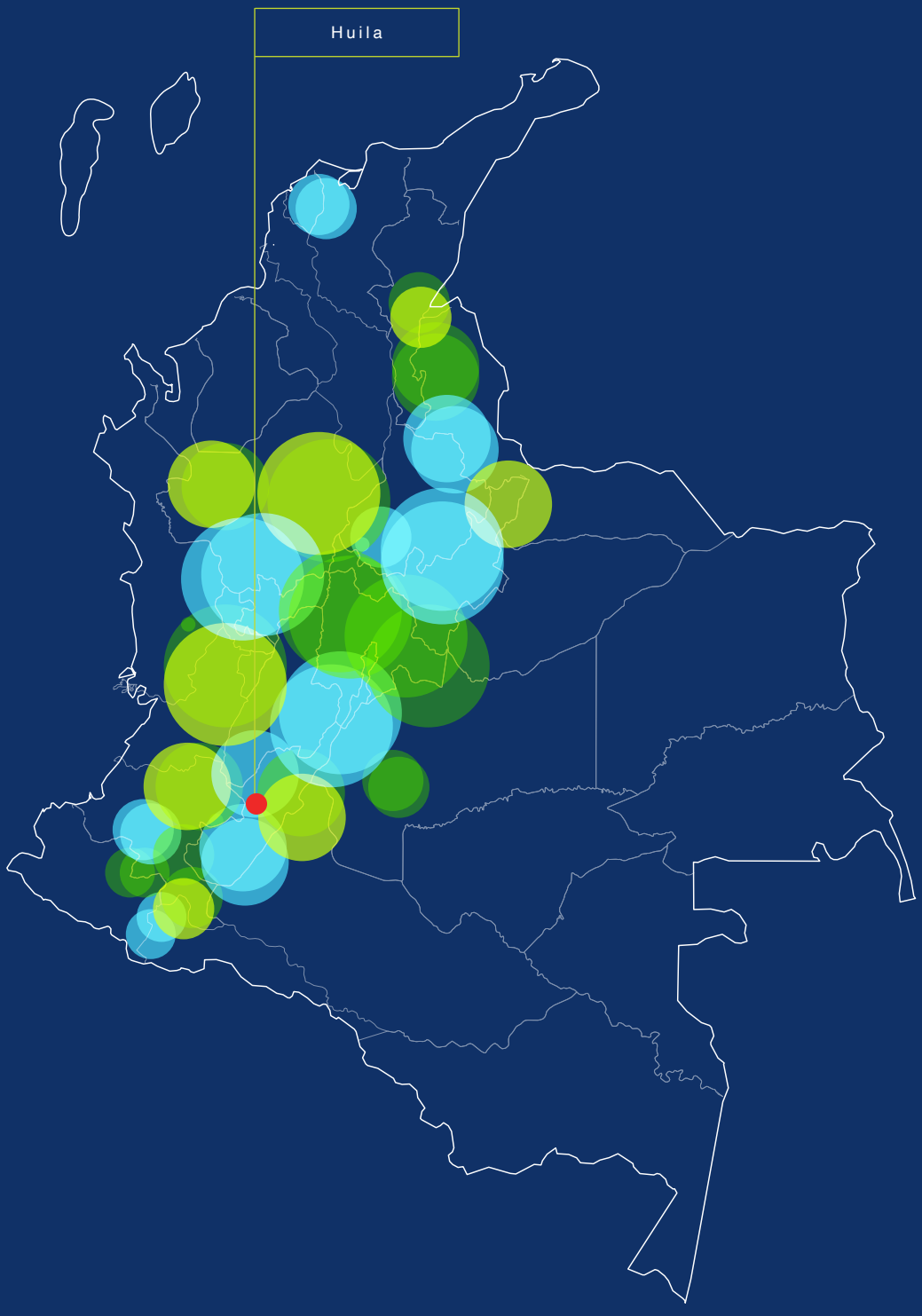
Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. y Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, *125*(3-4), 875-896. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003

Whalen, J., Currie, K. y Chappell, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *95*(4), 407-419. https://doi.org/10.1007/BF00402202

Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, *95*(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Wood, D., Joron, J., Treuil, M., Norry, M. y Tarney, J. (1979). Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *70*(3), 319-339. https://doi.org/10.1007/BF00375360


Huila

Monzodiorita de Las Minas

Cordillera Central
Departamento del Huila

María Isabel Arango, Gabriel Rodríguez,
José Gilberto Bermúdez y Gilberto Zapata

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Arango, M. I., Rodríguez, G., Bermúdez, J. G. y Zapata, G. (2022). Monzodiorita de Las Minas. *En Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena.* Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.4

Este catálogo es resultado del proyecto "Magmatismo Jurásico de Colombia", que tiene por objeto mejorar la información geológica básica y el conocimiento sobre los eventos magmáticos jurásicos en el territorio nacional. Por tanto, desde 2014, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha adelantado este proyecto dentro del cual se han desarrollado actividades de compilación, control de campo, muestreo para petrografía, química mineral, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb en circón. Para esto, se ha recurrido a la información tanto de las muestras aquí recolectadas como de los estudios anteriores y datos del SGC y de otros investigadores, ya publicados.

La Monzodiorita de Las Minas aflora en el costado oriental de la serranía de Las Minas, en el departamento del Huila. En este catálogo se integra información petrográfica y geocronológica U-Pb de otros trabajos y se presenta nueva información petrográfica, litogeoquímica y geocronológica U-Pb para mejorar el conocimiento de este cuerpo intrusivo y del magmatismo de arco que ocurrió durante el Jurásico inferior y medio.

1. Proponente del nombre

Velandia *et al.* (2001) nombran y describen esta unidad ígnea en el borde oriental de la serranía de Las Minas, en la plancha 366 Garzón a escala 1:100.000, teniendo en cuenta su composición monzodiorítica predominante.

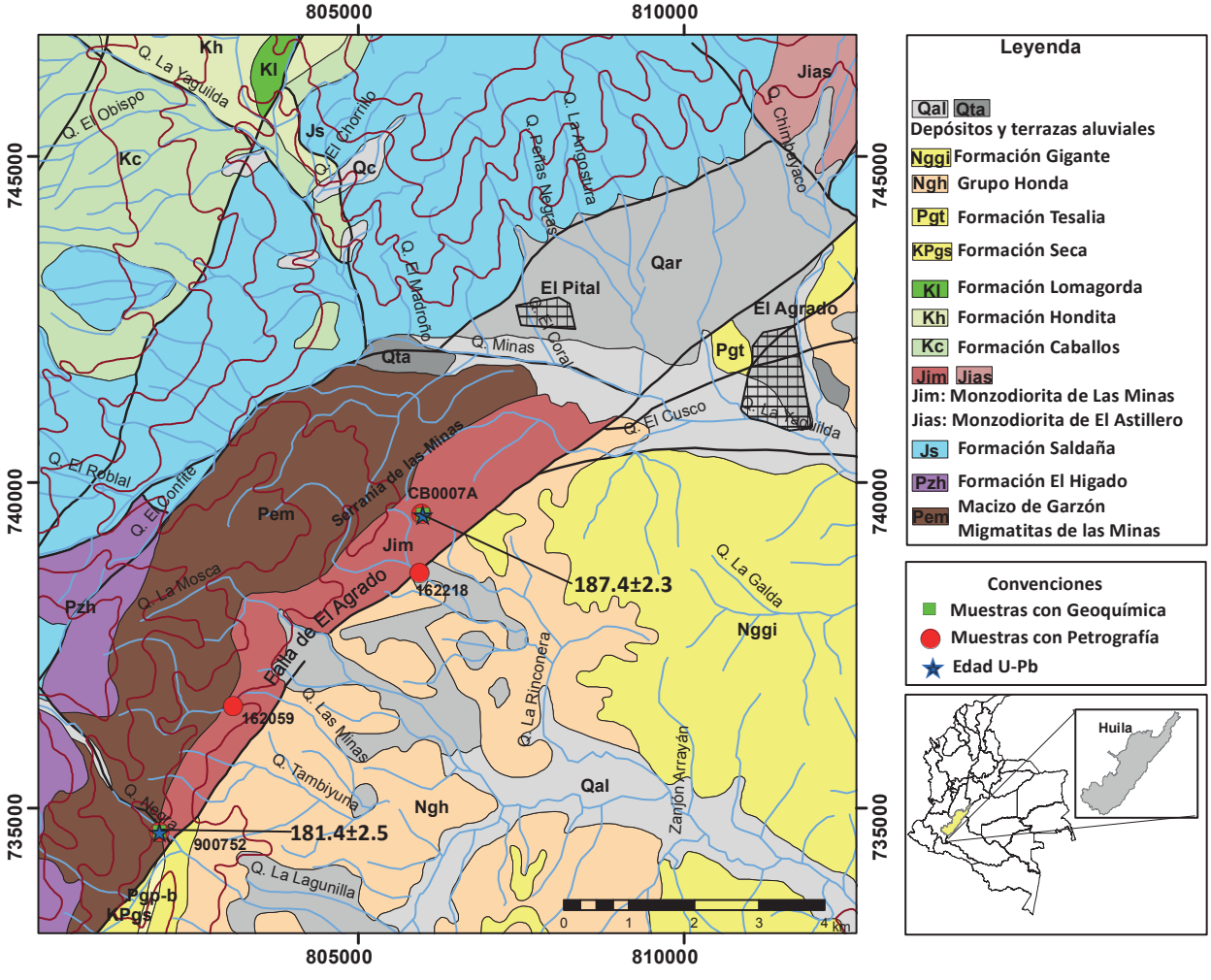


Figura 1. Localización y muestreo de la monzodiorita de Las Minas
Fuente: modificada de Cartografía de la plancha geológica 366, escala 1: 100.000, Rodríguez *et al.* (1998).

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

La Monzodiorita de Las Minas toma su nombre de la serranía de Las Minas, al sur del municipio de El Pital y al suroeste del municipio del Agrado, en el departamento del Huila.

Este plutón se presenta como un cuerpo alargado con extensión noreste-suroeste, cubriendo un área de 6,75 km², limitado hacia el oriente por la falla de El Agrado (figura 1) y hacia el oeste por la unidad migmatitas de Las Minas, de acuerdo con Rodríguez *et al.* (1998).

Su mejor exposición se encuentra sobre la vía que lleva del municipio El Agrado hacia la vereda Eureka, en la quebrada Las Minas. Además Velandia *et al.* (2001) reportan un cuerpo apófisis en la quebrada El Hígado, que se encuentra intruyendo la formación del mismo nombre.

3. Reseña histórica

Velandia *et al.* (2001) realizaron una descripción petrográfica referente al cuerpo ígneo que aflora en la serranía de Las Minas. Bustamante *et al.* (2010) hicieron una correlación regional de las unidades de rocas ígneas del Jurásico Medio que afloran entre el macizo de Garzón, valle superior del Magdalena, y parte de la cordillera Central, al sur de Colombia, para lo cual utilizaron dataciones U-Pb en circón.

4. Descripción geológica

Los afloramientos de la Monzodiorita de Las Minas se presentan con avanzado grado de meteorización. El saprolito observado en dicha unidad es arenoso de color gris, donde se reconoce aún su textura fanerítica. Bloques de roca fresca, con índice de color entre 25 y 30%,

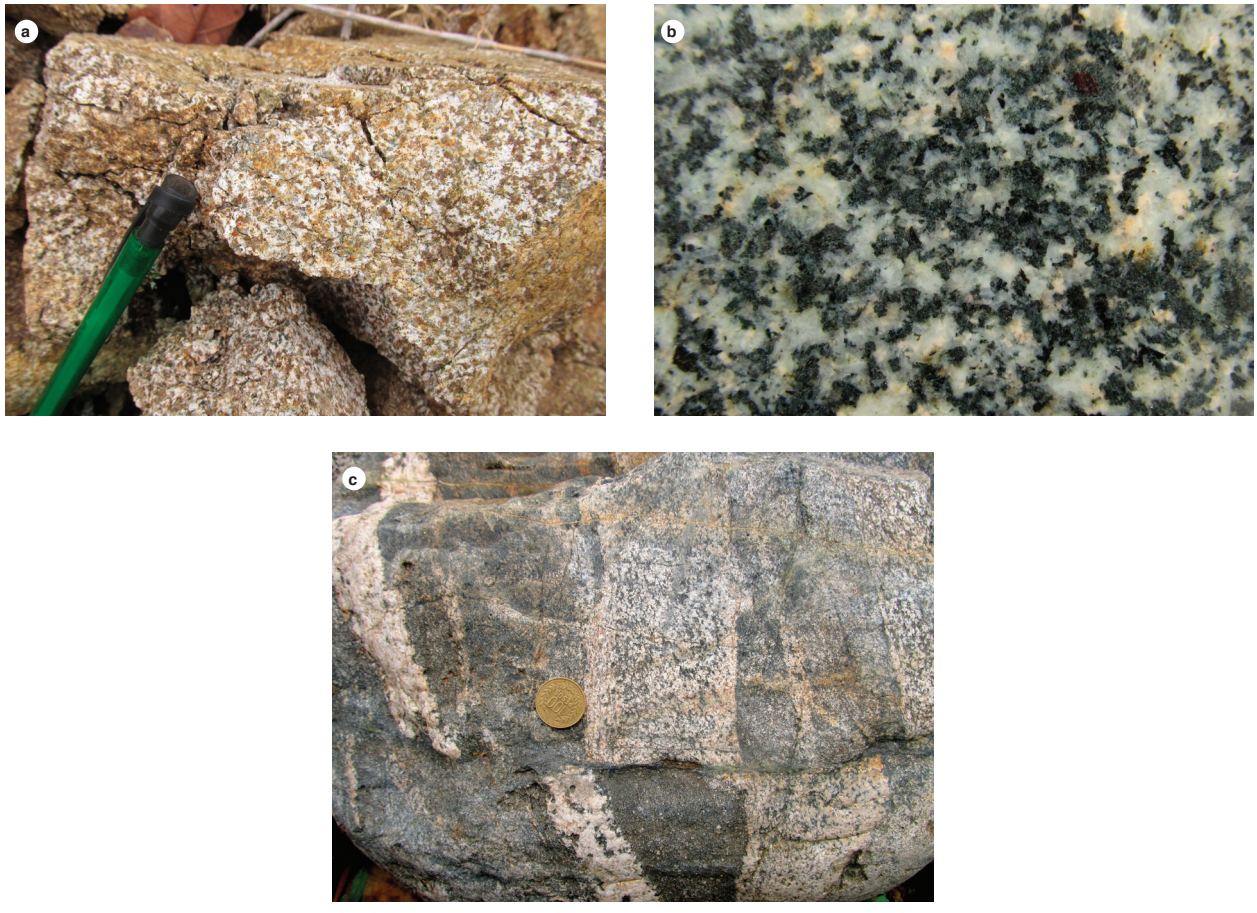


Figura 2. Características macroscópicas de la Monzodiorita de Las Minas
En a) se observa una muestra de roca alterada. En b) el aspecto de la muestra de roca fresca IGM 900752. En c) se observa un bloque rodado que muestra xenolitos máficos simulando una textura brechoide.

leucocrática de color blanco a gris moteado de verde, con tamaño de grano fino a medio. La roca está compuesta por cristales subhedrales de plagioclasa, feldespato de color rosado y, en menor proporción, cuarzo anhedral. Como minerales máficos hay biotita y hornblenda en contenidos variables.

De acuerdo con Velandia *et al.* (2001) y Bustamante *et al.* (2010), la composición y textura de la monzodiorita de las Minas varía entre sus bordes y la parte central del cuerpo. Se presentan facies intermedias a básicas hacia los bordes, constituidas por cuarzodioritas, dioritas y gabros, con texturas porfiríticas, ofíticas y subofíticas. La parte central del plutón se caracteriza por una composición intermedia a ácida, dada por dioritas, monzodioritas y monzonitas, con desarrollo de texturas faneríticas equigranulares a localmente inequigranulares.

Son comunes los enclaves compuestos por las facies de borde, lo que indica un emplazamiento inicial del magma básico a intermedio que evolucionó hacia una composición más intermedia.

Debido al estado avanzado de meteorización de la unidad se presentan pocos datos petrográficos. Por consiguiente, se retomaron los análisis petrográficos de las muestras IGM 162059 y 162218 de esta unidad, adquiridas como parte de la cartografía de la plancha 366 Garzón. Además, se incluye la muestra de roca IGM 900752, tomada en este trabajo. En la tabla 1 se muestra la composición modal. La localización se muestra en la figura 1.

Aunque los análisis petrográficos muestran que las rocas tienden hacia el campo de cuarzomonzodioritas (figura 3), debido a los pocos datos que se presentan se re-

Tabla 1. Composición modal de las rocas de la Monzodiorita de Las Minas

IGM	W	N	Qz	Pl	Fsp	Cpx	Opx	Hbl	Bt	Op	Tnt	Ap	Zrn	Ep	All	Chl	Textura general	Clasificación petrográfica
900752	801952	734640	3,5	49	12	3	2	11	16	2		0,5	1				Hipidiomorfica inequigranular	Cuarzomonzodiorita
162218	805939	738606	5	60	12			23		TR	TR				TR		Hipidiomorfica inequigranular	Cuarzomonzodiorita
162059	803084	736562	TR	78	8	8		1	2	2		TR		TR		TR	Ofítica	Diorita piroxénica

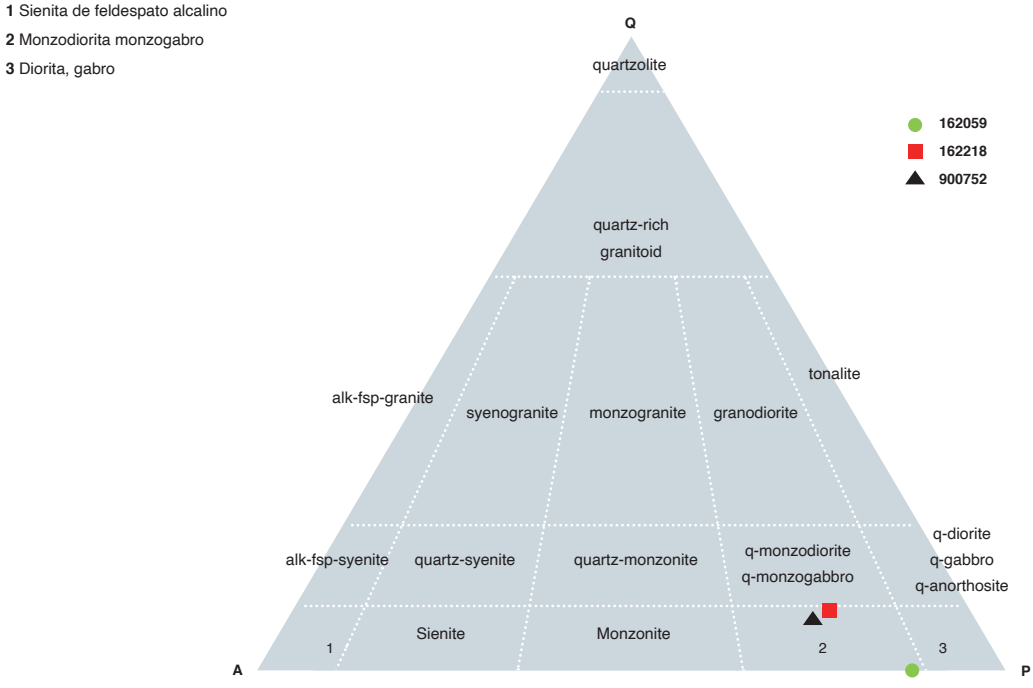


Figura 3. Diagrama de clasificación de rocas ígneas según Streckeisen (1974), correspondiente a rocas de la Monzodiorita de Las Minas

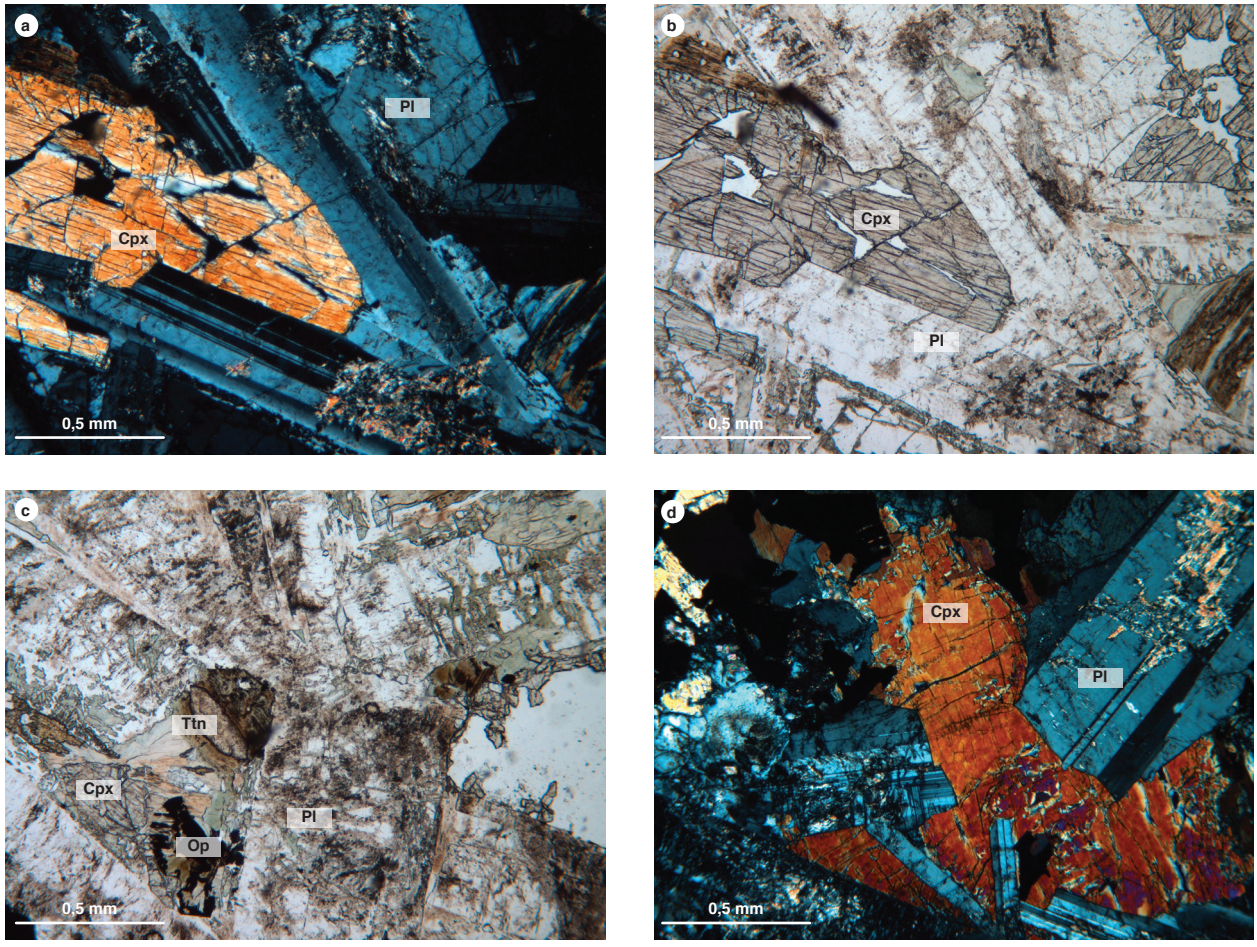


Figura 4. Aspecto microscópico de rocas de la Monzodiorita de Las Minas
a) y b) Nicoles cruzados y paralelos. Textura hipidiomórfica subofítica. Cristales de clinopiroxeno (Cpx) rodeados e incluidos en plagioclasa (Pl), algunos alterados a uralita y accesorios de titanita (Ttn)

comienda continuar con la nomenclatura propuesta por Velandia *et al.* (2001) como Monzodiorita de Las Minas.

Facies intermedia-básica

Corresponde al análisis de la roca IGM 162059, clasificada como diorita, que presenta una textura hipidiomórfica ofítica (figura 4). Dicha roca está compuesta por plagioclasa en cristales tabulares euhedrales a subhedrales de composición andesina cálcica (An_{45}), con desarrollo de maclas tipo albita y zonaciones de tipo continuo: hacia el borde de los cristales se presentan coronas de ortosa y cristales alterados a saussurita y sericita.

El feldespato potásico es de tipo ortosa, aparece generalmente en coronas rodeando la plagioclasa como texturas de exsolución y alcanza el 1 %. Dichos cristales están alterados a caolín, son anhedrales, de relieve bajo, intersticiales entre la plagioclasa y cuarzo.

Como minerales máficos se presenta clinopiroxeno augita-egirina de color rosado pálido, con colores de interferencia azul del segundo orden. Se desarrollan maclas tipo simple, con ángulos de extinción que varían entre 26° y 38°. Los bordes de los cristales están alterados a anfíbol uralítico de color marrón. El contenido de biotita es del 2 % en láminas subeuhedrales fuertemente pleocroicas X = amarillo pálido, Z = marrón, alteradas a clorita y epidota.

Como accesorios, el principal mineral es el apatito en cristales tabulares euhedrales incoloros, incluidos en plagioclasa, principalmente.

Facies intermedia

El análisis petrográfico de las rocas IGM 162218 e IGM 900752 muestra una diferenciación en la composición del magma hacia facies más intermedias. Las rocas han sido clasificadas como cuarzomonzodioritas (figura 5),

con una textura general hipidiomórfica equigranular con variaciones locales a texturas porfiríticas. Estas variaciones se presentan a manera de matriz como agregados microcristalinos, felsíticos, subidiomórficos a xenomórficos de tamaños de 0,1 mm, compuestos por plagioclasa con maclas tipo albita, feldespatos alterados a arcillas, cuarzo y opacos diseminados.

El cuarzo se presenta en un porcentaje máximo del 5%, en cristales xenomórficos intersticiales entre cristales de plagioclasa, feldespato, hornblenda y piroxeno. Tienen un relieve bajo, con tamaños en promedio de 0,5 mm, muestra texturas poiquilíticas dadas por inclusiones de apatitos.

La plagioclasa es de composición andesina (An_{34}), en cristales subidiomórficos tabulares de tamaños que oscilan entre 0,7 y más de 1 mm. Se observan alterados a sericita, calcita y epidota, dando un aspecto sucio de color pardo a los cristales. En los cristales menos alterados se identifican maclas tipo albita, con inclusiones de apatito, hornblenda y circón.

El feldespato es de tipo ortoclasa y se presenta en cristales xenomórficos de color pardo intensamente alterados a caolín, con tamaños de cristal de 0,4 a 1 mm. Muestra inclusiones de plagioclasa, circón, anfíbol, apatito y opacos.

El anfíbol corresponde a hornblenda, se presenta en cristales subidiomórficos tabulares en cortes longitudinales, con color verde oliva, pleocroísmo X: verde oliva Y: verde amarillento y colores de interferencia verde a pardo del segundo orden. Aparecen en tamaños de hasta 1 mm, con una dirección de clivaje paralela al eje mayor del cristal y un ángulo de extinción de 23°. Exhiben texturas poiquilíticas dadas por inclusiones de opacos y circón. Se alteran frecuentemente a clorita y epidota.

El contenido de piroxeno alcanza el 5%, siendo más abundante el clinopiroxeno. Probablemente es augita. Se presenta en cristales prismáticos subidiomórficos incoloros con colores de interferencia morados-verdes fuertes del segundo orden, extinción de 30° y relieve alto, con maclas de tipo simple y bordes rodeados por anfíbol uralita como producto de su alteración.

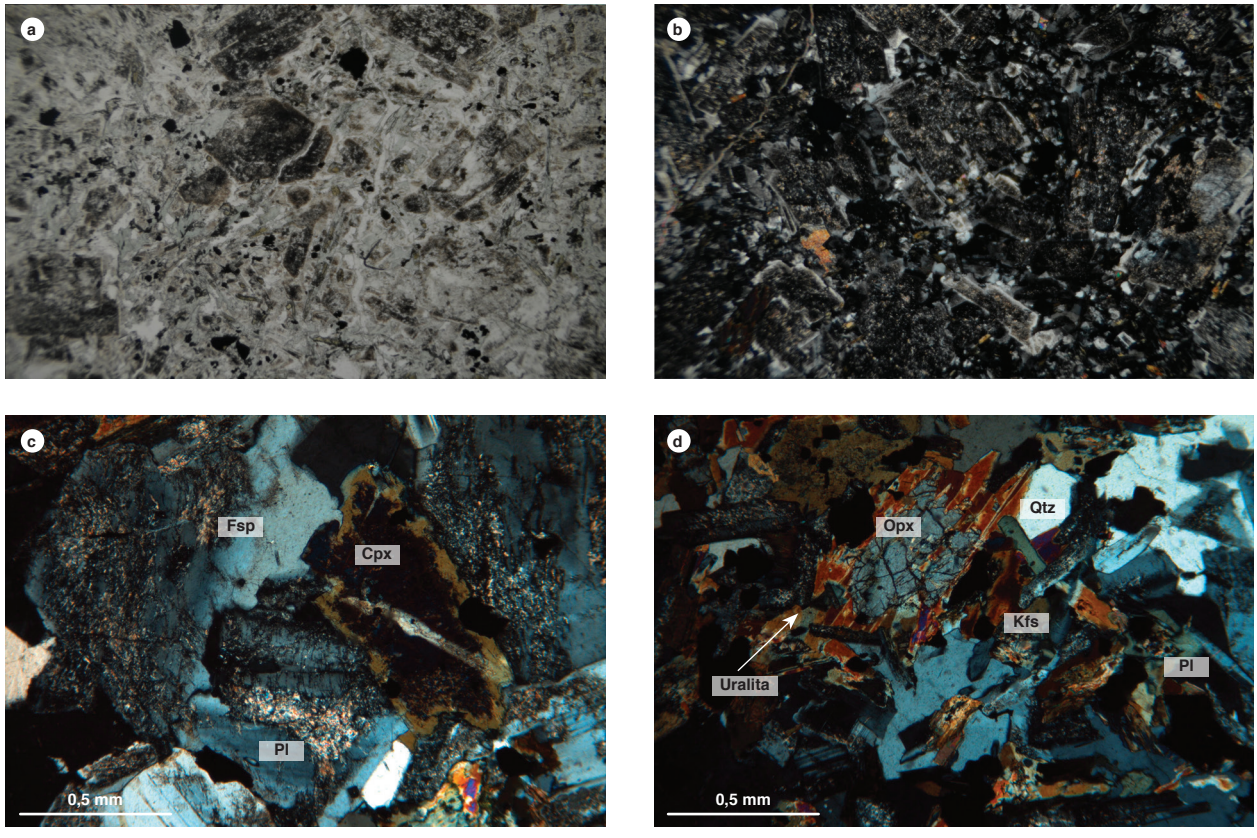


Figura 5. Características microscópicas de la Monzodiorita de Las Minas
a y b) corresponden a microcristales de plagioclasa alterados a saussurita rodeando un cristal de mayor tamaño de clinopiroxeno, muestra IGM 162218.
c y d) muestran clinopiroxeno y ortopiroxeno con bordes uralitizados y alteración de feldespato en la muestra IGM 900752.

El ortopiroxeno corresponde a hiperstena y ocurre en cristales incoloros xenomórficos esqueletales con un pleocroísmo X: verde pálido, Y: rosado pálido, extinción paralela y bordes de los cristales alterados a uralita. Muestra inclusiones de opacos.

Se presentan láminas de biotita subidiomórficas de color verde a marrón rojizo, fuertemente pleocroicas, X: marrón rojizo Y:Z: verde amarillento, con relieve moderado y color de interferencia marrón del segundo orden. Tienen extinción moteada y una dirección de clivaje, en tamaños de 0,4 a 0,8 mm. Muestran inclusiones de circón, apatitos y alteraciones a clorita y epidota.

Como minerales accesorios hay circón, en cristales subidiomórficos a idiomórficos incoloros con colores de interferencia azul-fucsia fuerte de tercer orden. El circón tiene relieve muy alto y extinción recta, se presenta como mineral incluido en biotita en tamaños promedio de 0,05 mm, y algunos desarrollan halos metamícticos pleocroicos.

El apatito se presenta en cristales prismáticos, idiomórficos, hexagonales, incoloros, con color de interferencia gris del primer orden. Tienen un tamaño promedio de 0,05 mm y relieve alto, como inclusión en cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita.

Los minerales opacos se presentan en cristales idiomórficos a subidiomórficos prismáticos, isotrópicos diseminados en la roca y como inclusiones, con tamaños que oscilan entre 0,01 mm y 0,6 mm. Como mineral de alteración se presenta la uralita (tremolita-actinolita) como finas láminas de anfíbol de color verde fuertemente pleocroico, X: verde, Y: verde pálido, con color de interferencia amarillo de segundo orden, alrededor de núcleos de ortopiroxeno y clinopiroxeno.

4.1. Litogeoquímica

La caracterización geoquímica de la monzodiorita de Las Minas se realizó con la roca IGM 900752, que se tomó como referencia para compararla con la muestra CB 0007A del trabajo de correlación regional de las rocas intrusivas del Jurásico Medio (Bustamante *et al.*, 2010). En la tabla 2 se muestran los valores de óxidos mayores de las muestras referidas.

Tabla 2. Contenidos de óxidos mayores de la monzodiorita de Las Minas

Óxido	Número de muestra	
	CB0007A	IGM 900752
SiO_2	58,1	55,30
TiO_2	0,9	1,20
Al_2O_3	17,2	16,57
Fe_2O_3	7,4	7,78
MgO	3	3,43
CaO	6	6,25
Na_2O	3,7	3,49
K_2O	2,2	2,43
P_2O_5	0,3	0,55
MnO	0,1	15,1
FeO		4,1
LOI	0,8	
TOTAL	99,6	101,1

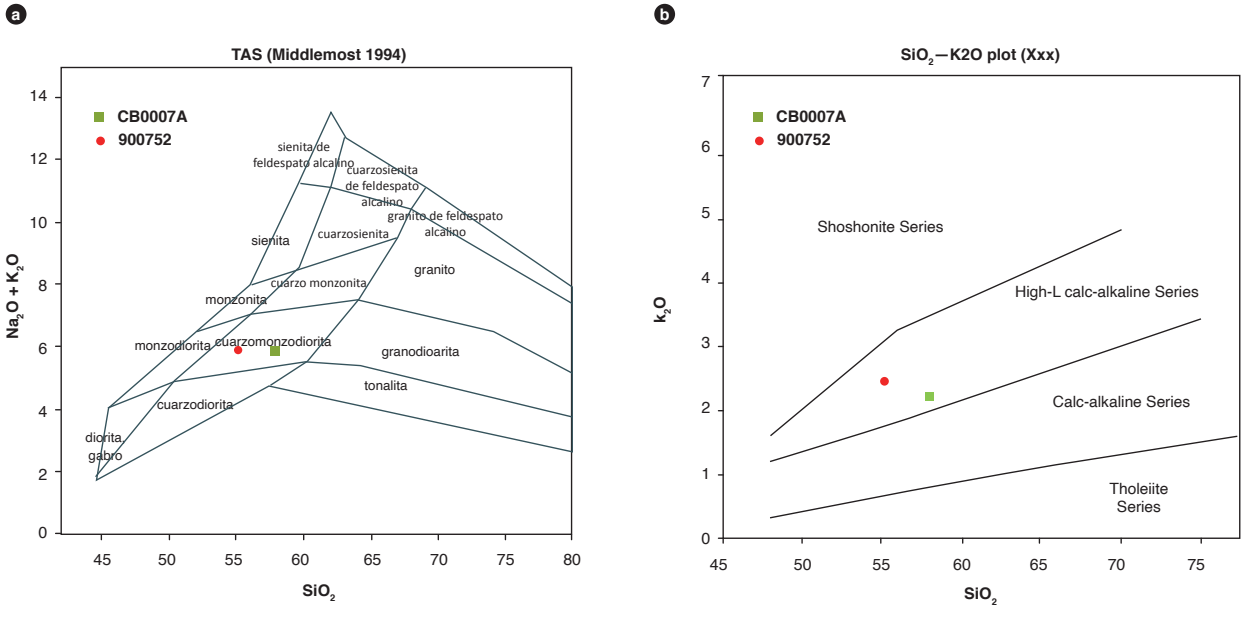


Figura 6. a) Diagrama TAS (Middlemost, 1994). b) Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976)

Los contenidos de SiO_2 de las rocas referidas en párrafo anterior, de la unidad monzodiorita de Las Minas, se graficaron en el diagrama *Total alkalis vs. silica* (TAS), que muestra que corresponden a cuarzomonzodioritas y que son rocas de composición intermedia con valores entre 55,30% y 58,1% (figura 6a).

El valor promedio Al_2O_3 obtenido a partir del diagrama de saturación de alúmina de Shand (1943) (figura 8) es de 17%. En la muestra CB 007A el Na_2O es del 3,7%. Entretanto, en la muestra IGM 900752 el valor de Na_2O es de 3,49%. El K_2O muestra concentraciones similares en las dos rocas: de 2,2% y 2,43%, respectivamente.

El contenido de álcalis es de 5,9%, con concentraciones mayores de Na_2O que de K_2O que permiten clasificar las rocas en magmas subalcalinos. Presentan valores de Fe_2O_3 de 7,4% a 7,78%, siendo las relaciones de MgO+-CaO en promedio de 9,3%, y de TiO_2 entre 0,9% y 1,20% en la muestra IGM 900752.

Las rocas tienen un índice peralcalino de A/CNK de 0,86, tomado del diagrama de discriminación de SiO_2 Vs K_2O, y están localizadas en la serie calcoalcalina alta en potasio, según el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (figura 6b). Los mayores valores de potasio son mostrados en la muestra IGM 9005732.

Según el diagrama de Debon y Le Fort (1983) (figura 7), las muestras analizadas hacen parte del grupo IV y se caracterizan por una asociación mineral de biotita, hornblenda y piroxeno (±Bt ±Hbl ±Opx, ±Cpx).

Las rocas exhiben un número magnesiano (#Mg) en promedio de 45,57. En la muestra IGM 900752 se presenta un #Mg de 46,60, mientras que en la muestra CB 0007A es de 44,54. Dicha diferencia se da por las variabilidades en los contenidos de sílice.

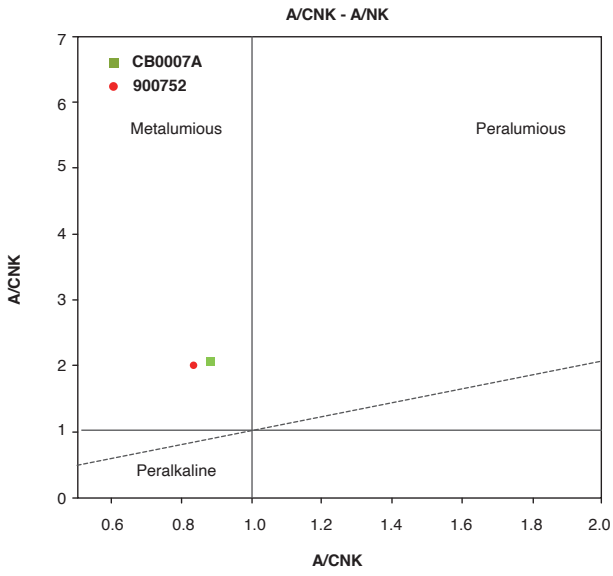


Figura 7. Diagrama de saturación de alúmina, Shand (1943)

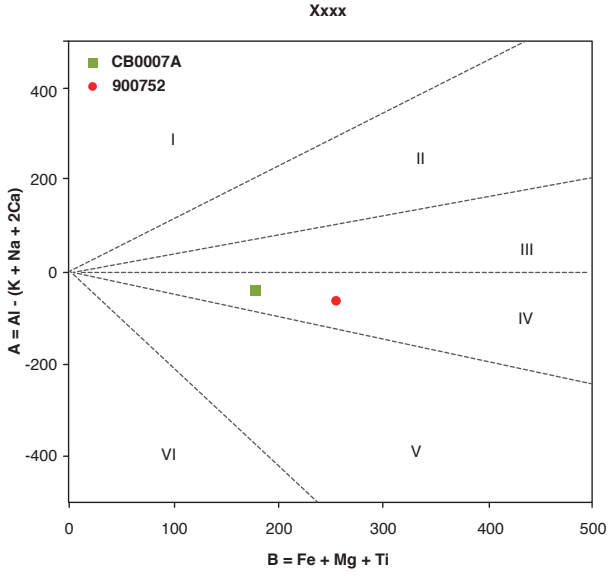


Figura 8. Diagrama de minerales característicos Debon y Le Fort (1983)

Elementos traza

Los contenidos de tierras raras y elementos traza se presentan en la tabla 3. La roca CB 0007A muestra valores cercanos a 100 veces el valor del condrito, mientras que la roca IGM 900752 tiene valores hasta 170 veces el valor del condrito (figura 9).

Se observa un comportamiento químico paralelo en ambas rocas, con un enriquecimiento general en tierras raras livianas (LREE) y trenes homogéneos hasta el campo de las tierras raras medias, donde se obtienen relaciones Eu/Eu* de 0,89 y 1,24, siendo mayor en la muestra IGM 900752.

Lo expuesto refleja la presencia de plagioclasa en el fundido residual, lo cual es coherente con el predominio modal de este mineral en la roca IGM 900752.

Asimismo, las rocas presentan empobrecimiento progresivo hacia las tierras raras pesadas (HREE) dado por una relación de $(La/Yb)_N$ de 12,05 en las muestras de roca CB 0007A, y 7,4 en la muestra IGM 900752. Se observa en la figura 9 un patrón horizontal que sugiere baja influencia del granate en el magma o ausencia de esta fase mineral durante la cristalización del plutón.

Tabla 3. Elementos traza y tierras raras de la Monzodiorita de Las Minas

Elemento	Muestra CB0007A	Muestra IGM 900752
Ba	780	1368,3
Be		1,6
Co		25,9
Cs	0,7	0,7
Ga	17,7	20,2
Nb	6	9,7
Rb	48,6	53,9
Sr	609,8	765,2
Hf	3,5	
Th	2,7	4,3
U	0,7	0,9
V	150	162,4
Zr	120,6	192,5
Li		17,2
Sc	17	22,1
Cr		14,5
Ni		27
Cu		48,6
Zn		113,1
Y	21,3	97,3
Cd		0,2
In		0,1

Elemento	Muestra CB0007A	Muestra IGM 900752
La	21,8	40,08
Ce	45,7	85,32
Pr	5,7	11,53
Nd	23,2	48,61
Sm	4,6	8,67
Eu	1,3	3,45
Gd	4,3	8,23
Tb	0,7	1,19
Dy	3,7	5,34
Ho	0,8	1,05
Er	2,1	2,96
Tm	0,3	0,37
Yb	2,1	2,38
Lu	0,3	0,35

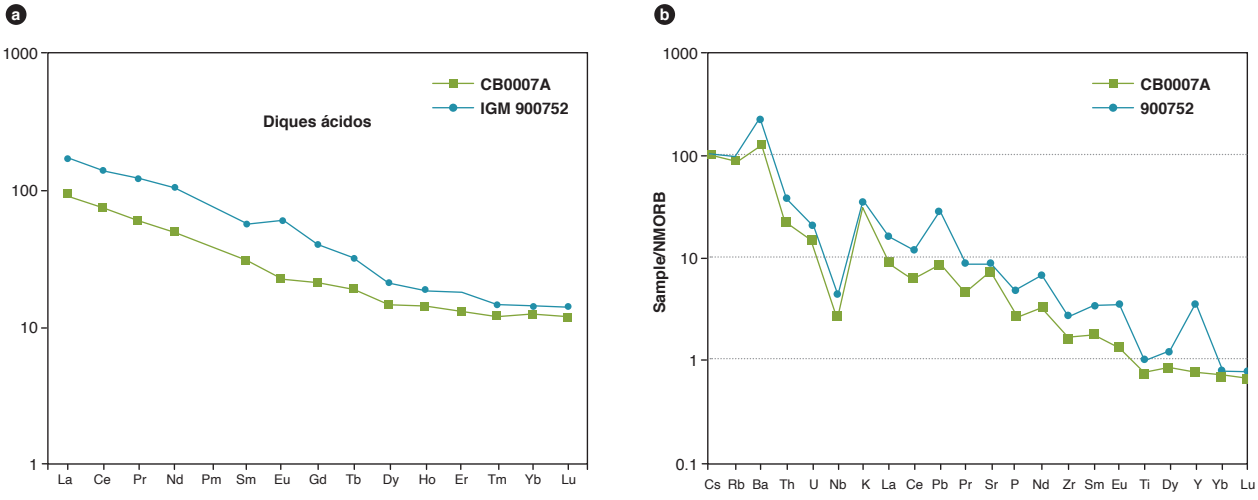


Figura 9. Diagramas multielementales para rocas de la Monzodiorita de Las Minas
a) Diagrama REE correspondiente a la normalizado a condrito (Sun y McDonought, 1989). b) Diagrama correspondiente a las rocas de la Monzodiorita de Las Minas normalizado a N-Morb, Sun y McDonought (1989).

En general, el comportamiento químico de las rocas de la monzodiorita de Las Minas concuerda con las rocas generadas en ambientes de subducción por encima de la placa subducida, donde son movilizados los elementos K, Rb, Cs, Ba, Pb y Sr en presencia de fases fluidas desde sedimentos o corteza subducida.

En el diagrama normalizado a N-Morb (Sun y McDonough, 1989) (figura 9), ambas rocas muestran enriquecimientos homogéneos de los elementos Ba y K, lo que sugiere aporte de material cortical. Hay una mayor concentración de Pb de 8 ppm en la roca IGM 900752, con un incremento anómalo de Y.

Las rocas muestran empobrecimientos de Nb, P y Ti propios de rocas generadas en márgenes convergentes. Asimismo, se observa reducción en U y Ce. La muestra CB 0007A tiene un ligero incremento en Zr.

4.2. Discriminación de ambiente tectónico

Las rocas de la Monzodiorita de Las Minas se localizan en ambientes de arco, según el diagrama multicatiónico de Batchelor y Bowden (1985) (figura 10).

Por otra parte, las rocas grafican en los campos de márgenes continentales activas con características de magmas tipo I (andino o cordillerano), con una separación de la muestra IGM 900752, debido a su menor contenido de sílice y mayor contenido de niobio. Igualmente, se evidencia una separación entre las rocas en el diagrama de Whalen *et al.* (1987) entre granitos, así: de

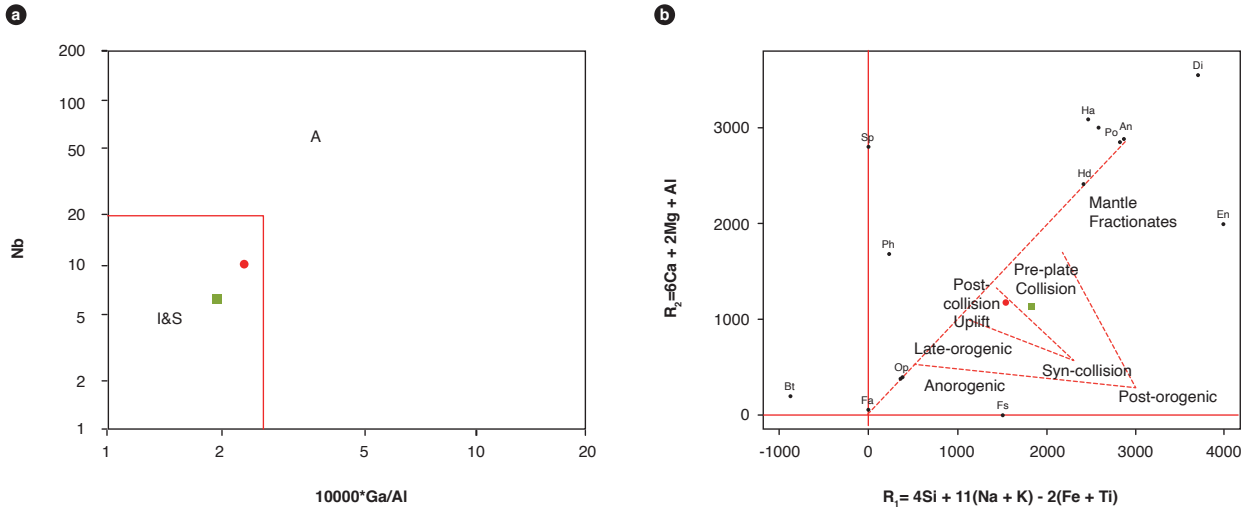


Figura 10. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos
Fuente: a) Whalen *et al.* (1987). b) Batchelor y Bowden (1985).

poscolisión y levantamiento (*post collision uplift*) en la roca IGM 900752, y precolisión de placas (*pre-plate collision*) en la roca CB 0007A.

Las figuras 11 y 12 muestran la afinidad geotectónica de los circones separados para la datación de esta unidad ígnea con respecto a su magma generador, utilizando las relaciones de Hf y Y que permiten discriminar el tipo de roca que hospeda a los circones.

La mayoría de los granos se concentran entre los campos II y III, que corresponden a rocas ígneas máficas a intermedias y rocas intermedias con contenidos bajos de cuarzo, respectivamente. En el diagrama de Wang *et al.* (2012) se observa una concentración de circones en el campo de los granitos tipo I, lo cual es coherente con los análisis de petrografía y litogeoquímica.

5. Posición estratigráfica y edad

De acuerdo con la cartografía realizada en la plancha 366 a escala 1:100.000 (Rodríguez *et al.*, 1998 y Velandia *et al.*, 2001), la falla El Agrado pone a cabalgar la Monzodiorita de Las Minas sobre rocas sedimentarias cretáceas y paleógenas de la formación Honda y el grupo Chicoral. Dicha monzodiorita intruye hacia el oeste las migmatitas de Las Minas. Esta observación se hizo en la vía que del municipio del Pital conduce a la vereda Flor Amarilla.

La muestra adquirida, denominada IGM 900752, corresponde a un saprolito. Dicha muestra se localiza sobre la vía Lagunilla-Eureka, bajo las coordenadas este: 734640, norte: 801964, con origen Magna-Bogotá. El afloramiento observado de dicha muestra evidencia una

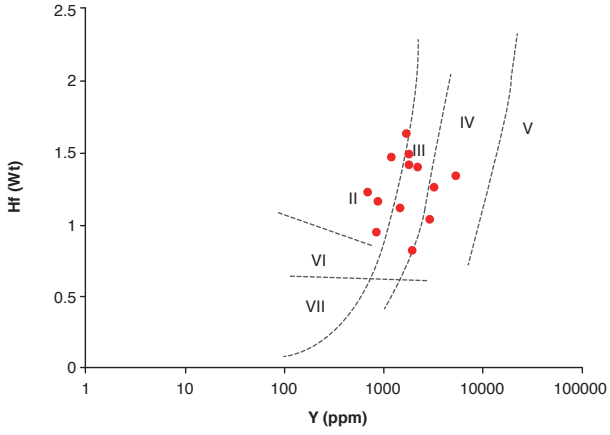


Figura 11. Diagrama de discriminación de ambientes de los circones
I: kimberlitas. II: rocas ultramáficas, máficas e intermedias. III: rocas intermedias con cuarzo e intermedias. IV: rocas félsicas con alto contenido de SiO_2. V: greisen. VI: rocas alcalinas. VII: carbonatitas. Fuente: modificado de Shnukov *et al.* (1997) en Belousova *et al.* (2002).

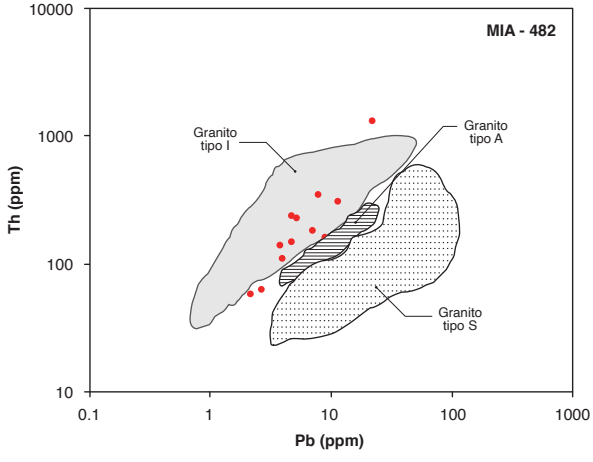


Figura 12. Discriminación de ambientes de circones
Fuente: modificado de Wang *et al.* (2012).

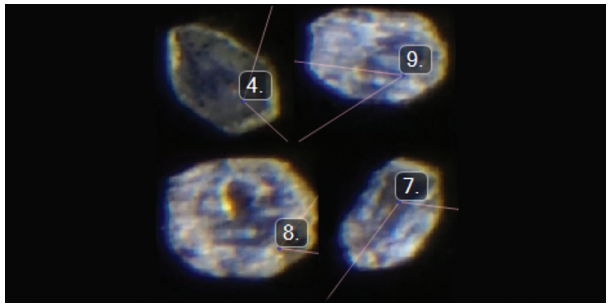


Figura 13. Circones muestra MIA-482

roca meteorizada de color blanco moteada de pardo, con cristales que conservan tamaños gruesos entre 1 y 3 mm, donde se reconoce la textura fanerítica, compuesta por plagioclasas alteradas a minerales arcillosos, biotitas lixiviadas, y en menor proporción, cristales frescos de cuarzo.

Los circones extraídos tienen forma redonda, ovoide y prismática corta. Son escasos los circones de tamaños menores de 100 µm, tienen tonalidad café pálido (figura 13a). Bajo catodoluminiscencia (CL), los circones muestran zonamientos concéntricos, así como dominios sectoriales con distintas luminescencias (figura 13c).

Se obtuvieron 23 datos de circones, de los cuales se descartaron 10 por errores estadísticos de análisis, ya que presentaban una discordancia > al 35%, de acuerdo con la relación $[(^{207}Pb/^{235}U)-(^{206}Pb/^{238}U)] / (^{207}Pb/^{235}U)]$ x100), lo que indica una posible afectación alta de plomo común en proporciones isotópicas. Para graficar las curvas de concordia e histogramas se utilizó el software de Isoplot/Ex vers. 4.15 (Ludwig, 2008).

En el diagrama de concordia Tera-Wasserburg mostrado en la figura 14a, los datos se muestran ligeramente dispersos, alrededor de la edad 181,6 ± 3,4 Ma, con un MSWD = 2,5. Este último es interpretado como la edad de cristalización del plutón, correspondiente al Jurásico Inferior (Toarciano) (figura 14b).

La discrepancia entre la edad reportada por Bustamante *et al.* (2010) para la roca CB 0007A (edad U/Pb en circón de 187,4 ± 2,3 Ma) y la de este trabajo puede explicarse por el número de circones retirados y descartados debido a la afectación de plomo común. Por lo anterior, el material utilizado en el análisis geocronológico de la muestra IGM-900752 fue escaso, para obtener una edad promedio acorde con las unidades correlacionables y con la edad de Bustamante *et al.* (2010). Otra explicación probable para explicar esa discrepancia es que dicha edad sea el resultado de otro pulso magmático y que el plutón sea compuesto de al menos dos eventos. Cabe resaltar que ambas muestras presentan patrones geoquímicos semejantes y correlacionables entre sí, por lo que se infiere que se trata de un mismo cuerpo. Por otra parte, petrográficamente hay evidencia de la existencia de facies minerales más máficas emplazadas hacia los bordes, lo que podría sugerir, que se trata de un pulso posterior de la muestra IGM 900752 respecto a la roca CB0007A.

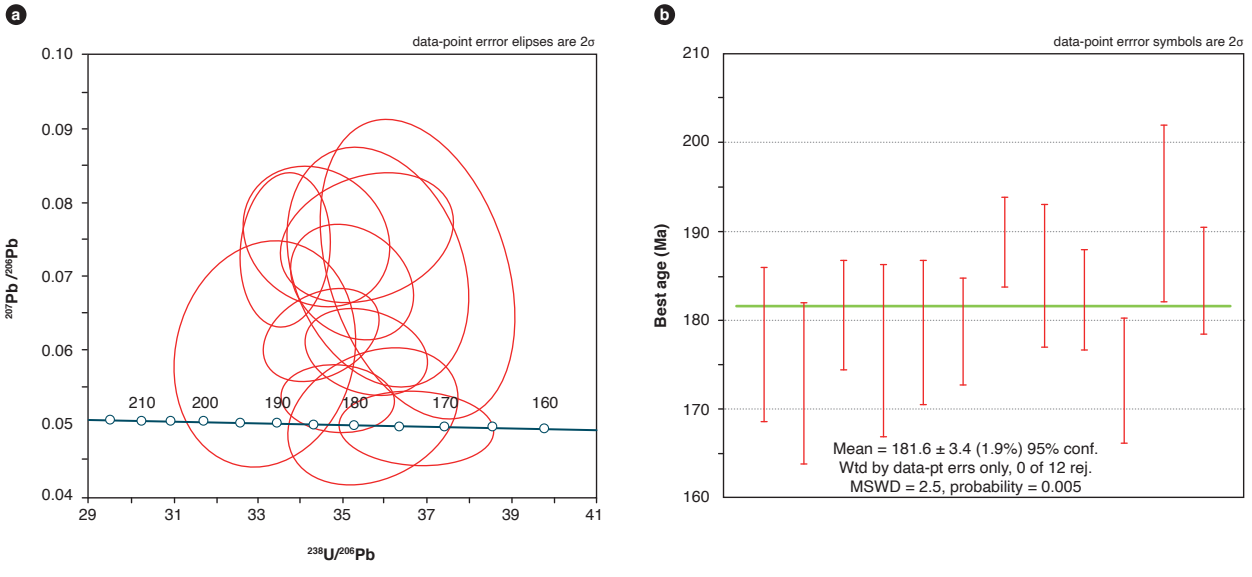


Figura 14. Edad U-Pb en circones de la muestra IGM-900752
a) Diagrama de concordia de Tera- Wasserburg. En b) el diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar.

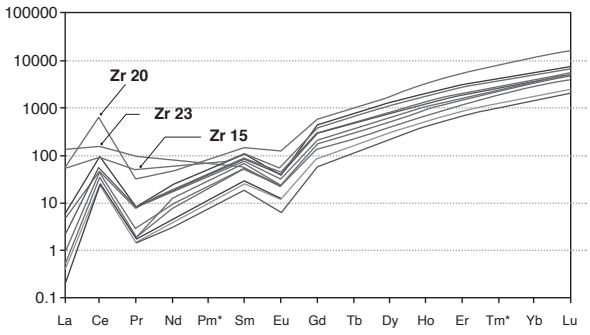


Figura 15. Diagrama REE correspondiente a los circones de la Monzodiorita de Las Minas, normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1995)

El análisis químico de los circones (ICP-MS) permitió determinar la abundancia de los elementos traza de cada circón. Los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* en cada uno de ellos.

En la figura 15, las curvas muestran la homogeneidad química en el magma de los 13 circones analizados. Se presentan en dicha curva valores anómalos de lantano entre 56,54 y 135 ppm en los circones 15, 20 y 23. Es característica la anomalía positiva de cerio, lo que indica un magma parental bajo condiciones oxidantes (Belousova *et al.*, 2002), siendo el mayor valor de este elemento 650 ppm, correspondiente al circón 20. Asimismo, se muestra un incremento en los valores de las tierras raras medias hacia las pesadas, con anomalía negativa en europio. Dichos comportamientos indican, según Belousova *et al.* (2002), que las rocas han sufrido fraccionamiento magmático con una tendencia hacia las rocas félsicas.

6. Correlaciones

Velandia *et al.* (2001) correlacionan este cuerpo con los plutones de edad jurásica que afloran en la parte oriental de la cordillera Central, como los batolitos de Ibagué y Mocoa.

Este cuerpo, por posición estratigráfica, geotectónica y geocronológica, se correlaciona con los plutones jurásicos que afloran en el borde occidental del valle superior del Magdalena, como lo son la Cuarzomonzonita de Anchique, cuya edad U/Pb es 186,4 ± 1,4 Ma, la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, cuya edad U/Pb es 187,9 ± 1,3 Ma, la Cuarzomonzodiorita El Astillero, con edad U/Pb 187 ± 3,3 Ma. Además, con el evento volcánico de la formación Saldaña, en la serranía de Las Minas (187,1 ± 2,4 Ma) (información extraída de este proyecto).

7. Localidad tipo

Su mejor exposición se encuentra sobre la vía que lleva del municipio de El Agrado hacia la vereda Eureka. También hay buenos afloramientos en la quebrada Las Minas. Velandia *et al.* (2001) reportan un cuerpo apófisis en la quebrada El Hígado intruyendo la formación del mismo nombre.

8. Génesis

De acuerdo con los resultados geoquímicos en roca total y en circones de saprolito, la Monzodiorita de Las Minas corresponde a un granito de tipo I (cordillerano), de la serie calcoalcalina alta en K, magnesiano, formado en un ambiente de arco magmático de margen continental, y hace parte de un evento plutónico emplazado en el valle superior del Magdalena ocurrido entre 180 y 188 Ma.

9. Recursos minerales

Ramírez *et al.* (2005) hacen referencia a apariciones de minerales metálicos (oro) y otros yacimientos minerales, como feldespato, agregados pétreos, rocas ornamentales y piedras semipreciosas en diferentes cuerpos que afloran en el valle superior del Magdalena, incluida la Monzodiorita de Las Minas.

10. Marco geológico regional

La serranía de Las minas se encuentra en el sur del departamento del Huila, cerca de la zona de unión de las cordilleras Central y Oriental, y está conformada geológicamente por neises y migmatitas con texturas "layered" correspondientes a la unidad migmatitas de Las Minas, de edad Neoproterozoica correlacionable con las rocas del macizo de Garzón.

Mojica *et al.* (1988) hacen referencia, respecto al costado occidental de la serranía de Las Minas, a una unidad sedimentaria fosilífera denominada formación El Hígado, de edad Ordovícico Medio (Llanvirniano-Llandeiliano), teniendo en cuenta al registro de fósiles encontrados, principalmente graptolites, braquiópodos y trilobites.

Asimismo, al oeste de dicha serranía afloran rocas volcánicas (tobas) y volcano-sedimentarias de la formación Saldaña, en contacto discordante con la formación El Hígado y contacto fallado con las migmatitas de Las Minas.

La Monzodiorita de Las Minas hace parte del flanco oriental de la serranía de las Minas; se encuentra intruyendo las migmatitas de Las Minas, y en contacto fallado

con rocas sedimentarias del Cenozoico (falla El Agrado); hacia las estribaciones orientales de la serranía cabalga sobre unidades sedimentarias terciarias del grupo Honda y Chicoral (Velandia *et al*., 2001).

Regionalmente, la Monzodiorita de Las Minas se localiza al oriente de la falla de Chusma, y corresponde, de acuerdo con Restrepo y Toussaint (1988), al terreno Chibcha, que está relacionado a la orogenia nickeriana y conformado por los macizos de rocas metamórficas de edad precámbricas.

Referencias

Batchelor, R. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, *48*(1-4), 43-55. https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*(5), 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G. y Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Boletín de Geología*, *32*(2), 93-109.

Debon, F. y Le Fort, P. (1983). A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, *73*(3), 153-149. https://doi.org/10.1017/S0263593300010117

Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.° 4. Berkeley Geochronology Center.

Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, *37*(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Mojica, J., Villarroel, C. y Macía, C. (1988). Nuevos afloramientos fosilíferos del Ordovícico Medio (Fm El Hígado) al oeste de Tarqui, valle superior del Magdalena (Huila, Colombia). *Geología Colombiana*, (16), 95-97.

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Ramírez, P., Plazas, H. y Vargas Cuervo, G. (2005). Yacimientos minerales del departamento del Huila. En *La Universidad Surcolombiana piensa la región: perspectiva de la investigación en el primer centenario del Huila*. Editorial Universidad Surcolombiana.

Restrepo, J. y Toussaint, J. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, *11*(3), 189-193. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1988/v11i3/006

Rodríguez, G., Ferreira, P., Velandia, F. y Núñez, A. (1998). *Geología de la plancha 366 Garzón*. Informe. Ingeominas.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

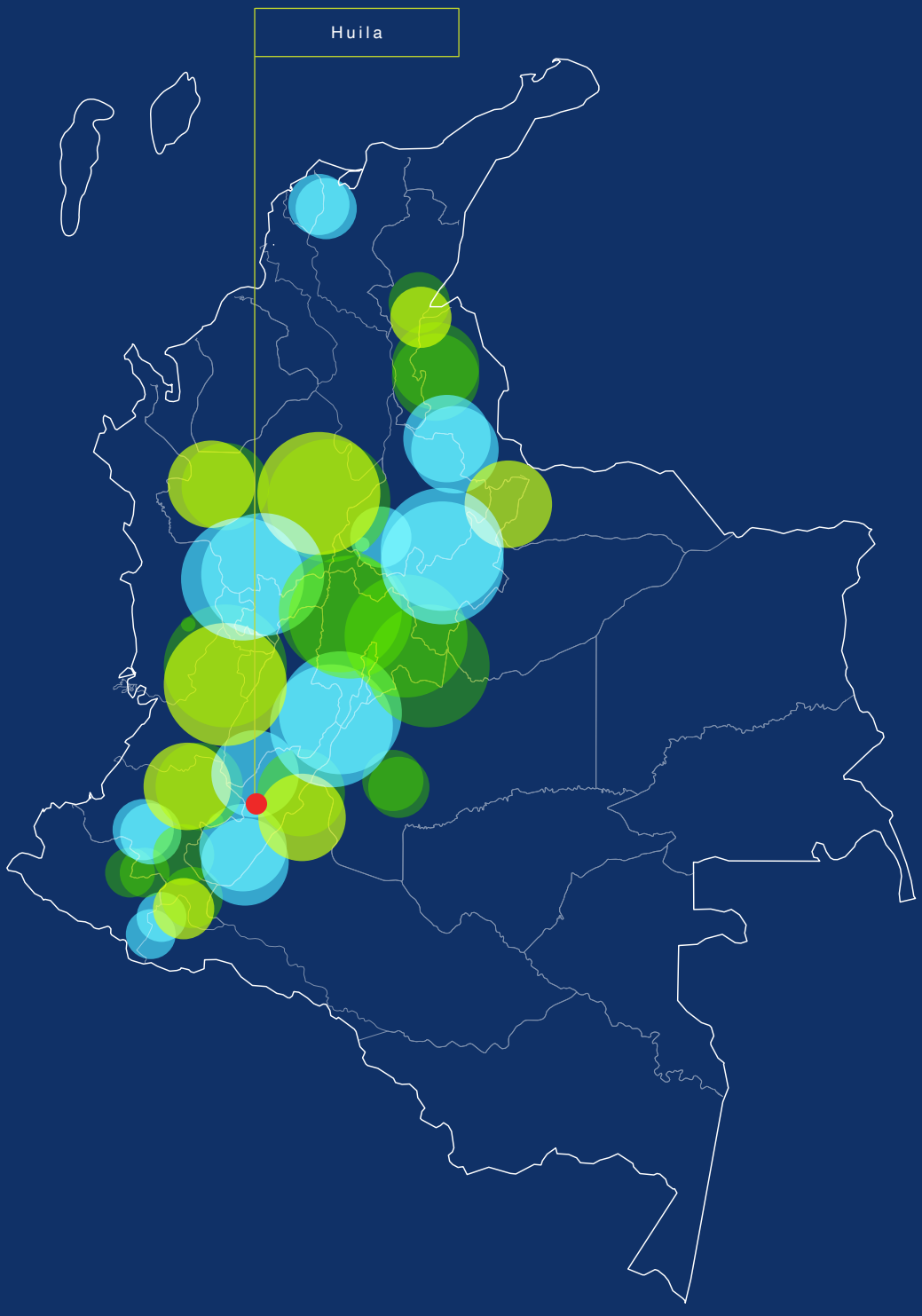
Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologishe Rundschau*, *63*(2), 773-786. https://doi.org/10.1007/BF01820841

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (2001). *Levantamiento geológico de la plancha 366 Garzón: memoria explicativa*. Ingeominas.

Wang, Q., Zhu, D., Zhao, Z., Guan, Q., Zhang, X., Sui, Q., Hu, Z. y Mo, X. (2012). Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences*, *53*, 59-66. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.027

Whalen, J., Currie, K. y Chappell, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *95*(4), 407-419. https://doi.org/10.1007/BF00402202


Huila

Cuarzomonzodiorita de El Astillero

Serranía de Las Minas
Departamento de Huila

Gabriel Rodríguez G., María Isabel Arango M.,
Gilberto Zapata G. y José Gilberto Bermúdez C.

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). Cuarzomonzodiorita del Astillero. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena.* Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.5

Los cuerpos magmáticos jurásicos que afloran en el Valle Superior del Magdalena fueron estudiados durante la ejecución del proyecto "Magmatismo Jurásico en Colombia" por parte del Grupo de Estudios Geológicos Especiales del Servicio Geológico Colombiano. Entre los plutones investigados están varios intrusivos que fueron descritos en la serranía de Las Minas, en el departamento del Huila.

En este catálogo se redefine el nombre del cuerpo y se describen las características geológicas de campo, petrográficas, geoquímicas y geocronológicas que permiten interpretar el ambiente de formación del plutón. Se hace una interpretación de su génesis y las posibles correlaciones con otras unidades jurásicas en Colombia.

1. Proponente del nombre

Gabriel Rodríguez, María Isabel Arango, Gilberto Zapata y José Gilberto Bermúdez, en este trabajo.

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

El nombre proviene de la vereda El Astillero, municipio de El Agrado (Huila). En el presente estudio se hizo el análisis petrográfico y químico de once muestras que dieron como composición dominante cuarzomonzodiorita. Por tal razón se renombra este intrusivo como *Cuarzomonzodiorita de El Astillero*.

Aflora al norte de la cabecera municipal de El Agrado, en el departamento del Huila, se localiza en el borde nororiental de la serranía de Las Minas y tiene un área de afloramiento aproximada de 25 km^2 (figura 1).

Regionalmente aflora en un bloque tectónico limitado al occidente por la falla de Chusma, y al oriente, por la falla de El Agrado, denominado *serranía de las Minas.* Está constituida por rocas de basamento precámbrico (Metamórfitas de Las Minas), rocas paleozoicas (Formación El Hígado) y rocas volcano-sedimentarias jurásicas (Formación Saldaña), todas ellas intruidas por plutones jurásicos y cubiertos por rocas del Mesozoico.

3. Reseña histórica

Velandia *et al.* (2001) y Rodríguez *et al.* (1998) propusieron, en la memoria y mapa geológico de la Plancha 366 Garzón, el nombre de *Monzodiorita de El Astillero*.

4. Descripción geológica

La Cuarzomonzodiorita de El Astillero está constituida por rocas de colores gris verdosos a blanco a rosado, moteadas de negro. Son faneríticas de grano fino a medio, con texturas granulares a inequigranulares (figura 2), presentan variaciones locales en composición y puntualmente pueden tener autolitos de microdioritas de colores más oscuros, con tamaño de grano fino a afanítico y composición básica (diorita a microdiorita) (Velandia *et al.,* 2001). Este plutón se encuentra atravesado por diques de andesita y microcuarzodiorita, así como por venas de cuarzo y feldespato.

Se analizaron once muestras de rocas, cuatro de ellas colectadas durante el trabajo de cartografía de la plancha 366 (Rodríguez *et al.*, 1998 y Velandia *et al.*, 2001), y las restantes siete se colectaron durante el proyecto "Magmatismo jurásico del Valle Superior del Magdalena y Putumayo". Los resultados petrográficos se resumen en la tabla 1, y la clasificación petrográfica en el diagrama de Streckeisen (1976) (figura 3).

De las once muestras analizadas, ocho corresponden a rocas del intrusivo y tres a diques; cuatro pertenecen al campo de las cuarzomonzodioritas, tres a las dioritas, una es cuarzodiorita, otra es monzodiorita y una más es monzonita, lo cual indica que el cuerpo varía de composición en la serie cuarzomonzodiorita-monzonita-monzodiorita-cuarzodiorita, y los diques varían de andesita a microcuarzodiorita. Las rocas de este plutón tienen texturas hipidiomórficas granulares a inequigranulares y texturas particulares poiquilíticas en hornblenda y feldespato, intercrecimientos micrográficos, coronas de feldespato alrededor de plagioclasa y desmezclas pertíticas.

Cuarzomonzodiorita-monzonita-monzodiorita-cuarzodiorita

Presentan contenidos de cuarzo variables entre 0 y 14%; la plagioclasa varía entre 46 y 64%; el feldespato alcalino, de 0 a 35%, y como minerales máficos el más frecuente es la hornblenda (3 a 43%). La biotita se presenta en cantidades menores al 11%. Puede aparecer clinopiroxeno y ortopiroxeno, y como accesorios se

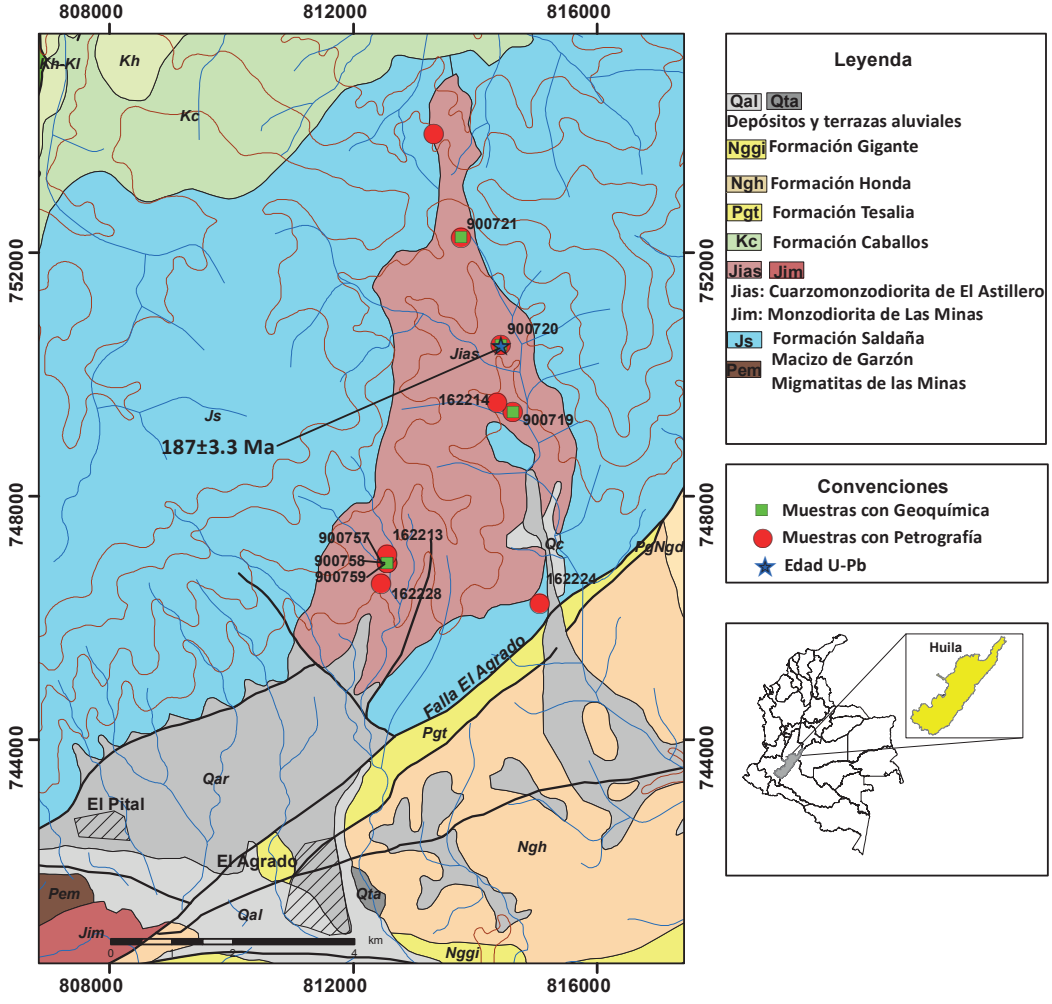


Figura 1. Localización y muestreo de la cuarzomonzodiorita de El Astillero
Fuente: cartografía tomada de la plancha 366 (Rodríguez *et al.*, 1998).

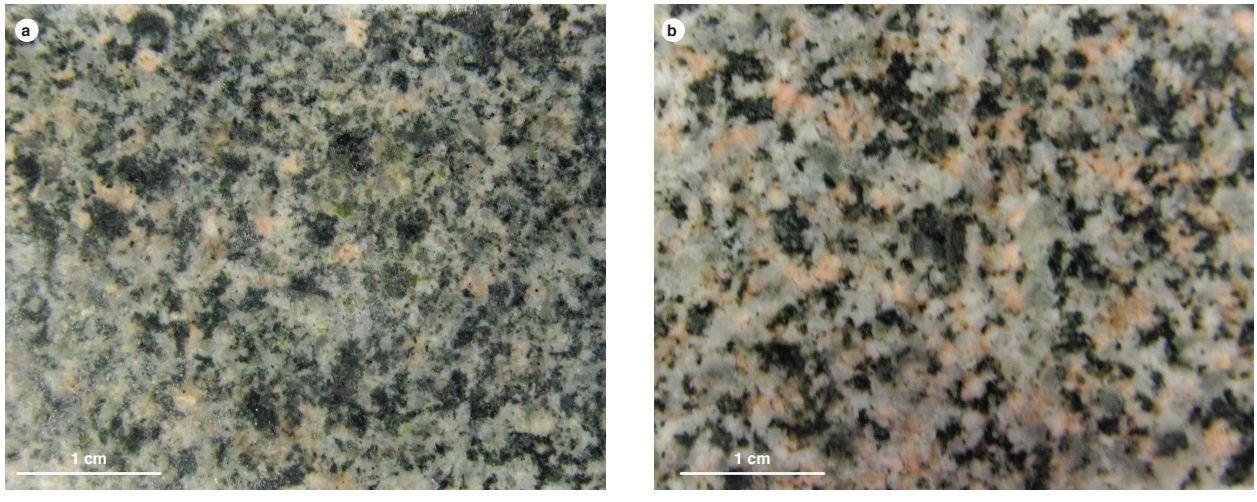


Figura 2. Aspecto macroscópico de rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero
a) Muestra IGM-900721. b) Muestra IGM-900720

Tabla 1. Composición petrográfica de rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero

IGM	W	N	Qtz	Pl	Kfs	Cpx	Opx	Ol	Hbl	Bt	Op	Ttn	Ap	Zrn	Clasificación
900719	814622	749384	13,9	59,8	12,3	2,5	2,4		4,1	3,3	1,7	TR	TR	TR	Cuarzomonzodiorita
900720	814422	750483	14	54,5	17,1	3,2			3,3	5,7	1,6				Cuarzomonzodiorita
900721	813773	752250	12,5	62,4	3,1	10,2	TR		8,6	1,6	1,6	TR	TR	TR	Cuarzodiorita
900757	812558	746903	3,5	63,5	2,5	8,5	4,0		6,5	10,5			0,5	0,5	Microcuarzodiorita
900758	812558	746903	5,0	60,0		15,0	4,0		6,0	7,0	2,0		TR	TR	Microcuarzodiorita
900759	812558	746903	0,0	56,0		25,0	12,0	0,5			5,0				Andesita
162213	812558	747044	0,0	62,0		5,0			25,0	8,0	TR		TR	TR	Diorita
162214	814363	749541	11,7	46,8	19,5	3,0			15,0	1,0	3,0		TR	TR	Cuarzomonzodiorita
162224	815056	746239	1,0	46,0	10,0	TR			43,0		TR		TR		Monzodiorita
162228	812457	746569	2,0	53,0					30,0		15,0				Diorita hornbléndica
162283	813323	753944	4,5	55,5	35,0		0,5		5,0		TR		TR		Cuarzomonzonita

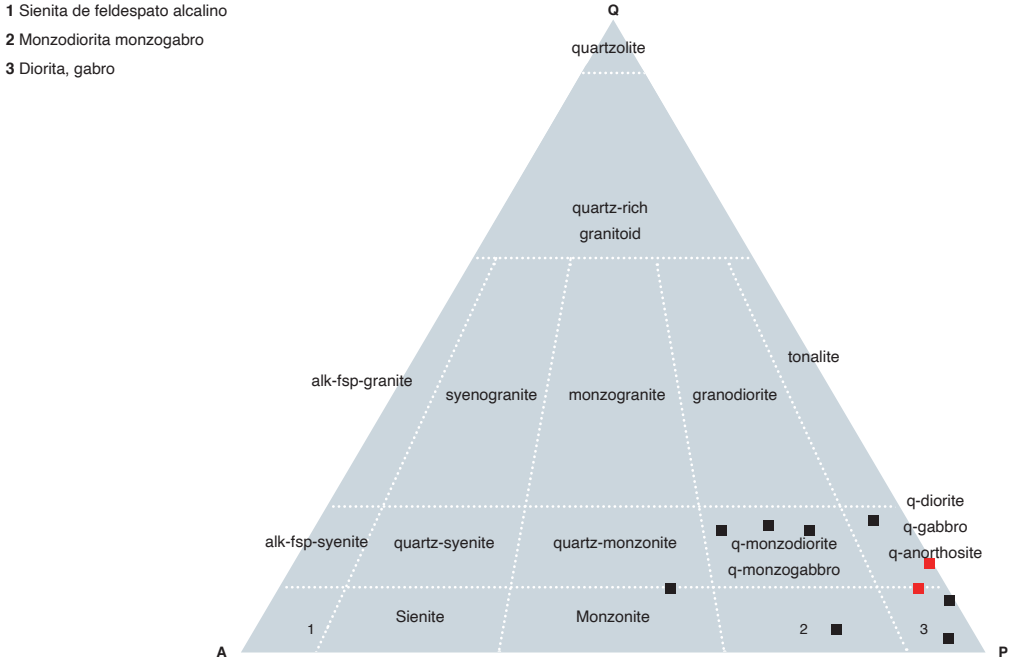


Figura 3. Clasificación petrográfica de muestras de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero
En negro, rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero, y en rojo, rocas de dique.

encuentran opacos, apatito, circón y, en algunas rocas, titanita.

El cuarzo se encuentra en cristales anhedrales intergranulares de tamaños que oscilan entre 0,1 mm y 0,5 mm, con bordes irregulares a rectos, limpios, con extinción ondulatoria, color de interferencia blanco del primer orden. En general, muestra inclusiones de polvo a manera de líneas, se presenta intersticial entre los feldespatos y en algunas rocas desarrolla texturas micrográficas con ortosa.

La plagioclasa es de tipo andesina, varía entre An_{39} y An_{48}, se encuentra en cristales euhedrales a subhedrales inequigranulares de tamaños entre 0,2 mm y 2 mm. Tiene formas tabulares con bordes rectos cristalinos, generalmente con maclas de albita, albita-Carlsbad y periclina, el relieve es cercano al del bálsamo, pero levemente mayor. Los cristales tienen extinción zonada normal, están alterados principalmente en el núcleo a sericita en escamas finas, saussurita y arcilla de color pardo, y pueden presentarse incluidos en ortosa y anfíbol, o pueden tener inclusiones de biotita, opacos y piroxenos (figura 4).

El feldespato alcalino es de tipo ortosa, se encuentra en cristales anhedrales inequigranulares con contornos irregulares, de tamaños entre 0,2 mm y 1,6 mm. El relieve es menor al del bálsamo, con birrefringencia gris del primer orden, sin desarrollo de maclas. Con leve alteración a caolín, que localmente le imprime un color pardo sucio, tiene inclusiones de plagioclasa, opacos, apatito, anfíbol y piroxenos. Desarrolla textura poiquilítica, y

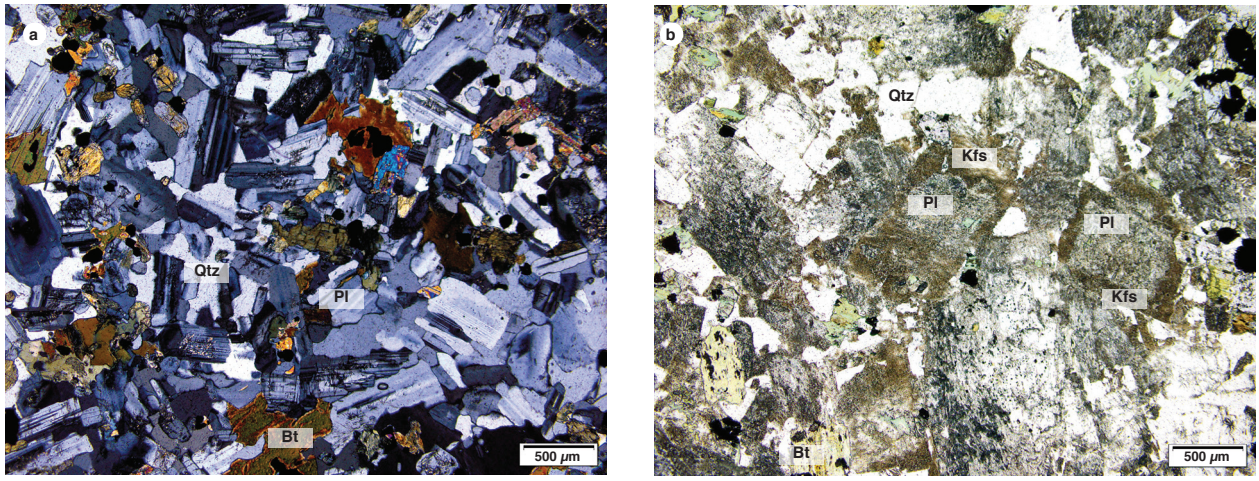


Figura 4. Aspecto microscópico de rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero
a) IGM-900719 cuarzomonzodiorita. b) IGM-900720 cuarzomonzodiorita.
a) Nícoles cruzados. Cristales tabulares de plagioclasa (Pl), ortosa (Kfs), cuarzo (Qtz), biotita (Bt) y ortopiroxeno (Opx). b) Nícoles paralelos. Cristales tabulares de plagioclasa (Pl) con corona de feldespato alcalino (Fsp), cuarzo (Qtz), biotita (Bt) y anfíbol (Anf).

localmente es intersticial entre las plagioclasas. Puede tener desmezclas pertíticas irregulares y encontrarse como coronas alrededor de la plagioclasa (figura 4).

La biotita se encuentra en láminas euhedrales a subhedrales de tamaño promedio entre 0,1 mm 0,5 mm, de color marrón con un pleocroísmo X: marrón claro, Y = Z: marrón, con extinción en arce moteado, inclusiones de opacos, apatito, hornblenda y plagioclasa. Puede estar alterada a clorita en los bordes y a lo largo del clivaje, y en algunas rocas solo se conserva el esqueleto del mineral (figura 4).

El anfíbol corresponde a hornblenda y se presenta en cristales anhedrales, con pleocroísmo de verde oliva a verde; su tamaño varía entre 0,2 a 0,5 mm. Algunos cristales aparecen como bordes uralíticos alrededor de clinopiroxeno y ortopiroxeno, con birrefringencia amarilla a naranjada del primer orden, con inclusiones de opacos, apatito, biotita y plagioclasa. Puede encontrarse alterado a anfíbol fibroso, epidota y clorita.

El clinopiroxeno es augita. Se encuentra en la mayoría de las rocas como cristales anhedrales a subhedrales de color verde pálido con pleocroísmo débil, de relieve alto (n > b), con parches de anfíbol uralítico (textura cedazo) o como núcleos en los anfíboles, con birrefringencia máxima rojo a azul del segundo orden. El ángulo de extinción varía de 46° a 47°, puede tener maclas dobles y polisintéticas, con inclusiones de opacos, cuarzo, hipersteno, biotita y plagioclasa, parcialmente uralitizados.

El ortopiroxeno puede o no estar presente en las rocas. Se encuentra en cristales euhedrales a subhedrales de color rosado pálido, con un pleocroísmo X: rosa pálido, Y: verde pálido y Z: amarillo pálido. Extingue paralelo y tiene buen desarrollo de clivaje, con birrefringencia gris a amarilla del primer orden, de tamaños entre 0,1 a 0,4 mm. Su relieve es alto (n > b), se altera a esmectita, que le imprime un aspecto fibroso de color pardo verde, y puede estar intercrecido con clinopiroxeno.

Los opacos se encuentran en cristales finos subhedrales a anhedrales, de tamaños menores a 0,2 mm, generalmente incluidos en biotita, anfíbol y piroxenos, frecuentemente con inclusiones de apatito.

El circón se presenta en microcristales euhedrales prismáticos incoloros, de relieve alto y birrefringencia azul del segundo orden, con extinción recta. Muestra inclusiones negras muy finas. Se encuentra entre cristales de plagioclasa y como inclusiones en biotitas formando halos pleocroicos.

El apatito se encuentra en microcristales euhedrales en cortes basales y longitudinales hexagonales, de relieve alto, incoloros, junto a opacos y biotita e incluidos en los minerales principales.

Rocas de dique

Se analizaron tres rocas de diques que se clasificaron como microcuarzodioritas (2) y andesita basáltica (IGM-900757, IGM-900758 y IGM-900759, respectivamente).

Son de color verde oscuro, con tamaño de grano muy fino a afanítico, compuestas por fenocristales de plagioclasa y máficos como hornblenda y piroxenos flotando en matriz afanítica (figura 5).

Microscópicamente, la andesita basáltica tiene matriz microcristalina constituida por cristales de tamaños menores de 0,05 mm y está conformada por un mosaico de cuarzo xenomórfico, plagioclasa con maclas de tipo albita, clinopiroxeno, ortopiroxeno y opacos diseminados (figura 6).

Los fenocristales son de plagioclasa, clinopiroxeno e hipersteno. La plagioclasa es de tipo andesina (An_{46}), se encuentra en fenocristales y glomerocristales subidiomórficos tabulares de tamaños entre 0,3 mm y 0,8 mm, incoloros, de relieve mayor que el del bálsamo, con maclas de tipo albita y periclina y zonación normal. Pueden estar corroídos por la matriz.

Los fenocristales de clinopiroxeno son subidiomórficos, incoloros, de 0,5 mm, con colores de interferencia azules, verdes y amarillos fuertes del segundo orden. Presentan maclas dobles e inclusiones de minerales de la matriz (opacos, clinopiroxeno y plagioclasa de tamaños <0,1 mm). Algunos cristales muestran una dirección de clivaje paralela al eje mayor del cristal, ángulo de extinción de 37° y pueden formar agrupaciones glomeroporfídicas. Se alteran a calcita y opacos.

Los fenocristales de hiperstena son subidiomórficos prismáticos, con pleocroísmo rosado a verde pálido, colores de interferencia grises a amarillos del primer orden, con extinción paralela al clivaje, relieve mode-

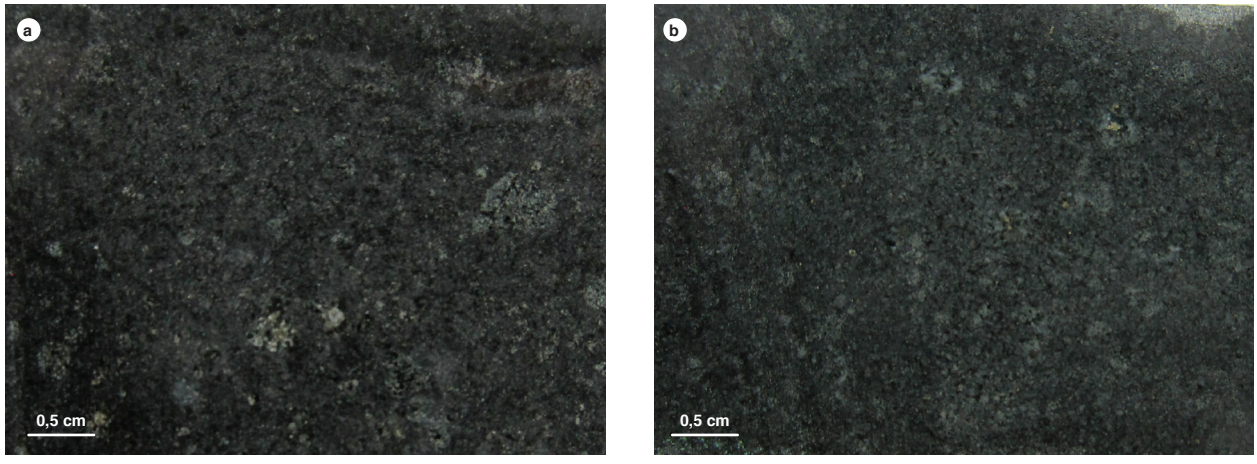


Figura 5. Aspecto macroscópico de diques dentro del cuerpo de Cuarzomonzodiorita de El Astillero, muestras IGM-900759 e IGM-900758

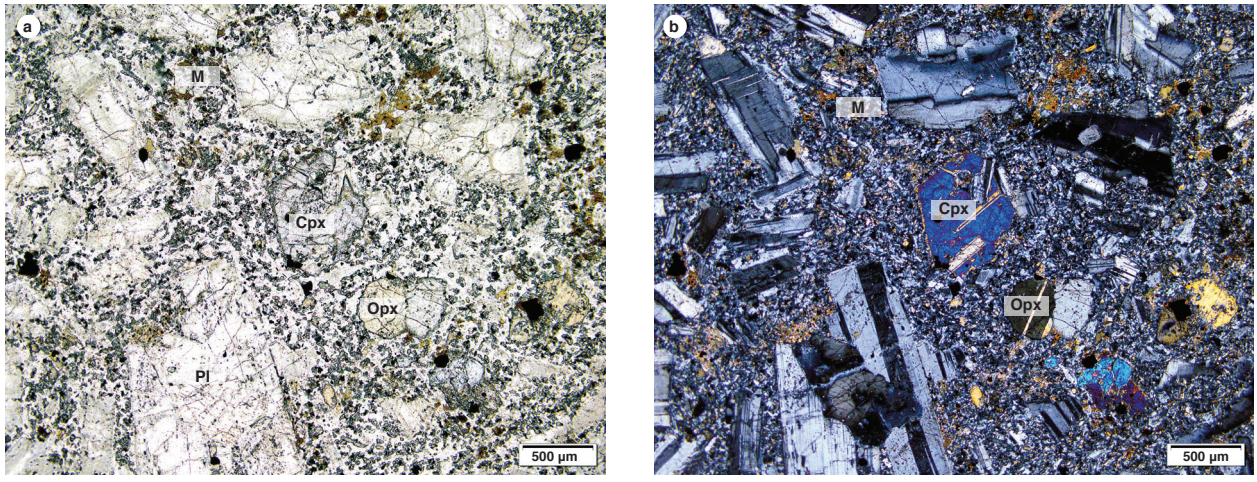


Figura 6. Aspecto microscópico de un dique de andesita basáltica
IGM 900759. Escala 10X. Nícoles paralelos y nícoles cruzados, fenocristales de hiperstena (Opx), clinopiroxeno (augita) (Cpx) y plagioclasa (Pl) en una matriz microcristalina (M)

rado a alto, y forman glomerocristales de 0,4 mm con bordes irregulares.

La biotita se encuentra en láminas de tamaños entre 0,05 y 0,2 mm, de color marrón rojizo, pleocroica: X: verde pálido, Y: marrón rojizo, con extinción moteada o de ojo de pájaro, y colores de interferencia azules y amarillos del segundo orden. Las láminas se encuentran dispersas entre fenocristales y matriz. Presenta inclusiones de opacos.

Los opacos se presentan en cristales xenomórficos diseminados en la matriz, de tamaños menores a 0,1 mm y como fenocristales rodeados por óxidos con tamaños de 0,2 mm.

La roca presenta olivino alterado a iddingsita-carbonatos, reemplazado parcial a totalmente, de color café a verde.

Los diques de microcuarzodiorita presentan textura hipidiomórfica inequigranular porfídica y matriz subofítica. Se encuentran constituidos por plagioclasa de tipo andesina (An_{46} a An_{48}), en un 60 a 64%, cuarzo (<4%), y como minerales máficos clinopiroxeno (8 a 15%) hornblenda (<6%), ortopiroxeno (4%) y biotita (10,5 a 7%), junto a minerales accesorios como opacos, circón y apatito (figura 7).

La plagioclasa (An_{46} a An_{48}) se encuentra en cristales subidiomórficos tabulares, de tamaños menores a 0,8 mm, con desarrollo de maclas tipo albita y zonación normal. Está alterada a sericita y saussurita y tiene inclusiones de opacos apatitos, biotita y clinopiroxeno.

El cuarzo es xenomórfico incoloro, con color de interferencia gris de primer orden, de relieve moderado, con tamaños de 0,2 mm, intersticiales entre cristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Muestra inclusiones de biotita, opacos y apatitos.

Los cristales de hornblenda se presentan en secciones transversales mostrando dos direcciones de clivaje a 56°; de color verde con pleocroísmo X: verde oliva, Y: verde pálido, colores de interferencia amarillo pardo de segundo orden, con ángulo de extinción de 12°, y de tamaño promedio 0,7 mm. Muestra inclusiones de opacos y plagioclasa.

Los clinopiroxenos se encuentran en secciones transversales octogonales de tamaño promedio de 0,7 mm, incoloros, con color de interferencia azul-verde del segundo orden, relieve moderado. Son comunes las maclas dobles, el ángulo de extinción de 32°. Muestra texturas poiquilíticas con inclusiones de opacos y plagioclasa.

La hiperstena se presenta en cristales subidiomórficos incoloros con pleocroísmo rosado tenue, extinción paralela, tamaños de 0,6 mm, y muestra maclas simples e inclusiones de plagioclasa.

La biotita se presenta en láminas subidiomórficas tabulares de color rojo, fuertemente pleocróicas X: rojo, Y: verde pálido, con extinción moteada o de ojo de pájaro y color de interferencia verde del segundo orden, en tamaños de 0,2 mm. Muestra texturas poiquilíticas por

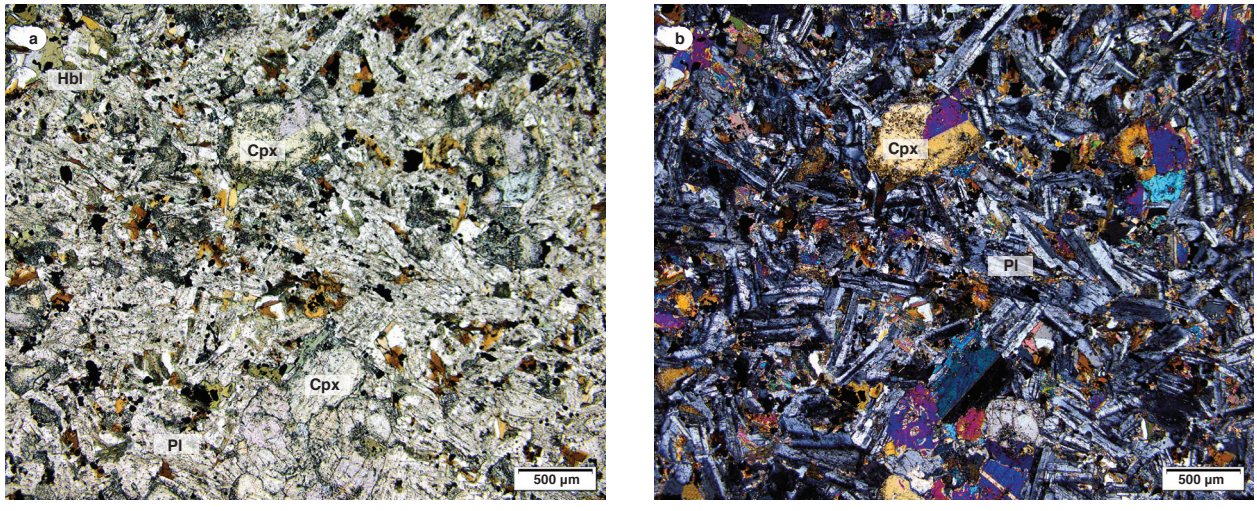


Figura 7. Aspecto microscópico de rocas de dique que atraviesan la Cauarzomonzodiorita de El Astillero
IGM 900758. Dique de microcuarzodiorita. Escala 10X. a) Nícoles paralelos. b) Nícoles cruzados. Roca con textura hipidiomórfica inequigranular a porfídica, compuesta por cristales de mayor tamaño de clinopiroxeno y ortopiroxeno con coronas de anfíbol, en matriz subofítica a intergranular.

inclusión de opacos, plagioclasa, clinopiroxeno y circón con halos pleocroicos.

4.1. Litogeoquímica

La caracterización litogeoquímica de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero se realizó a partir de seis análisis: tres en rocas del cuerpo intrusivo que se clasificaron petrográficamente como cuarzomonzodioritas, y corresponden a la litología dominante del plutón, y tres diques clasificados como andesita y microcuarzodioritas. Los análisis se hicieron en el laboratorio químico del Servicio Geológico Colombiano, sede Bogotá. Los resultados de óxidos mayores se muestran en la (tabla 2).

Óxidos mayores

Los valores de SiO_2 para las tres muestras del intrusivo (GR-6624, GR-6625, GR-6626) varían entre 59 y 62,7%. Los valores de Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, MnO, P_2O_5 y CaO disminuyen con el aumento de SiO_2; el Na_2O es relativamente constante con el aumento de SiO_2, y el K_2O aumenta con el contenido de SiO_2, variaciones que se consideran normales en la evolución magmática de un plutón.

Los contenidos de Al_2O_3 están entre 15,8 y 16,9%. El MgO varía de 2,1 a 2,8%. Presentan un alto contenido de álcalis (Na_2O+K_2O), entre 5,7 y 6,9%, con razones K_2O/Na_2O entre 0,7 y 0,9, concordante con el mayor contenido de plagioclasa que de ortosa y bajo TiO_2 (<0,85%).

Para las tres muestras de diques (MIA-495, MIA-495A y MIA-495B), el SiO_2 varía entre 52,9 y 55%; Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, MnO, P_2O_5, CaO y K_2O disminuyen con el aumento de SiO_2; el Na_2O y el K_2O aumentan con el contenido de SiO_2. Los contenidos de Al_2O_3 están entre 16,2 y 17,7%; el MgO varía entre 4,6 y 6,4%; el Fe_2O_3, entre 8,2 y 8,7%, siendo notablemente más altos los valores de hierro y magnesio en los diques que las rocas del plutón. El álcalis (Na_2O+K_2O) varía entre 4,7 y 5%, más bajo que las rocas del plutón, y tienen bajo TiO_2 <1%.

En el diagrama K_2O versus SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) correspondiente a rocas granitoides de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero, las muestras grafican en las series calcoalcalinas altas en K, con contenidos de K_2O entre 2,3 y 3,3% (figura 8). Presentan tendencia normal de diferenciación a medida que aumenta el contenido de SiO_2 con aumento de K_2O, y los valores están acordes con el contenido de ortosa en las rocas. Las muestras de diques se agrupan en el campo de las rocas calcoalcalinas medias en K, con valores similares de SiO_2. Tienen cambios en el contenido de K_2O.

En el diagrama TAS de Middlemost (1985) (figura 9), las rocas dioritoides se localizan en el campo de las cuarzomonzodioritas, lo que concuerda con la clasificación petrográfica y química. Los tres diques grafican en el campo de las cuarzodioritas o su equivalente volcánico (andesita), lo que coincide con la clasificación petrográfica. Las rocas plutónicas como los diques son subalcalinas.

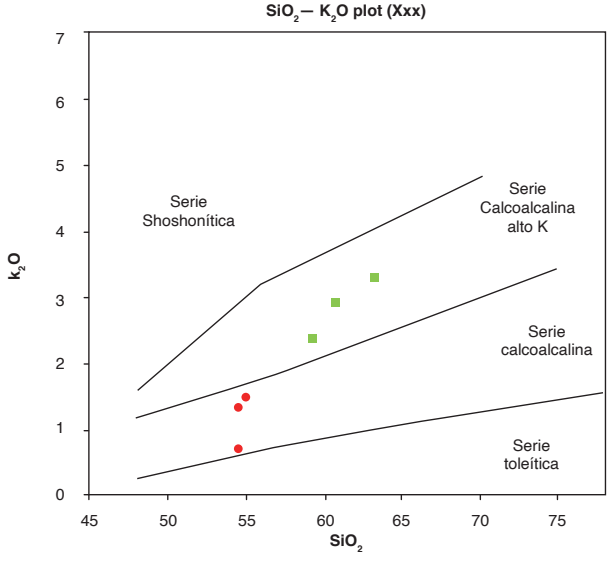


Figura 8. Diagrama K_2O Vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) en rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero y diques
En verde, rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero, y en rojo, diques.

Tabla 2. Composición de óxidos mayores en rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero

IGM	N CAMPO	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	FeO	LOI
900719	GR-6624	59,4	0,85	16,92	7,01	2,82	6,05	3,36	2,37	0,283	0,02	3,79	0,71
900720	GR-6625	62,7	0,8	15,78	5,61	2,13	4,28	3,53	3,27	0,195	0,01	2,85	1,4
900721	GR-6626	59,9	0,75	16,35	6,34	2,57	5,11	3,67	2,88	0,248	0,02	3,31	1,89
900757	MIA-495	53,7	0,98	17,63	8,3	5,14	8,04	3,31	1,33	0,299	0,02	4,94	0,96
900758	MIA-495A	52,9	0,98	16,19	8,71	6,36	10,23	2,59	0,72	0,176	0,02	4,73	0,87
900759	MIA-495B	55	0,95	17,69	8,16	4,57	7,89	3,54	1,48	0,295	0,02	5,11	< 0,10

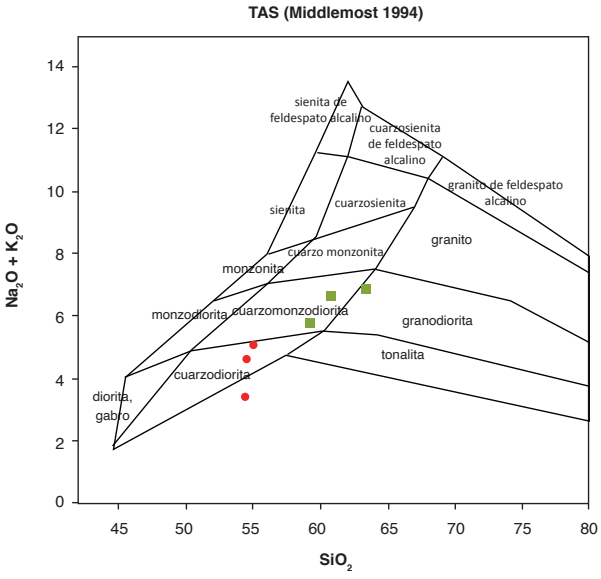


Figura 9. Diagrama de Middlemost (1985) correspondiente a rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero y diques del plutón
En verde, rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero, y en rojo, diques.

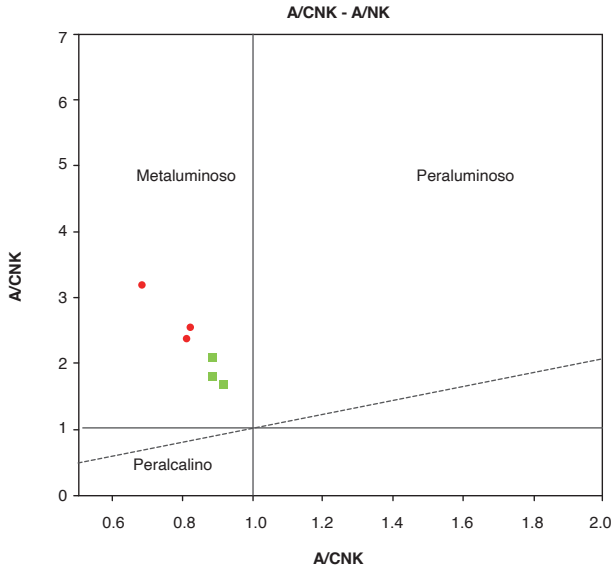


Figura 10. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad correspondiente a las rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero

De acuerdo con la clasificación de Shand (1927) (figura 10), el álcalis molar indica una impronta metaluminosa dada por la asociación mineralógica que predomina en estas rocas de feldespato + plagioclasa + hornblenda + biotita + cuarzo, donde A < CNK, y A > NK, tanto en las rocas del plutón como en los diques.

Elementos trazas y tierras raras

En la tabla 3 se resumen los resultados de los análisis químicos de elementos traza y tierras raras correspondientes a las rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero y los diques relacionados.

El diagrama de elementos de las tierras raras (REE) normalizado a condrito según los valores de Nakamura (1974), correspondientes a rocas del intrusivo y diques (figura 11), muestra en las cuarzomonzodioritas y los diques enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) con un patrón homogéneo que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), con una menor pendiente entre Dy y Lu. Las rocas de dique muestran un mayor empobrecimiento en las tierras raras pesadas, y la muestra 900758 tiene menores valores en tierras raras livianas, separándose del tren de los otros diques, con mayores valores de tierras raras pesadas. Las rocas del intrusivo tienen comportamiento paralelo, con una débil inflexión positiva en Eu para las muestras 900719 y 900721. Lo mismo se observa en los

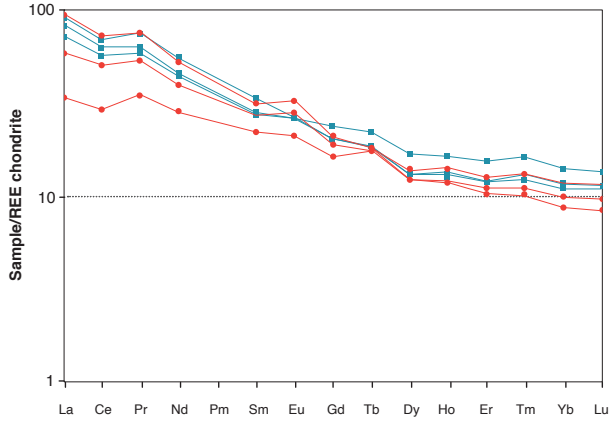


Figura 11. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974) correspondiente a rocas y diques de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero
En verde, rocas de la cuarzomonzodiorita de El Astillero, y en rojo, diques.

diques, lo que podría indicar acumulación de plagioclasa en el fundido. El comportamiento en general se ajusta a rocas generadas en arcos con un comportamiento normal en rocas generadas en ambientes de subducción por encima de la placa subducida.

Los diagramas de multielementos normalizados a MORB (Pearce, 1983) y NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondientes a las tres rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero y a los tres diques muestran

Tabla 3. Resultados de elementos traza y tierras raras correspondientes a rocas Cuarzomonzodiorita de El Astillero

IGM	N CAMPO	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Cd	In	Cs	Ba	La	Ce
900719	GR-6624	16,0	1,1	21,2	156,8	5,8	21,9	12,3	32,9	94,8	19,6	56,7	518,2	25,0	0,2	0,1	0,9	715,5	23,7	49,0
900720	GR-6625	20,6	1,4	16,7	106,4	9,9	19,1	10,1	30,5	80,1	18,3	83,6	417,5	31,0	0,1	0,1	1,0	905,7	30,4	59,6
900721	GR-6626	21,0	1,1	18,1	128,8	6,5	21,0	10,5	32,2	79,6	19,6	69,3	586,9	79,7	0,2	0,1	1,3	873,7	27,3	54,0
900757	MIA-495	14,7	1,0	31,2	168,0	23,0	34,6	36,6	39,4	108,9	21,4	23,7	687,5	20,0	0,2	0,1	0,8	695,4	19,5	43,7
900758	MIA-495A	21,0	0,7	43,2	196,1	76,8	38,1	20,5	15,2	100,7	19,4	12,5	495,7	23,9	0,2	0,1	2,5	234,9	11,4	25,2
900759	MIA-495B	5,7	1,2	31,3	184,9	18,1	33,3	29,1	51,4	109,9	22,2	27,1	782,1	20,9	0,2	0,0	0,5	827,3	30,9	61,4

IGM	N CAMPO	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Bi	Th	U	Nb	Zr
900719	GR-6624	6,5	27,6	5,6	2,0	5,7	0,9	4,6	0,9	2,8	0,4	2,5	0,4	0,3	9,6	< 0,05	3,8	0,8	4,8	< 130
900720	GR-6625	8,3	34,4	6,9	2,0	6,5	1,0	5,7	1,1	3,5	0,5	3,1	0,5	0,4	13,6	< 0,05	5,6	1,0	6,4	229,5
900721	GR-6626	7,0	28,7	5,7	2,0	5,6	0,9	4,5	0,9	2,7	0,4	2,4	0,4	0,3	10,2	< 0,05	3,9	0,9	4,5	140,7
900757	MIA-495	6,0	25,0	5,5	2,1	5,3	0,8	4,2	0,8	2,3	0,3	1,9	0,3	0,1	7,8	< 0,05	1,4	0,3	4,6	133,3
900758	MIA-495A	3,9	18,2	4,5	1,6	4,5	0,8	4,7	1,0	2,8	0,4	2,5	0,4	0,1	3,6	< 0,05	1,0	0,2	2,9	133,3
900759	MIA-495B	8,4	33,3	6,4	2,4	5,8	0,9	4,3	0,8	2,5	0,3	2,2	0,3	0,1	6,6	< 0,05	3,8	0,9	3,7	140,7

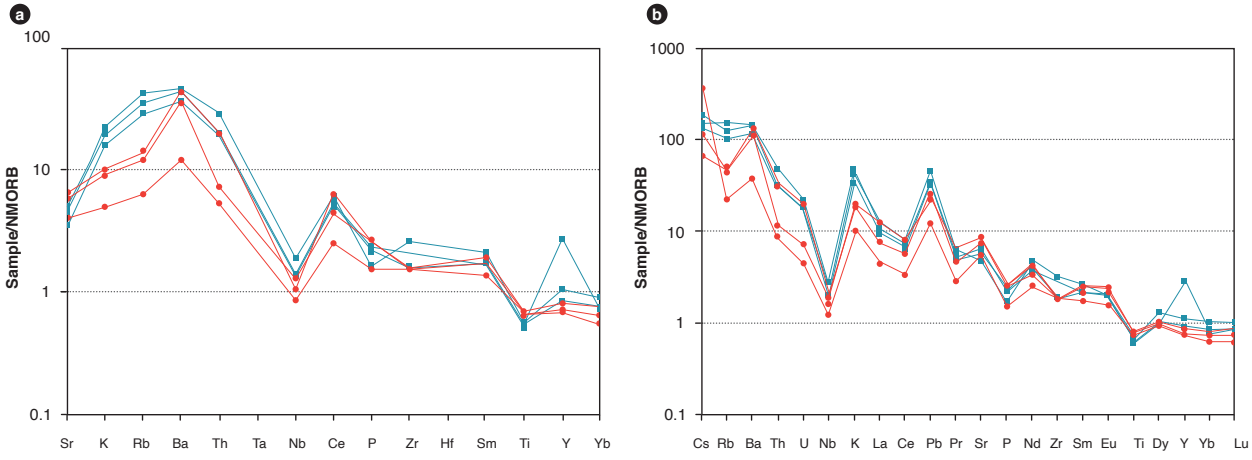


Figura 12. Diagramas multielementales correspondientes a rocas granitoides de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero
a) Normalizado a MORB (Pearce, 1983). b) Normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989). En azul, rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero, y en rojo, diques.

empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, Ti y P, que pueden corresponder a separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, lo que refleja una evolución magmática (Winter, 2001), en la que el Nb se comporta geoquímicamente similar al Ti. Los mayores valores de los elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) Cs, Ba y Th indican una afinidad de corteza continental (márgenes convergentes) donde abundan estos elementos altamente incompatibles. Valores mayores en Sr, K, Ba y Rb se deben a su movilización desde fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma (figura 12a) y las anomalías negativas de Nb, Ti y P son características de arcos magmáticos relacionados a ambientes de subducción, con empobrecimiento progresivo hacia los elementos pesados (figura 12b).

Las muestras presentan anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, una signatura geoquímica típica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados con arcos, con patrón subparalelo, pero agrupados en dos series para las muestras de cuarzomonzodioritas y los tres diques.

En los dos gráficos multielementales, los diques y las rocas dioritoides se agrupan de manera diferente entre ellos y presentan dos disposiciones que son consecuentes con cada grupo de rocas. La tendencia de los diques muestra comportamiento paralelo en las tres muestras de roca, con una marcada anomalía positiva de Ba y valores menores de K, Rb, Th y Y que las rocas del plutón, lo cual sugiere que son de una misma familia o un mismo evento.

Discriminación de ambiente tectónico y tipo de granitoide

Las rocas de la cuarzomonzodiorita de El Astillero y los diques asociados muestran características de magmas tipo I (andino o cordillerano), de series magnesianas (figuras 13 a y b) y grafican en el diagrama de Pearce *et*

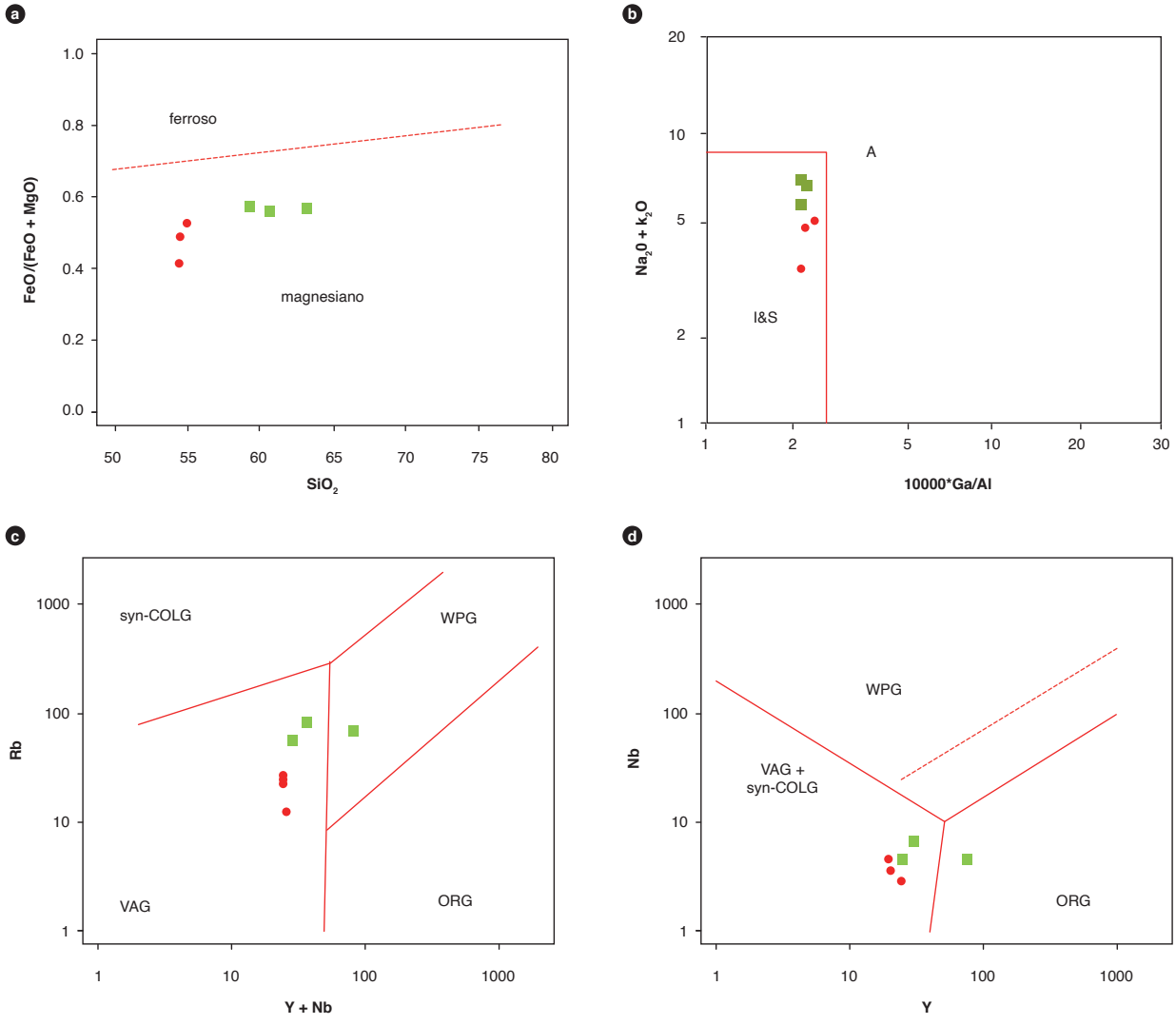


Figura 13. Diagramas de Frost *et al.* (2001), Whalen *et al.* (1987) y Pearce *et al.* (1984) correspondientes a rocas de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero
En verde, rocas del plutón, y en rojo, rocas de dique.

al. (1984) en el campo de los granitos de arco volcánico (figura 13) y de series calcoalcalinas, lo que corrobora los resultados de los diagramas multielementales.

4.2. Posición estratigráfica y edad

Velandia *et al.* (2001) describen el contacto de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero como intrusivo en rocas vulcano sedimentarias de la Formación Saldaña, las cuales ocasionan efectos de contacto que se manifiestan por el desarrollo de cornubianitas. En el extremo sur, el intrusivo es cortado por una falla de dirección NW y está cubierto por depósitos cuaternarios.

Se realizó la datación de una muestra de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero (IGM 900720), previa descripción petrográfica y análisis litogeoquímico de la muestra. Su localización se presenta en la figura 1.

La muestra datada IGM 900720 (GR-6625) corresponde a una cuarzomonzodiorita de color blanco y rosado moteada de negro, fanerítica de grano fino con textura granular, cuya muestra macroscópica se presenta en la figura 2b. Los circones son de tamaño mediano, de forma redondeada a corto-prismática (figura 14). La imagen de CL revela la presencia de zonamientos oscilatorios, o sectoriales, en algunos casos. Todos los circones analizados grafican, en el diagrama de concordia, en un rango bastante acotado cercano a los 190 Ma. La muestra se localiza en las coordenadas N: 750443 y W: 1144144, con origen Bogotá.

Los datos obtenidos de la muestra GR-6625 (n = 35) fueron manipulados en el software de Isoplot/Ex vers, 4,15 (Ludwig, 2008) para su ploteo e interpretación. Inicialmente se realizó un filtro de los datos para descartar los circones que tuvieran valores discordantes (Discor > al 30%), de acuerdo con la relación [(^{207}Pb/^{235}U)-(^{206}Pb/^{238}U)/^{206}Pb/^{238}U)], con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad, trabajando en la muestra con 24 circones.

En la figura 14 se muestra la edad de cristalización correspondiente a la Cuarzomonzodiorita de El Astillero. El comportamiento de los circones es concordante con las concentraciones de ^{206}Pb/^{238}U vs ^{207}Pb/^{235}U. En el diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar se observa que al reunir la edad de cada circón se obtienen rangos moderadamente dispersos que se pueden integrar en un valor de edad comprendido entre 187 ± 3,3 Ma correspondiente a la muestra GR-6625, con (MSWD = 7,8), que corresponden al Jurásico Inferior, e indica la edad de cristalización de la roca, teniendo en cuenta la peculiaridad que tiene el circón en su temperatura de cierre, cercana a los 900 °C. Estas temperaturas están asociadas con eventos de cristalización magmática.

La relación Th/U varía en la muestra GR-6625 entre 0,56 y 1,3 ppm. La mayoría de valores alrededor de 1 ppm se relacionan con un origen ígneo, concordante con la forma prismática corta de los circones y la zonación oscilatoria concéntrica.

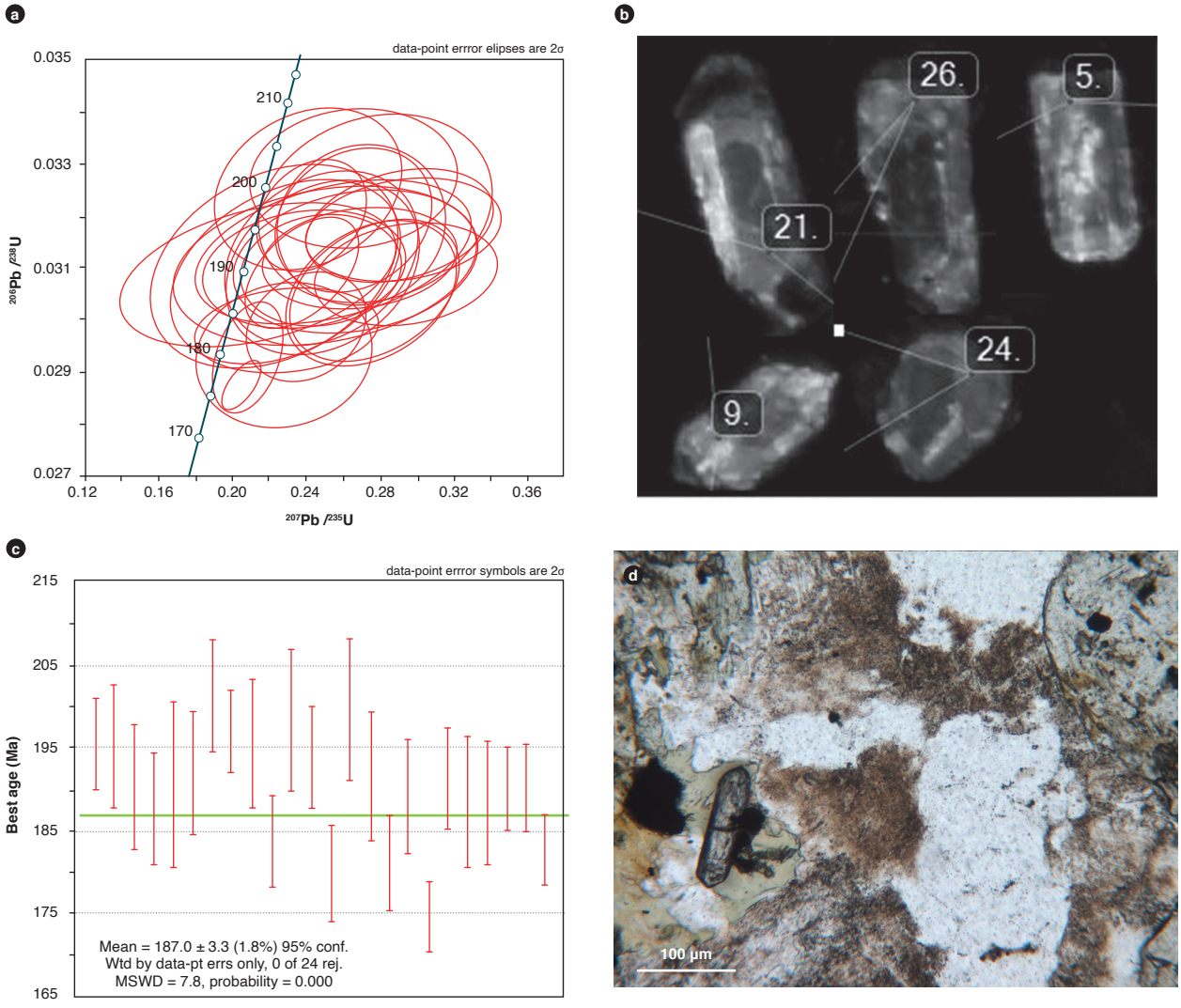


Figura 14. Edad U-Pb en circones de la muestra GR-6625 (IGM-900720) de la Cuarzomonzodiorita de El Astillero
a) Diagrama de concordia. b) Imagen de catodoluminiscencia. c) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar. d) Cristal de circón (Zr), junto a feldespato (Kfs), cuarzo (Qtz), clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Pl).

El análisis de ICP-MS permitió determinar la abundancia de los elementos traza de cada circón en la muestra GR-6625. Los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* de cada uno de ellos. En la figura 15 se observa un comportamiento paralelo y homogéneo en la mayoría de los circones.

La muestra GR-6625 presenta tres circones enriquecidos con tierras raras livianas (LREE), lo que puede sugerir que los circones cristalizaron junto con otro mineral enriquecido en los elementos de las LREE.

5. Correlaciones

La Cuarzomonzodiorita de El Astillero se correlaciona por edad, composición litológica, química y posición tectónica con una serie de plutones que afloran en el borde occidental del Valle Superior del Magdalena y la serranía de Las Minas, entre los que se encuentran la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, con una edad U/Pb de 187,9 ± 1,3 Ma; la Cuarzomonzonita de Anchique, con una edad U/Pb de 186,4 ± 1,4; la Monzodiorita de Las Minas, con dos edades U/Pb de 181,6 ± 3,4 Ma, obtenida en este trabajo, y 187,4 ± 2,3 Ma, correspondiente a la roca CB0007A (Bustamante *et al.* 2010); el plutón de Páez, con edades de alrededor de 188 Ma. Además, se correlaciona con el pulso magmático que dio origen a la extrusión de rocas volcánicas de la Formación Saldaña en la serranía de Las Minas y el borde oriental de la cordillera Central, pero no se correlaciona con el evento magmático que generó las rocas plutónicas que afloran en el borde occidental de la cordillera Oriental, que son más jóvenes.

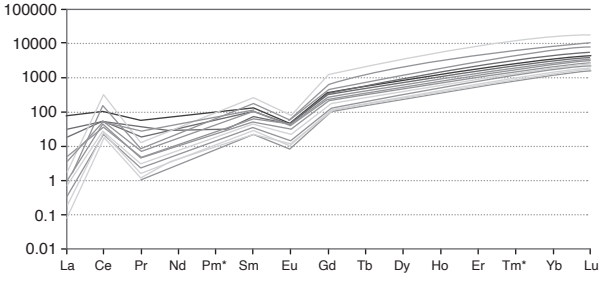


Figura 15. Patrón de tierras raras de circones de la muestra GR-6625 normalizadas al condrito de McDonough y Sun (1995), Pm* = (Nd*Sm)^2 y Tm* = (Er*Yb)^2

6. Localidad tipo

Se propone como localidad tipo la sección que se encuentra al norte del municipio de El Agrado, sobre la carretera que va a la vereda El Astillero, donde el intrusivo está localmente fresco y generalmente desarrolla sectores meteorizados, con suelos areno-arcillosos y presencia de meteorización esferoidal.

7. Génesis

La Cuarzomonzodiorita de El Astillero se emplazó en un nivel epizonal, con texturas inequigranulares en algunos sectores del cuerpo. De acuerdo con los resultados químicos, corresponde a un granito de tipo I (cordillerano), formado en un ambiente de arco magmático, afín con la serie calcoalcalina alta en K.

8. Recursos minerales

No se conoce hasta el momento ningún tipo de mineralización asociada a este plutón.

Referencias

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G. y Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia, *Boletín de Geología*, *32*(2), 93-109.

Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.° 4. Berkeley Geochronology Center.

Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. (1985). *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Paton, C., Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., Greig, A. y Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractiona-

tion correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *11*(3). https://doi.org/10.1029/2009GC002618

Pearce, J. (1983). Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C. Hawkesworth, y J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths* (pp. 230-249). Shiva.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Petrus, J. y Kamber, B. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *36*(3), 247-270. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x

Rodríguez, G., Ferreira, P., Velandia, F. y Núñez, A. (1998). *Geología de la plancha 366 Garzón, escala 1:100.000*. Informe. Ingeominas.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Solari, L., Gómez Tuena, A., Bernal, J., Pérez Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *34*(1), 5-18. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, *12*(1), 1-33. https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0

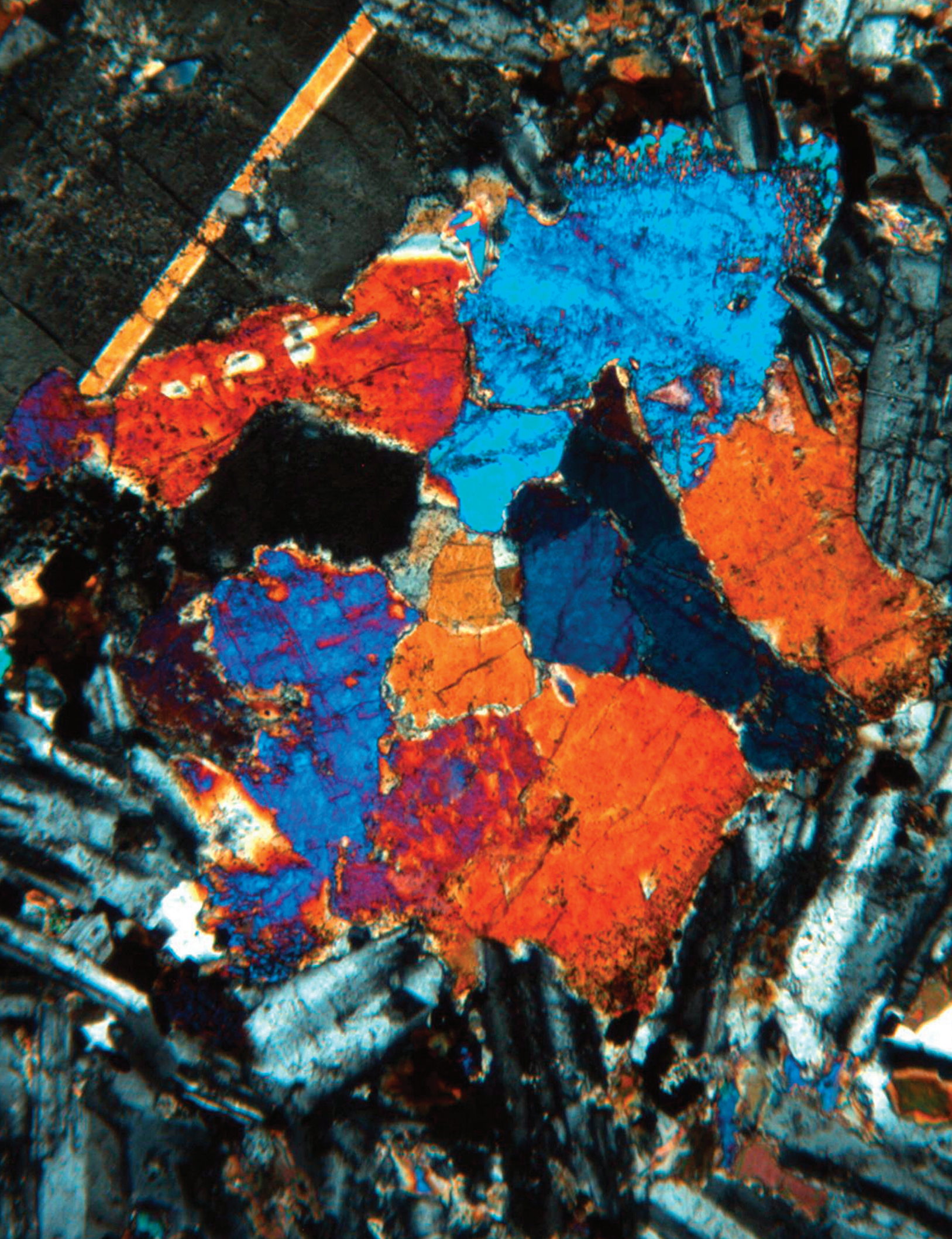
Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

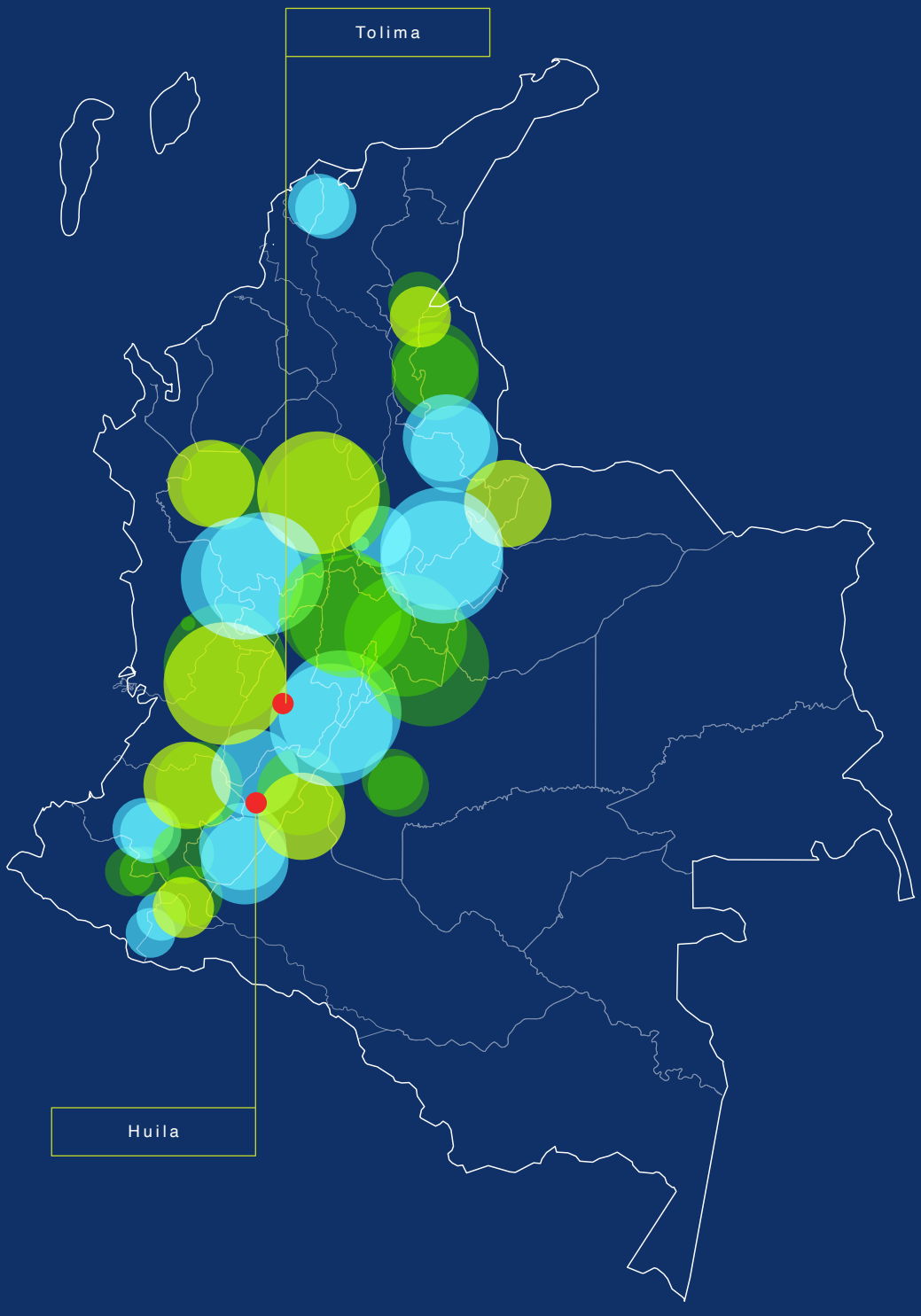
Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (2001). *Levantamiento geológico de la Plancha 366 (Garzón). Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Whalen, J., Currie, K. y Chappell, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *95*(4), 407-419. https://doi.org/10.1007/BF00402202

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Microfotografía de la roca IGM-900758 de dique de microdiorita en la Cuarzomonzodiorita de El Astillero




Tolima
Huila

Cuarzomonzodiorita de Los Naranjos

Cordillera Central
Departamentos de Huila y Tolima

Gabriel Rodríguez, María Isabel Arango,
José Gilberto Bermúdez y Gilberto Zapata

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Rodríguez, G., Arango, M. I., Bermúdez, J. G. y Zapata, G. (2022). Cuarzomonzonita de Los Naranjos. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.6

Este catálogo es resultado del proyecto "Magmatismo Jurásico de Colombia", que tiene por objeto mejorar la información geológica básica y el conocimiento sobre los eventos magmáticos jurásicos en el territorio nacional. Por tanto, desde 2014, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha adelantado este proyecto dentro del cual se han desarrollado actividades de compilación, control de campo, muestreo para petrografía, química mineral, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb en circón. Para esto, se ha recurrido a la información tanto de las muestras aquí recolectadas como de los estudios anteriores y datos del SGC y de otros investigadores, ya publicados.

En este catálogo se redefine el nombre del cuerpo y se describen las características geológicas de campo, petrográficas, geoquímicas y geocronológicas que permiten interpretar el ambiente de formación del plutón. Se hace una interpretación de su génesis y las posibles correlaciones con otras unidades jurásicas en Colombia.

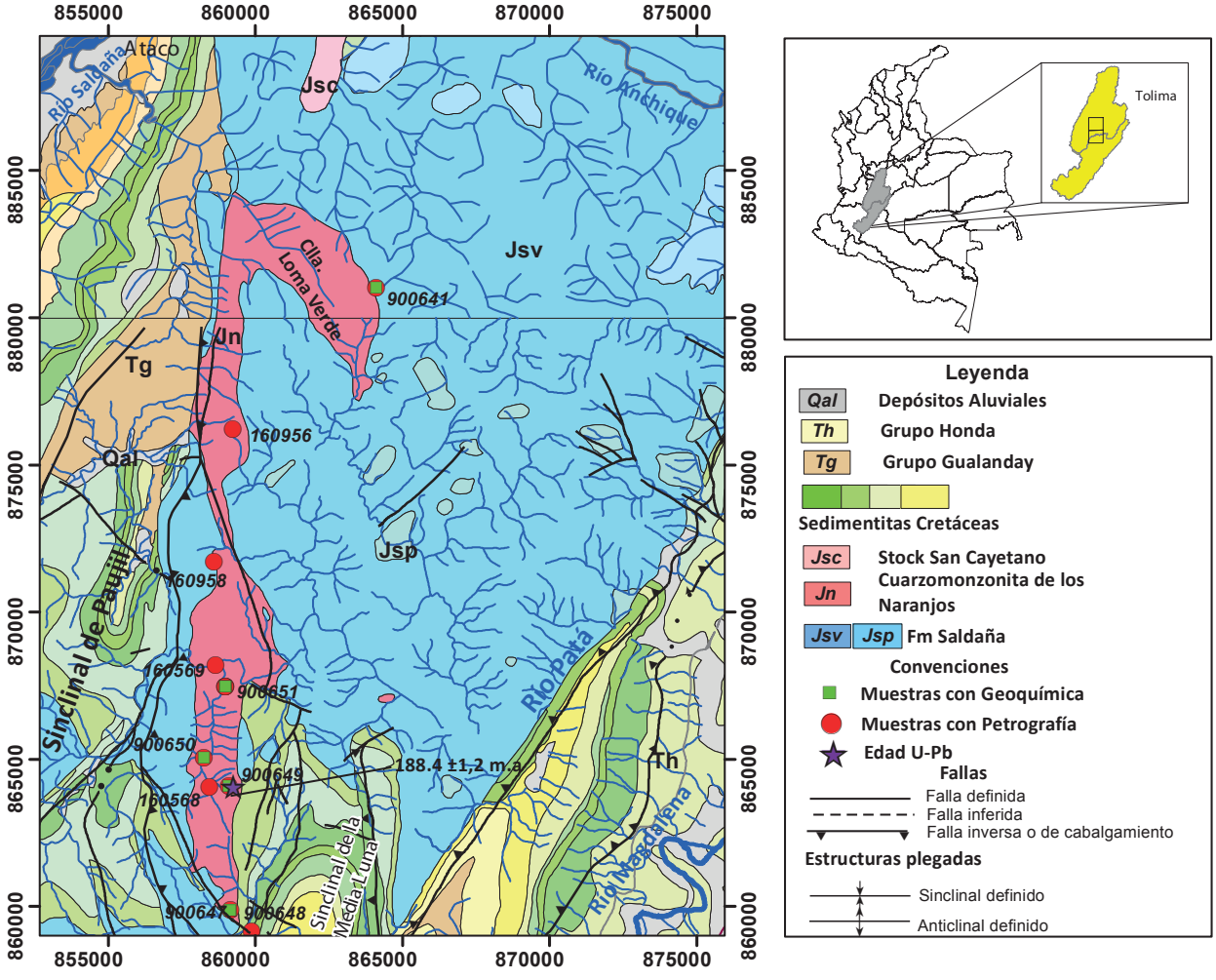


Figura 1. Localización y muestreo de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos
Fuente: cartografía tomada de las planchas 282 (Carvajal *et al.*, 1993) y 302 (Fuquen *et al.*, 2003).

1. Proponente del nombre

Gabriel Rodríguez, José Gilberto Bermúdez, Gilberto Zapata y María Isabel Arango, en este trabajo.

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

Este cuerpo tomó su nombre de la quebrada Los Naranjos, situada al occidente del municipio de Aipe (Huila), en la Plancha 302. El cuerpo tiene forma irregular elongada con dirección de su eje mayor norte-sur. Presenta una extensión aproximada de 25 km de largo y un ancho promedio de 1,5 km, con un área de afloramiento de 47 km^2. Se extiende desde la Cuchilla Loma Verde, en la Plancha 282 Chaparral, hasta la quebrada Timbilla, al sur, en la Plancha 302, municipio de Aipe (Huila), y aflora la mayor parte del cuerpo en esta última plancha (figura 1).

3. Reseña histórica

La Cuarzomonzonita de Los Naranjos fue denominada inicialmente *Stock Los Naranjos* (Rodríguez y Fuquen, 1989; Fuquen *et al.* 2003) en la memoria y mapa original de la Plancha 302 Aipe, escala 1:100.000. Posteriormente, la memoria se corrigió y tomó el nombre asignado para algunos plutones en la Plancha 282 Chaparral a escala 1:100.000, como *Stock de San Cayetano* (Carvajal *et al.* 1993); se agruparon bajo este nombre cuatro cuerpos intrusivos. Velandia *et al.* (2001), en la *Memoria de la geología del departamento del Huila* lo denominan *Cuarzomonzodiorita de Los Naranjos*, de acuerdo con las sugerencias de la International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) (1987, 1994).

En este trabajo, y con el fin de uniformar la nomenclatura de la unidad (ISSC, 1987), se utiliza el nombre de *Cuarzomonzonita de Los Naranjos*. Dicha denominación parte del hecho de que la mayoría de rocas del cuerpo se clasifican en el campo de las cuarzomonzonitas en el diagrama de Streckeisen (1976), y no en el campo de las cuarzomonzodioritas, como sugiere el nombre propuesto por Velandia *et al.* (2001); además, se conserva el nombre del sitio geográfico de la descripción original de Rodríguez y Fuquen (1989).

4. Descripción geológica

La Cuarzomonzonita de Los Naranjos intruye las rocas volcánicas de la Formación Saldaña, en la cual desarrolla una delgada aureola de contacto y presenta un contacto discordante con la Formación Yaví, al occidente del sinclinal de la Media Luna (Rodríguez y Fuquen, 1989; Carvajal *et al.*, 1993; Fuquen *et al.*, 2003). El plutón está limitado al occidente por la falla La Pava y al este por la falla La Chusma (figura 1).

Fue descrita por Rodríguez y Fuquen (1989) como un cuerpo en el que se reconocen dos facies macroscópicas: hacia los bordes la roca es masiva fanerítica de grano fino a medio, localmente porfirítica, de color rosado moteado de negro y verde, con abundante contenido de feldespato potásico. En la parte central del cuerpo las rocas son de color blanco, moteado de negro a blanco y rosado moteado de negro; faneríticas de grano medio con textura general alotriomórfica granular, ligeramente inequigranular, y la composición dominante es cuarzomonzonita, cuarzomonzodiorita-monzonita, y en menor cantidad se presentan facies graníticas (figura 2).

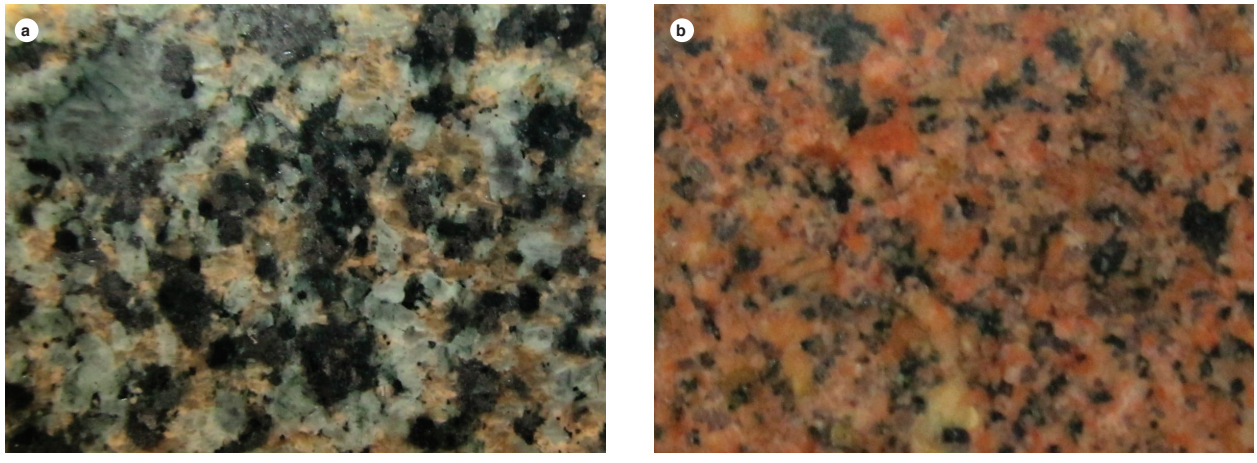


Figura 2. Aspecto macroscópico de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos
a) Cuarzomonzonita de color blanco y rosado moteado de negro con textura fanerítica granular. b) Aspecto macroscópico de un sienogranito.

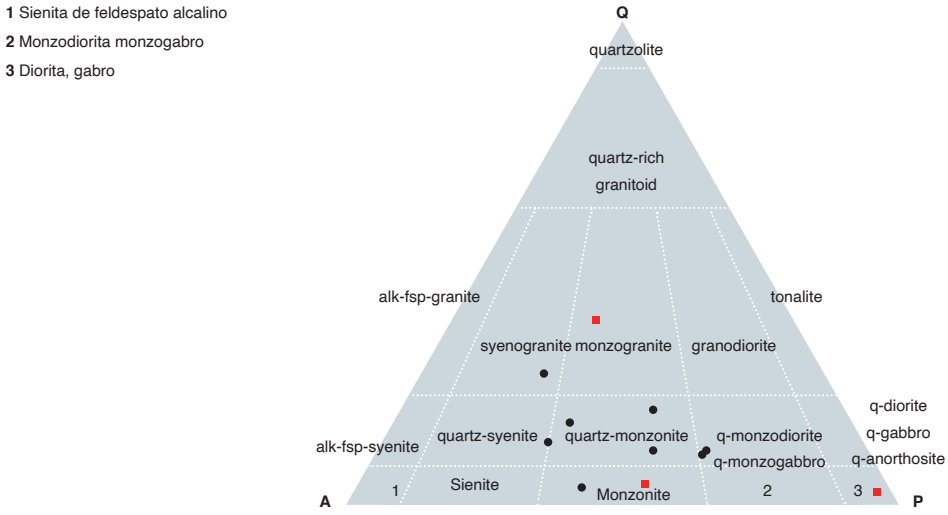


Figura 3. Diagrama de clasificación petrográfica de las rocas plutónicas según Streckeisen (1976) correspondiente a la Cuarzomonzonita de Los Naranjos En negro, muestras de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, y en rojo, diques que atraviesan el intrusivo.

Tabla 1. Composición mineralógica de las rocas de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos y diques que la atraviesan, de acuerdo con petrografía (porcentaje modal)

IGM	Coordenadas origen Bogotá		Qz	Pl	Kfs	Cpx	Hbl	Bt	Chl	Opq	Ap	Zrn	Ttn	Ep	Otros	Clasificación petrográfica
	N	W														
160958	871700	858600	16	50	30		3	1	Tr	Tr	Tr	Tr?		Tr		Cuarzomonzonita
160569	868200	858650	15	43	34	1	3	4		Tr	Tr	Tr	Tr	Tr		Cuarzomonzonita biotítica
160568	864050	858450	2	31	41	Tr ?		8	X	3	Tr	Tr		Tr	Cal (15)	Monzonita
160956	876200	859240	7	30	55	3?	2?		X	3	Tr			Tr		Cuarzomonzonita
900647	859877	859156	6	49,2	26	8,4	Tr	Tr	5,2	5,2		Tr	Tr			Cuarzomonzodiorita
900651	867471	858988	22	19,2	43,4		5,6	Tr	1	1		Tr	0,6	7,2		Sienogranito
900641	881021	864106	6,5	42,9	35,7	12,5			Tr	1,8	0,6	Tr		Tr		Cuarzomonzonita
900649	864098	859111	12,4	28	47,6	3,2	1,8	Tr	5,8	1,2	Tr			Tr		Cuarzomonzonita
900650	865053	858259	6,8	46,4	23,6	9,4	5,4	2,8	4,2	1,4	Tr	Tr				Cuarzomonzodiorita
Rocas de dique																
IGM	**N**	**W**	**Qz**	**Pl**	**Kfs**	**Cpx**	**Hbl**	**Bt**	**Chl**	**Opq**	**Ap**	**Zrn**	**Ttn**	**Ep**	**Otros**	**Clasificación petrográfica**
900648	859156	859877	37,4	25,4	32,4				0,2	Tr	Tr	Tr		4,6		Monzogranito
900652	867471	858988		65,8					Tr	3,4			1	0,6	vidrio (28,8), Cal (0,4)	Andesita
900653	867471	858988	1,6	37,4	29,4	2,8		Tr	15,8	3,2			0,4	6,8	Cal (2,6)	Monzonita

Tr: contenido inferior a 0,1 % del mineral

De la Cuarzomonzonita de Los Naranjos se analizaron doce secciones delgadas, incluyendo tres muestras de diques que cortan la unidad, y se añaden cuatro análisis petrográficos tomados de la cartografía de la Plancha 302 (Rodríguez y Fuquen, 1989; Fuquen *et al.*, 2003), cuyos resultados se presentan en la tabla 1, y la clasificación petrográfica según Streckeisen (1976) se muestra en la figura 3.

Cuarzomonzonita, cuarzomonzodiorita y monzonita

Predominan las cuarzomonzonitas sobre las monzonitas y cuarzomonzodioritas, y están constituidas por cuarzo (2 % a 16 %), generalmente intersticial o intercrecido de manera gráfica con feldespato alcalino. La plagioclasa varía entre 28 % y 50 %; el feldespato alcalino (25 % a 48 %) corresponde a ortosa desdoblándose a microclina; como minerales ferromagnesianos son frecuentes hornblenda, que puede alcanzar el 5 %, la biotita aparece en cantidades menores al 3 % y algunas rocas presentan clinopiroxeno en cantidades menores al 10 %; como minerales accesorios se encuentran apatito, circón en algunos casos, opacos y titanita. Las rocas tienen textura hipidiomórfica a alotriomórfica granular a inequigranular y frecuentemente muestran intercrecimientos gráficos y desmezclas pertíticas en parches y filoncillos en el feldespato alcalino (figura 4).

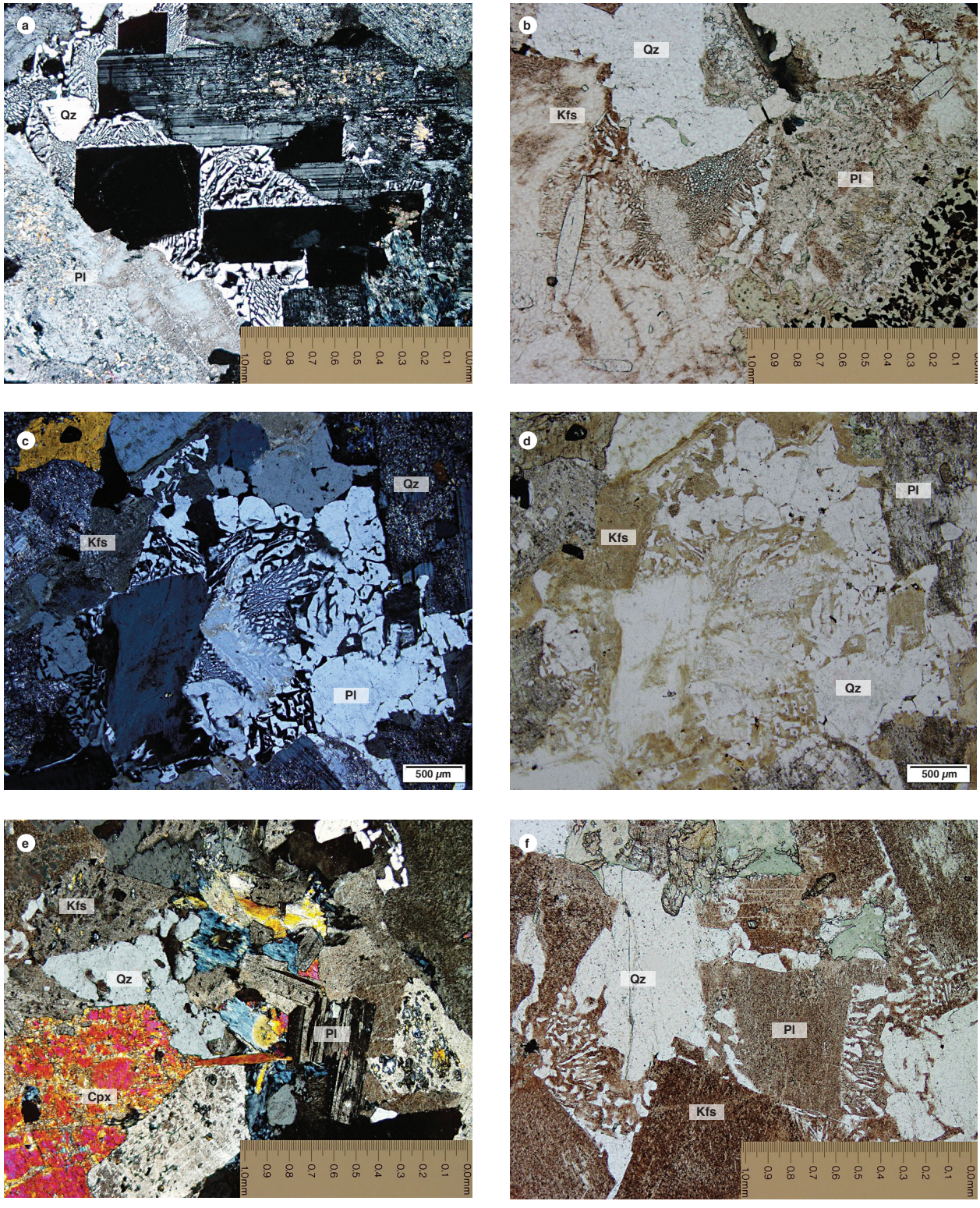


Figura 4. Composición y textura de rocas de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos
a y b) IGM-900647 cuarzomonzodiorita. Cuarzo (Qz) con intercrecimientos gráficos de feldespato alcalino (Kfs), plagioclasa (Pl) alterada a sericita y clorita. c y d) IGM-900641 cuarzomonzonita. Intercrecimiento gráfico entre cuarzo (Qz) y feldespato alcalino (Kfs), junto a cristales de plagioclasa alterada (Pl). e) IGM-900649 cuarzomonzonita. Augita (Cpx), cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (Kfs) intercrecido con cuarzo de manera gráfica y f) IGM-900649 cuarzomonzonita. Plagioclasa (Pl) y feldespato (Kfs) con intercrecimientos gráficos con cuarzo a manera de coronas.

El cuarzo se encuentra en cristales anhedrales limpios, generalmente intercrecidos con el feldespato alcalino, desarrolla texturas gráficas, se presenta intersticial entre la red de cristales de feldespato y plagioclasa, con extinción ligeramente ondulatoria, incoloro, de relieve moderado (n>b), color de interferencia blanco del primer orden, con inclusiones de polvo, circón y opacos, es de menor tamaño que los minerales principales.

La plagioclasa es de tipo oligoclasa a andesina (An_{26} a An_{47}), se encuentra en cristales anhedrales a subhedrales maclados según albita y albita-carlsbad. En menor proporción aparecen maclas de periclina, que pueden estar alteradas a sericita y saussurita con formación de clorita y epidota secundarias. Presenta inclusiones de apatito, circón y parches de feldespato alcalino.

El feldespato alcalino es ortosa desdoblándose a microclina, y se encuentra en cristales anhedrales con contornos irregulares. Localmente presenta intercrecimientos gráficos con cuarzo, desmezclas pertíticas en parches y filoncillos. Pueden aparecer maclas de microclina en forma de enrejado en algunas rocas. Tiene relieve menor al del bálsamo, se altera a caolín, que les imprime a los cristales un color pardo, a manera de parches, tiene inclusiones de plagioclasa, cuarzo, piroxenos, apatito y opacos.

El clinopiroxeno probablemente corresponde a augita, se presenta en cristales anhedrales de relieve alto y contornos irregulares con colores de interferencia del amarillo del primer orden al azul del segundo orden, algunos con maclas polisintéticas, clivaje bien desarrollado fino. El ángulo de extinción es de 41 °. Presenta microfracturas concoideas con magnetita secundaria residual, se altera a minerales del grupo de la serpentinita y esmectita pasando por tonos pardos, hasta ser totalmente remplazado por serpentina verde. Tiene inclusiones de opacos, plagioclasa y apatito.

La hornblenda se encuentra en cristales subhedrales a euhedrales de forma hexagonal, de color marrón con leve pleocroísmo a tonos marrón claro, con colores de interferencia de segundo orden. Presenta inclusiones de cuarzo y está asociada a plagioclasa y cuarzo.

La biotita se encuentra en algunas rocas en cristales de hábito laminar, de color verde con apariencia moteada y cristales corroídos incluidos en plagioclasa, con buena exfoliación. Tiene inclusiones de apatito y puede estar alterada a clorita.

Los opacos se encuentran en cristales finos diseminados en la roca, anhedrales de tamaños menores a 0,2 mm; también se lo halla como mineral secundario residual producto de alteración de los piroxenos.

El apatito se encuentra en cristales finos anhedrales a euhedrales en cortes basales y longitudinales, incluidos en los piroxenos, feldespatos y opacos, de relieve alto (n>b), incoloros, con colores de interferencia blancos del primer orden y baja birrefringencia. En algunas rocas alcanza hasta el 1 %.

El circón se presenta en cristales anhedrales a euhedrales alargados de relieve alto con altos colores de interferencia azul y verde del segundo orden. Se encuentra incluido en los feldespatos.

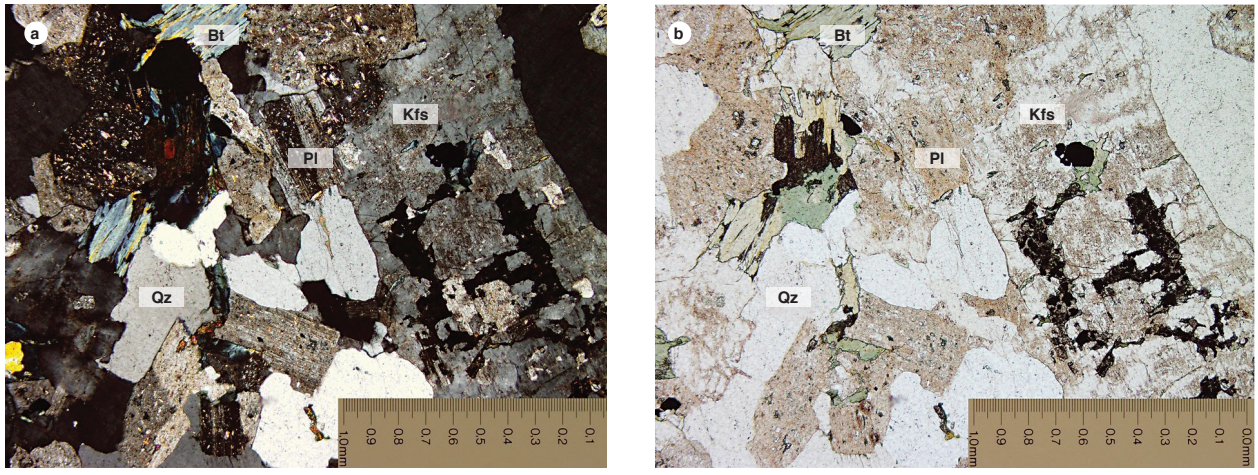


Figura 5. Microfotografía de la muestra IGM-900651 Sienogranito
Roca con textura granular constituida por plagioclasa (Pl) empolvada por alteración a arcilla y sericita, cuarzo (Qz) fracturado, feldespato potásico (Kfs) alterándose a caolín con inclusiones de opacos, titanita, epidota y biotita (Bt) cloritizada.

Sienogranitos

Se analizó una sección delgada de sienogranito (tabla 1). Se presenta como una facies local rica en feldespato alcalino y cuarzo. Es una roca fanerítica de grano fino a medio, con textura granular, de color rosado con manchas gris verdosas y moteadas de blanco, compuestas en su mayor parte por feldespato, anfíbol y plagioclasa (figuras 2 y 5).

El feldespato alcalino es ortosa, se encuentra en cristales anhedrales a euhedrales tabulares empolvados por alteración a caolín, sin desarrollo de maclas y con inclusiones de clorita, apatito, titanita y circón.

La plagioclasa es oligoclasa, con relieve menor al del bálsamo, y se halla en cristales euhedrales a subhedrales tabulares, con maclas de albita y albita-carlsbad. Se encuentran alterados a arcilla parda y sericita.

El cuarzo se presenta en cristales subhedrales a intersticiales anhedrales de menor tamaño que los feldespatos, limpios e incoloros.

El mineral máfico principal es biotita en láminas euhedrales a subhedrales parcial a completamente alteradas a clorita de color verde; cuando no está alterada se presenta en colores marrones, pleocroica. Como minerales accesorios son frecuentes apatito, circón, titanita y opacos.

Rocas de dique

De las rocas de dique se analizaron tres secciones delgadas, que se clasificaron petrográficamente como andesita, monzonita y monzogranito (tabla 1, figura 3).

Los diques de andesita cortan las cuarzomonzonitas, son de color gris verdoso oscuro con algunas manchas

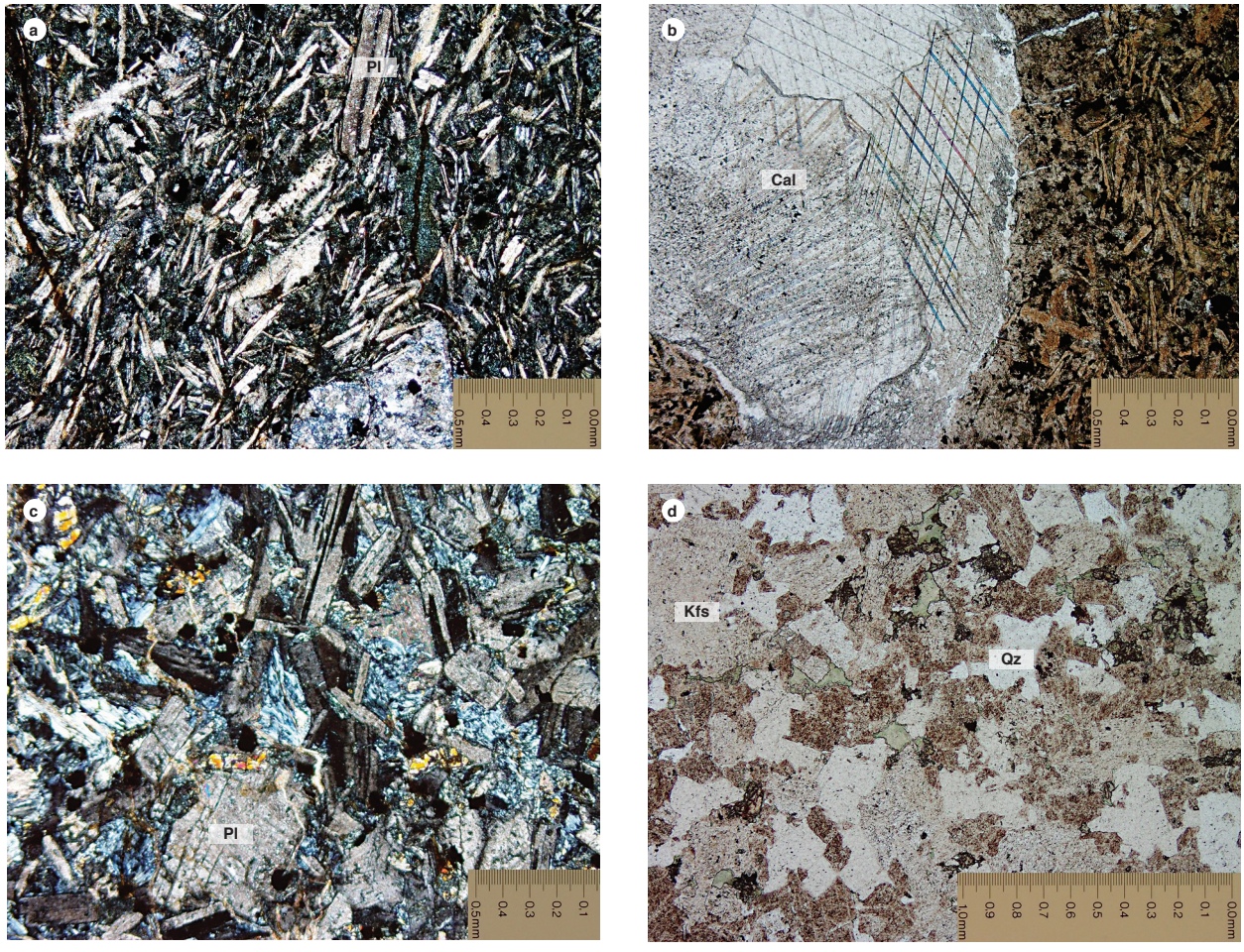


Figura 6. Microfotografía de las rocas de dique que atraviesan la Cuarzomonzonita de Los Naranjos
a) IGM-900652 andesita. Microlitos de plagioclasa (Pl) formando una textura traquítica y fluidal, con vidrio intergranular alterado a palagonita. b) IGM-900652 andesita. Amígdala rellena de calcita (Cal). c) IGM-900653 monzonita. d) IGM-900648 monzogranito. Roca con textura granular (aplítica) constituida por plagioclasa, con alteración a arcilla y sericita, feldespatos potásicos (Kfs) empolvado por alteración a caolín, cuarzo (Qz) anhedral y escasos opacos.

blancas y parches pardos de óxidos de hierro, masivos, con escasos fenocristales de plagioclasa y amígdalas circulares rellenas de calcita. Microscópicamente, la roca es hialocristalina microcristalina, con textura fluidal traquitoide. Los microcristales están orientados alrededor de los fenocristales de plagioclasa y de las vesículas rellenas de calcita. Está constituida por microlitos de plagioclasa y microfenocristales euhedrales a subhedrales de hábito tabular, con bordes irregulares y mal desarrollo de maclas de tipo albita y albita-carlsbad, con relieve menor al del bálsamo. Probablemente corresponden a oligoclasa, se alteran a minerales de arcilla, que le imprimen un aspecto pardo sucio. Se presenta vidrio de manera intergranular entre los microcristales de plagioclasa, alterado a palagonita de color verde y microcristales de opacos anhedrales, algunos con bordes de titanita (figura 6). Las amígdalas son irregulares a semicirculares y se encuentran rellenas de calcita cristalina y algunas de clorita con cuarzo.

Los diques de monzonitas y monzogranitos son de color rosado a anaranjado con manchas verdes, ligeramente moteados de negro, faneríticos de grano fino, ricos en feldespato alcalino (29 a 32,4%), plagioclasa (25,4 a 38%), cuarzo (1,6 a 34,5%). Como accesorios aparecen trazas de opacos, apatito, circón y titanita.

El feldespato alcalino corresponde a ortosa no maclada. Se presenta en cristales anhedrales con bordes irregulares, de relieve menor al del bálsamo, empolvados por alteración a caolín, que le da un color pardo al mineral.

La plagioclasa es de tipo oligoclasa, se presenta en cristales anhedrales a subhedrales con maclas de albita, periclina y albita-carlsbad, en menor abundancia que el feldespato alcalino, con relieve menor al del bálsamo; los cristales de plagioclasa están alterados parcialmente a sericita, arcilla y agregados de epidota.

Como minerales accesorios presenta opacos, apatito, biotita cloritizada y circón. Los opacos como trazas se encuentran en cristales anhedrales con bordes irregulares a lobulados, de tamaños menores a 0,4 mm, y la biotita, en láminas intersticiales alteradas a clorita de color verde.

4.1. Litogeoquímica

En la tabla 2 se muestran los resultados correspondientes a óxidos mayores. Las rocas clasificadas como cuarzomonzodioritas presentan valores de SiO_2 entre 54,25 y 56,95%, mientras en las cuarzomonzonitas los valores son del orden de 58,75 a 62,86% de SiO_2. Los contenidos de Al_2O_3 varían en ambas litologías entre 9,60 y 16,02%. Los contenidos de Fe_2O_3, MgO, CaO son menores en las cuarzomonzonitas que en las cuarzomonzodioritas, y varían los valores de Fe_2O_3 entre 3,10 y 9,6%, en el MgO, entre 2,02 y 4,29%, y en el CaO, entre 3,74 y 6,27%.

La roca clasificada como *sienogranito* presenta valores altos en SiO_2 (70,02%) y K_2O (4,44%). Los valores de TiO_2, Al_2O_3, MgO, MnO y P_2O_5 son menores que los de cuarzomonzonitas-cuarzomonzodioritas, y marcan una clara diferencia en los óxidos mayores entre estas litologías. Las rocas de dique no son comparables entre ellas, y presentan diferencias en los contenidos de óxidos, como se aprecia en la tabla 2.

En la figura 7 las rocas se localizan en facies intermedias a félsicas. De acuerdo con el diagrama *total alkali silica* (TAS) de Middlemost (1994), se clasifican en el campo de cuarzomonzonitas las muestras 900652, 900649 y 900641, con contenidos de SiO_2 entre 53,2 y 62,86%, y en el campo de cuarzomonzodioritas las muestras 900647, 900650, 900653, con contenido de sílice de 49,53 a 56,95%, lo que concuerda con la clasificación petrográfica. La muestra 900651 está en el campo de los granitos, con contenido de SiO_2 de 70,02%, y la muestra 900648 grafica en el campo de los granitos de feldespato alcalino, con contenido de sílice de 75,56%, lo cual es congruente con la clasificación petrográfica y química.

Tabla 2. Resultados de óxidos mayores en la Cuarzomonzonita de Los Naranjos

IGM	N	W	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	LOI	Clasificación petrográfica
900647	859877	859156	54,25	1,14	16,02	9,60	4,29	6,25	3,24	2,51	0,359	0,3	1,98	Cuarzomonzodiorita
900651	867471	858988	70,02	0,44	13,86	3,10	0,97	1,91	3,31	4,44	0,113	0	1,70	Sienogranito
900641	881021	864106	58,75	0,96	15,68	7,16	3,09	5,08	3,19	4,06	0,335	0,1	1,28	Cuarzomonzonita
900649	864098	859111	62,86	0,71	15,28	5,35	2,02	3,74	3,58	4,33	0,214	0,1	1,63	Cuarzomonzonita
900650	865053	858259	56,95	1,07	15,81	8,19	3,60	6,27	2,99	3,10	0,388	0,1	1,30	Cuarzomonzodiorita
Rocas de dique														
900648	859877	859156	75,56	0,26	11,81	1,17	0,42	1,16	2,95	5,30	0,046	0	1,30	Monzogranito
900652	867471	858988	53,27	0,92	16,36	8,12	4,08	3,89	4,08	3,37	0,417	0,2	4,95	Andesita
900653	867471	858988	49,57	0,98	15,85	8,92	8,67	4,40	3,90	1,24	0,239	0,3	5,90	Monzonita

Porcentaje en peso.

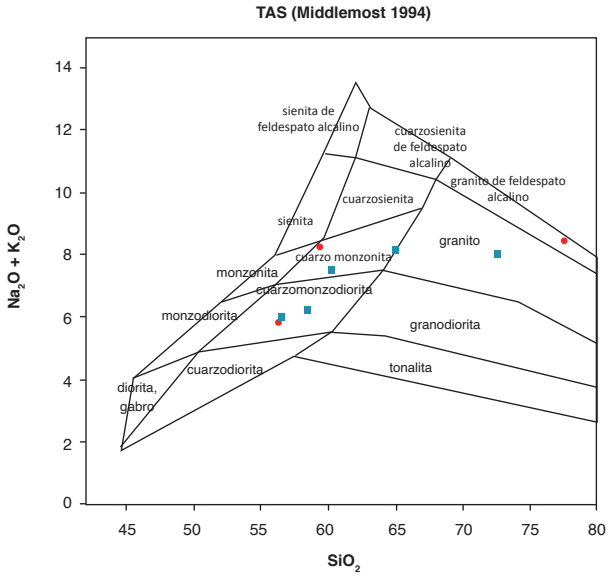


Figura 7. Diagrama TAS de Middlemost (1985) correspondiente a rocas y diques que atraviesan la Cuarzomonzonita de Los Naranjos
En verde, rocas del plutón, y en rojo, diques.

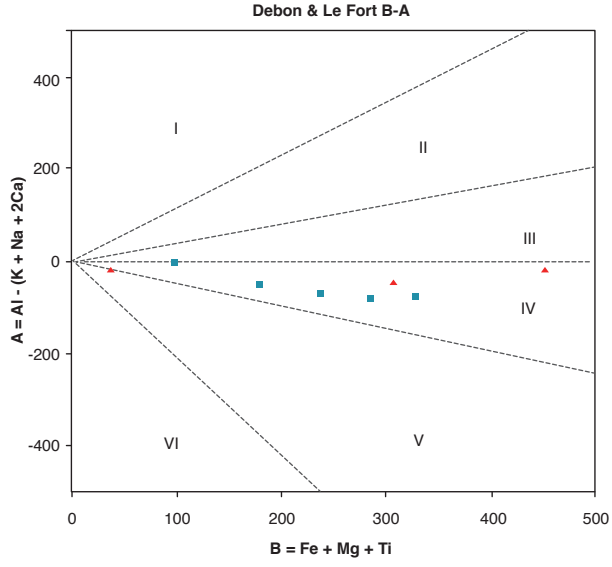


Figura 8. Diagrama de clasificación B-A de Debon y Le Fort (1983) correspondiente a la Cuarzomonzonita de Los Naranjos

El índice de saturación de alúmina muestra una impronta metaluminosa en la que $(Al_2O_3)_{molar} < (CaO+Na_2O+K_2O)_{molar}$, con valores menores de álcalis molar entre 0,082 y 0,113%, grafican en el diagrama de clasificación B-A de Debon y Le Fort (1983) en el campo IV (figura 8), que corresponde a granitoides metaluminosos con afinidad de minerales máficos como biotita, anfíbol ± clinopiroxeno, que concuerda con los análisis petrográficos.

En el diagrama de discriminación SiO_2 vs K_2O de Peccerillo y Taylor (1976) (figura 9), las rocas se localizan entre las series calcoalcalinas altas en K y rocas de la serie shoshonítica, resultado que es acorde con la abundancia de feldespato alcalino en la mayoría de las rocas, con valores altos de K_2O entre 2,51 y 4,44%, excepto en un dique de monzonita que se localiza en el campo de la serie calcoalcalina media en K, con valores de K_2O de 1,24% (muestra 900653). Además, se observa un aumento en K_2O con el aumento de SiO_2 en la mayoría de las rocas.

Elementos traza y tierras raras

Los análisis químicos de elementos traza y tierras raras (REE) fueron analizados por (ICP-MS) en la mayoría de elementos, y algunos por fluorescencia de rayos X (tabla 3).

El diagrama de REE normalizado a condrito según los valores de Nakamura (1974) muestra en las rocas de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) con un patrón homogéneo que se va empobreciendo progresivamente hacia los elementos más pesados (HREE) (figura 10), comportamiento que es normal en rocas generadas en ambientes de subducción por encima de la placa subducida. La muestra 900647 presenta anomalía positiva de Eu (figura 10a), y en las cinco rocas hay enriquecimiento en Tb que puede estar relacionado con una acumulación de este elemento en minerales como la allanita.

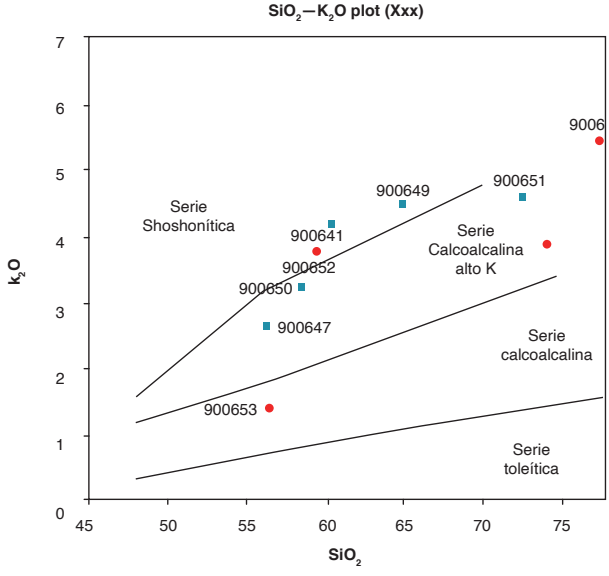


Figura 9. Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) correspondiente a rocas de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos
En azul, rocas de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, y en rojo, diques.

Tabla 3. Resultados analíticos de elementos traza (ppm) en muestras de roca de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos

IGM	Li	Be	Sc	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Ag	Cd	In	Cs	Ba
900647	18	1,42	30	72	**	29	21	85	119	22	3,9	71	648	28	<1	0,08	0,07	3,1	1071
900651	9	1,9	8	18	300	8,9	8,2	6,7	30	17	2,9	206	226	27	<1	0,06	0,05	4,1	1171
900641	17	2,4	21	43	**	23	19	84	107	19	2,0	177	516	44	<1	0,17	0,06	2,3	1096
900649	21	2,6	15	28	**	16	13	58	129	21	6	227	430	32	<1	0,12	0,05	3,3	1131
900650	14	2,0	24	63	**	26	22	87	100	21	2,1	116	551	32	<1	0,10	0,06	4,6	1043
Rocas de dique																			
900648	8	0,95	4	8,1	174	6,5	4,0	16	15	13	2,1	149	98	26	<1	0,09	0,02	1,4	885
900652	52	1,29	17	114	**	29	52	70	100	21	4,5	124	329	32	<1	0,12	0,05	2,2	2134
900653	68	1,07	29	411	**	39	123	38	98	19	3,1	48	461	22	<1	0,10	0,06	1,5	585

IGM	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Bi	Th	U
900647	24	54	6,9	29	7,0	2,5	5,7	1,1	5,9	1,2	3,6	0,48	3,2	0,50	0,23	13	<0,05	4,0	1,2
900651	27	57	6,8	28	6,1	1,6	4,8	0,92	5,0	1,0	3,2	0,46	3,1	0,47	0,56	11	0,06	28	4,7
900641	44	86	11	45	9,1	2,3	7,0	1,4	7,3	1,5	4,8	0,67	4,5	0,74	0,19	16	<0,05	14	3,4
900649	50	100	12	44	8,7	2,1	7,0	1,2	6,4	1,3	4,0	0,54	3,6	0,54	0,44	23	<0,05	24	6,3
900650	42	86	11	42	8,9	2,5	7,1	1,3	6,5	1,3	4,0	0,53	3,5	0,53	0,19	13	<0,05	12	2,8
Rocas de dique																			
900648	27	58	6,4	23	4,5	1,1	3,7	0,76	4,5	0,99	3,4	0,54	4,0	0,63	0,43	3,3	<0,05	17	3,7
900652	23	63	8,7	37	8,2	3,2	6,4	1,2	6,1	1,2	3,7	0,49	3,2	0,50	0,50	4,0	<0,05	2,5	3,1
900653	16	34	5,0	24	5,5	2,2	4,5	0,85	4,6	0,92	2,7	0,36	2,4	0,35	0,17	8,2	<0,05	1,6	0,48

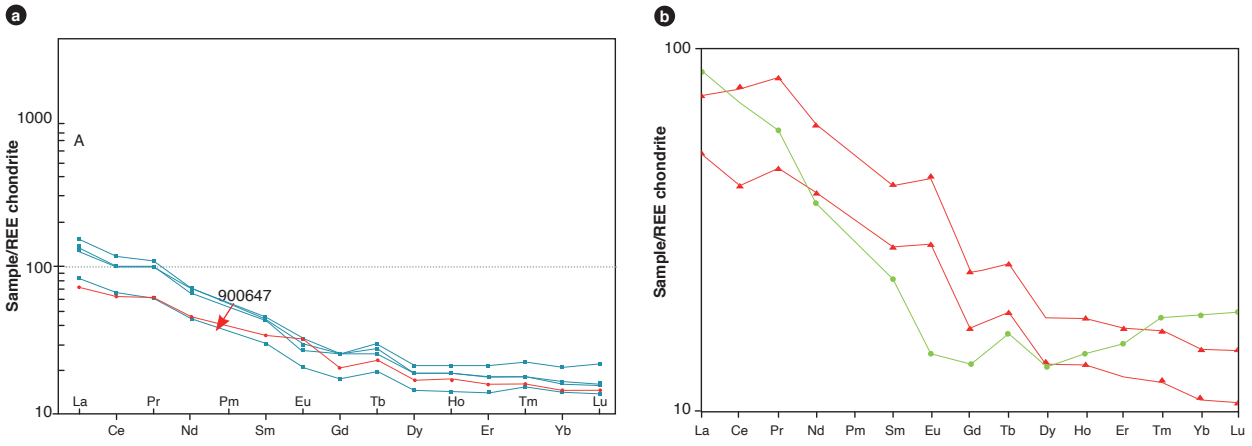


Figura 10. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974)
a) Rocas de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos. En rojo la muestra 900647. b) Rocas de dique que atraviesan la Cuarzomonzonita de Los Naranjos. En verde la muestra 900648.

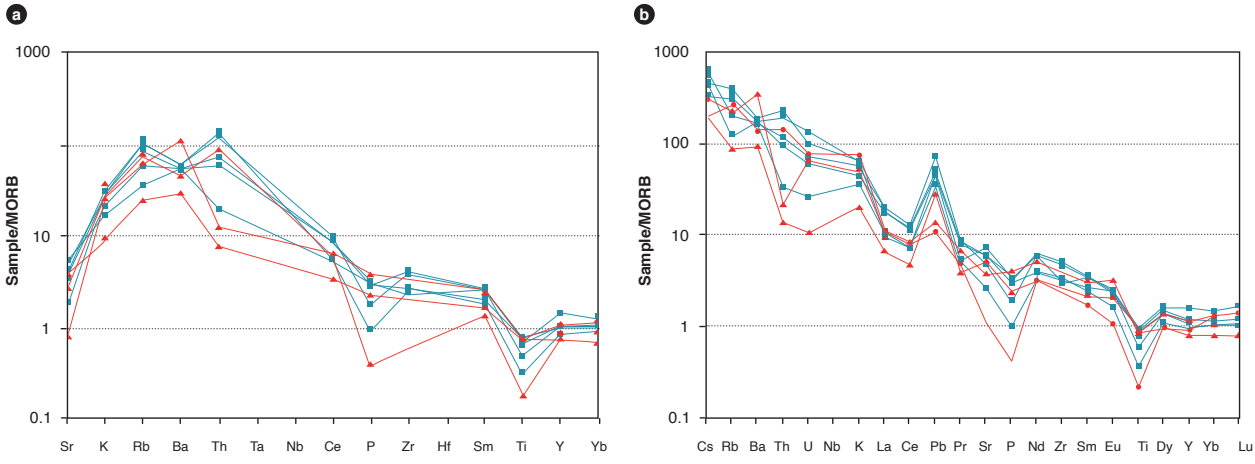


Figura 11. Diagramas multielementales de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos y diques normalizados
a) MORB (Pearce *et al.*, 1984). b) N-MORB (Sun y McDonough, 1989). En azul, muestras de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, y en rojo las muestras de dique.

De acuerdo con Pearce *et al.* (1984), en los diagramas de multielementos normalizados a MORB y NMORB se muestra empobrecimientos de los elementos inmóviles Nb, Ti y P que pueden corresponder a separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, lo cual refleja una evolución magmática (Winter, 2001), donde el Nb puede comportarse geoquímicamente similar al Ti.

Los mayores valores de los elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) Cs, Ba y Th indican una afinidad de corteza continental (márgenes convergentes), donde abundan estos elementos altamente incompatibles.

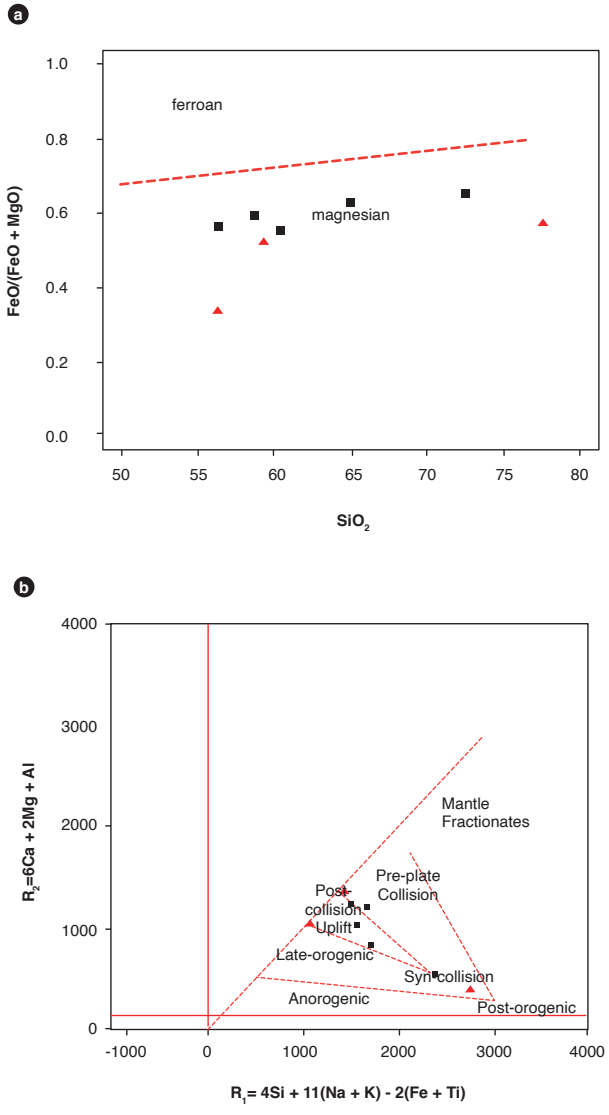


Figura 12. Diagramas de clasificación y de ambiente tectónico
a) Diagrama de Frost *et al.* (2001). b) Diagrama de Batchelor y Bowden (1985) correspondiente a rocas de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos. En negro, rocas de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, y en rojo, diques.

Valores mayores en Sr, K, Ba y Rb se deben a su movilización desde fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma, y las anomalías negativas de Nb, Ti son características de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción.

Las rocas presentan valores promedio que se acomodan a los típicos de arcos, según Winter (2001), Ni: entre 10 a 60 ppm y Cr: 25 a 100 ppm. Únicamente la muestra de dique 900648 presenta valores menores de Ni: 4,0 ppm y Cr: 8,1 ppm.

4.2. Discriminación de ambiente tectónico

Las rocas y diques de este intrusivo muestran características de magmas tipo I (andino o cordillerano) de las series magnesianas (figura 12a) (diagramas de Frost *et al.*, 2001), y en el diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Batchelor y Bowden (1985), las rocas se localizan en ambientes orogénicos de arco, la mayoría de ellas dentro del campo poscolisional (figura 12b).

5. Posición estratigráfica y edad

La Cuarzomonzonita de Los Naranjos, según Rodríguez y Fuquen (1989), intruye lavas y tobas de la formación Saldaña, con desarrollo de una delgada aureola de contacto en las rocas volcánicas, marcada por disminución del tamaño del grano y enriquecimiento en feldespato potásico en los bordes del intrusivo. Además, en la parte occidental del sinclinal de la Media Luna (figura 1), la formación Yaví reposa discordante sobre el plutón; estos autores le asignan una edad Jurásica Tardía.

El plutón se encuentra atravesado por diques de epidota, cuarzo, calcita, siderita; diques de microdiorita de color verde y monzonitas.

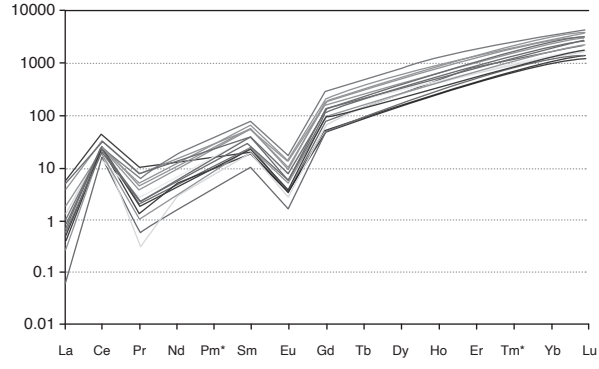


Figura 13. Diagrama REE (McDonough y Sun, 1995) correspondiente a los circones de la muestra JGB-345-cuarzomonzonita de Los Naranjos

En el presente trabajo se realizó la datación de una muestra de cuarzomonzonita JGB-345 ubicada en las coordenadas N: 864084 y W: 859256 con origen Bogotá. Los circones son euhedrales cortos ovoidales o redondeados, de color ligeramente pardo pálido, y su tamaño es menor de 100 µm. Bajo catodoluminiscencia se presentan bastante uniformes, con ausencia de núcleos o sobrecrecimientos (figura 14b).

Los datos obtenidos de las muestras JGB-345 (n = 35) fueron procesados en el software de Isoplot/Ex versión 4.15 (Ludwig, 2008) para su ploteo e interpretación. Se descartaron once circones que presentaban una discordancia > 15%, de acuerdo con la relación [($^{207}Pb/^{235}U$)-($^{206}Pb/^{238}U$)/$^{206}Pb/^{238}U$)].

El análisis de ICP-MS permitió determinar la abundancia de los elementos traza de cada circón en la muestra JGB-345. Los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* de cada uno de ellos. En la figura 13 se observa un comportamiento paralelo y homogéneo en la mayoría

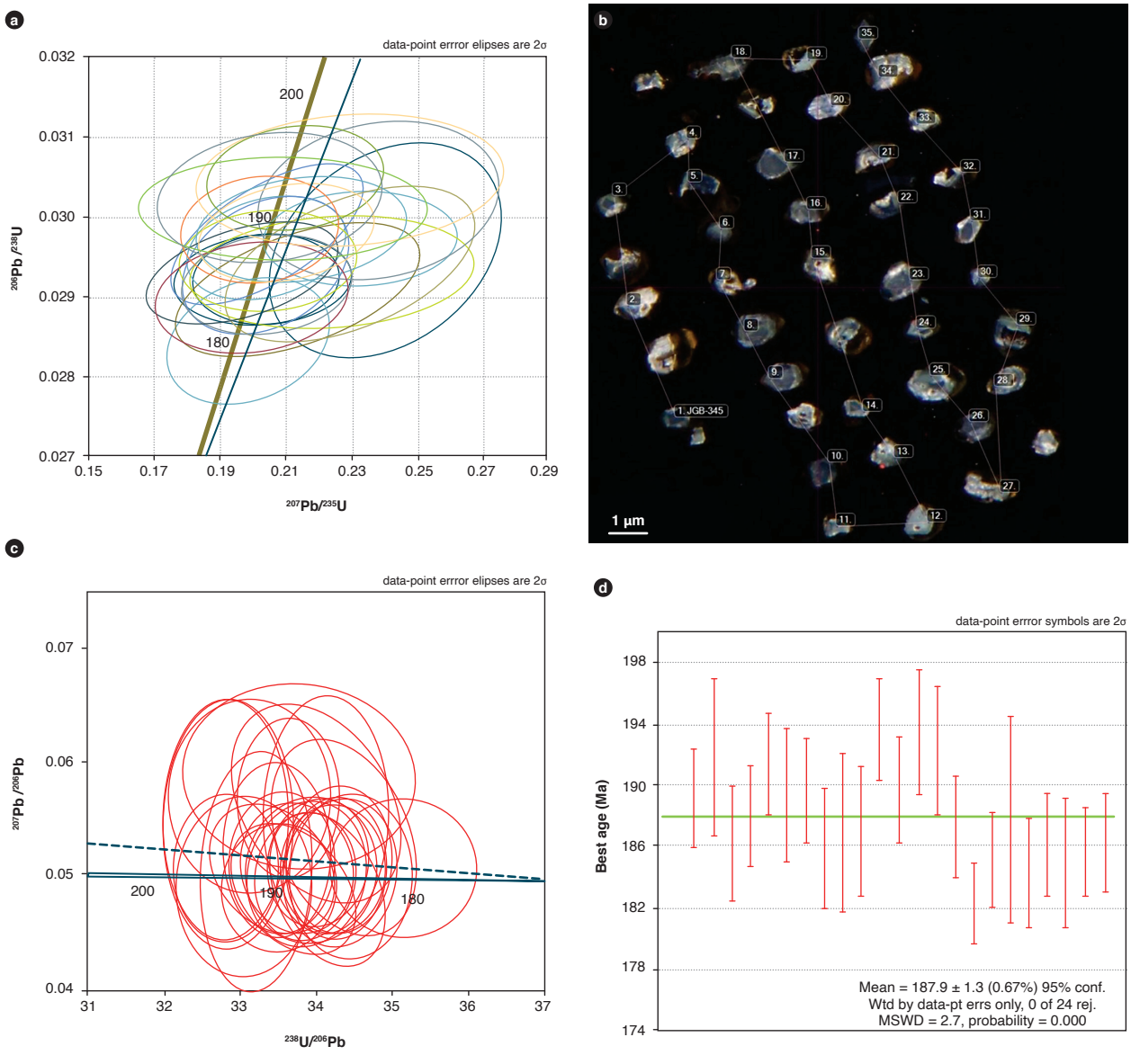


Figura 14. Muestra JGB-345 de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos
a) Diagrama de concordia Wetherill. b) Imagen de catodoluminiscencia de 34 circones analizados. c) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg. d) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar.

de los circones, con una anomalía de Eu que indica que la plagioclasa cristalizó cuando se formaba el circón.

En la figura 14 se muestra la edad de cristalización de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, que se calculó con una edad promedio de 187,9 ± 1,3 Ma para la muestra JGB-345, con un MSWD = 2,7. Esta edad corresponde al Jurásico Inferior (Pliensbachiense).

La relación Th/U en la muestra JGB-345 varía entre 0,34 y 0,85 ppm, con valores menores de 1 ppm, que se relacionan con un origen ígneo (Rubatto, 2002) (tabla 4).

6. Correlaciones

Rodríguez y Fuquen (1989) correlacionaron la Cuarzomonzonita de Los Naranjos con pequeños cuerpos que afloran en la Plancha 302, considerando que existen grandes similitudes petrográficas y relaciones de campo entre ellas, de las cuales se destacan los cuerpos que afloran en las quebradas Canoas y Yaco. Núñez *et al.* (1996) correlacionan los *stocks* Los Naranjos, Anchique, San Cayetano y Batolito de Teruel; los cuales corresponden a pequeños cuerpos intrusivos de la serie monzonita-cuarzomonzonita-granito que afloran en el valle superior del Magdalena, y según estos autores, pueden representar apófisis de un solo cuerpo de dimensiones batolíticas. Por otra parte, según Cossio *et al.* (1994), al ser el *stock* de Anchique contemporáneo al *stock* de Dolores, este último con edades reportadas de 182 ± 4 Ma en biotita y 176 ± 4 Ma en Hbl por el método K-Ar (Guerrero y Tamara, 1982), se asigna una edad del Jurásico Medio-Superior al *stock* de Anchique.

Rodríguez y Fuquen (1989), Cossio *et al.* (1994) y Núñez *et al.* (1996) ubican estos pequeños cuerpos posteriores a la formación Saldaña y anterior a la formación Yaví, asignándoles una edad Jurásica.

La cuarzomonzodiorita de Los Naranjos se correlaciona por edad, composición litológica, química y posición tectónica con una serie de plutones que afloran en el borde occidental del valle superior del Magdalena y la serranía de Las Minas, entre los que se encuentra la Cuarzomonzonita de El Astillero con una edad U-Pb de 187 ± 3,3 Ma (Rodríguez *et al.* 2015); la Cuarzomonzonita de Anchique con una edad U-Pb de 186,4 ± 1,4 Ma (Arango *et al.* 2015a); la Monzodiorita de Las Minas con dos edades, U-Pb de 181,6 ± 3,4 Ma (Arango *et*

Tabla 4. Resultados analíticos de U y Th de los circones de la muestra JGB-345

Circón	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Radios corregidos									
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2□□abs	$^{207}Pb/^{235}U$	±2□□abs	$^{206}Pb/^{238}U$	±2□□abs	$^{208}Pb/^{232}Th$	±2□□abs	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$
Circón 036	249	208,6	0,84	0,0572	0,0053	0,233	0,024	0,02974	0,00049	0,0097	0,0026	0,0532	188,9
Circón 037	277,9	245,4	0,88	0,0517	0,0049	0,21	0,022	0,02978	0,0005	0,0093	0,0025	0,2559	189,2
Circón 038	168,9	106,7	0,63	0,0575	0,0072	0,238	0,03	0,03021	0,00082	0,0105	0,0028	0,2153	191,8
Circón 039	179,4	133,8	0,75	0,0557	0,0085	0,224	0,035	0,02931	0,00058	0,0093	0,0025	0,1126	186,2
Circón 040	184	145	0,79	0,0679	0,0067	0,282	0,03	0,03029	0,00066	0,0107	0,0029	0,2048	192,4
Circón 041	260	186,2	0,72	0,0499	0,0046	0,203	0,021	0,02959	0,00051	0,0089	0,0024	0,2309	188
Circón 042	193	130,5	0,68	0,0489	0,0081	0,209	0,036	0,03012	0,00053	0,009	0,0024	0,0022	191,3
Circón 043	384	327	0,85	0,05	0,0052	0,204	0,024	0,02979	0,00071	0,0101	0,0027	0,6515	189,3
Circón 044	335	250	0,75	0,0611	0,0064	0,256	0,03	0,03048	0,00068	0,012	0,0033	0,6618	193,5
Circón 045	500	425	0,85	0,0493	0,0046	0,202	0,02	0,02985	0,00054	0,0092	0,0025	0,1827	189,6
Circón 046	200,5	159,2	0,79	0,0504	0,0051	0,204	0,022	0,02924	0,00062	0,0094	0,0025	0,1966	185,8
Circón 047	232	171	0,74	0,0562	0,0067	0,229	0,031	0,02941	0,00081	0,0169	0,0051	0,5166	186,9
Circón 048	511	346,9	0,68	0,0518	0,0051	0,206	0,02	0,02943	0,00067	0,0088	0,0023	0,2345	187
Circón 049	113,9	81,3	0,71	0,0799	0,0091	0,322	0,038	0,02923	0,00058	0,0121	0,0033	0,1681	185,7
Circón 050	230	198	0,86	0,0503	0,0049	0,213	0,022	0,03049	0,00054	0,0094	0,0025	0,1106	193,6
Circón 051	271	228	0,84	0,0611	0,0068	0,256	0,03	0,03025	0,00063	0,0101	0,0027	0,1777	192,1
Circón 052	416	285,4	0,69	0,0523	0,0061	0,215	0,026	0,02986	0,00054	0,0101	0,0027	0,1495	189,7
Circón 053	217	144,2	0,66	0,0545	0,0089	0,229	0,038	0,03045	0,00065	0,0121	0,0032	0,1286	193,4
Circón 054	214	154,9	0,72	0,0603	0,0066	0,24	0,028	0,02889	0,00061	0,0099	0,0027	0,1810	183,6
Circón 055	165	126	0,76	0,0495	0,0064	0,205	0,028	0,03027	0,00067	0,0113	0,0034	0,1642	192,2
Circón 056	214	159,7	0,75	0,0511	0,0053	0,205	0,022	0,02947	0,00052	0,0089	0,0024	0,0078	187,2
Circón 058	413	289	0,70	0,0515	0,0048	0,199	0,02	0,02845	0,00064	0,0084	0,0023	0,2334	180,8
Circón 059	394	388	0,98	0,0511	0,0048	0,207	0,021	0,02915	0,00048	0,0089	0,0024	0,0446	185,2
Circón 060	290	206	0,71	0,0611	0,0063	0,253	0,029	0,02976	0,00069	0,0116	0,0031	0,2488	189
Circón 061	328	308	0,94	0,0688	0,0071	0,295	0,033	0,03076	0,00061	0,0127	0,0035	0,1773	195,3
Circón 062	276,6	104,9	0,38	0,0596	0,0069	0,24	0,029	0,0296	0,0011	0,0175	0,0059	0,3075	187,8
Circón 063	239	188,1	0,79	0,0497	0,0055	0,2	0,024	0,029	0,00056	0,0092	0,0025	0,1609	184,3
Circón 064	259	190	0,73	0,0484	0,0054	0,197	0,024	0,0293	0,00053	0,0088	0,0023	0,4800	186,2
Circón 065	370	241	0,65	0,053	0,0066	0,214	0,03	0,0291	0,00068	0,0087	0,0023	0,5021	184,9
Circón 066	213	167	0,78	0,0591	0,0068	0,245	0,03	0,02961	0,00067	0,0103	0,0028	0,4697	188,1
Circón 067	255	173	0,68	0,0505	0,005	0,203	0,022	0,02921	0,00047	0,0085	0,0023	0,1485	185,6
Circón 068	260	215	0,83	0,05	0,0048	0,203	0,021	0,02932	0,00051	0,0082	0,0022	0,2583	186,3
Circón 069	200,2	142,1	0,71	0,0649	0,0067	0,267	0,029	0,03008	0,00059	0,011	0,003	0,0381	191
Circón 070	390	248,8	0,64	0,0491	0,0051	0,191	0,021	0,02808	0,00045	0,0089	0,0024	0,5079	178,5

al., 2015b) y 187,4 ± 2,3 Ma, esta última obtenida por Bustamante *et al.* (2010) y la Cuarzomonzodiorita de Páez con edades U-Pb entre 180 y 193 Ma (Zapata *et al.* 2015). Además, el evento magmático se correlaciona con la extrusión de rocas volcánicas de la Formación Saldaña en la serranía de Las Minas y el borde oriental de la cordillera Central, pero no con algunas unidades volcánicas que afloran en el borde occidental de la cordillera Oriental, que son más jóvenes y que se han denominado de forma regional *Vulcanitas de Pitalito*.

7. Localidad tipo

Se propone como localidad tipo el carreteable que parte del sinclinal de la Media Luna (figura 1), pasa por el río Patá y comunica con el municipio de Ataco, que atraviesa el intrusivo de forma transversal y con un fácil acceso. Se considera esta última la sección tipo de la unidad, y como sección alternativa, el corte por la quebrada Los Naranjos.

8. Génesis

Las texturas granulares, inequigranulares localmente porfídicas en algunos bordes del cuerpo, sugieren para la Cuarzomonzonita de Los Naranjos un emplazamiento en un nivel epizonal.

Se analizaron los valores de la muestra JGB-345 siguiendo los patrones sugeridos por Wang *et al.* (2012) para diferenciar granitos tipo I, S y A, a partir del contenido de tierras raras de los circones, y se obtuvo una correlación con circones de ambientes de granitos tipo I (figura 15), aunque algunos circones se localizan por encima del campo de los granitos tipo I. Los valores de

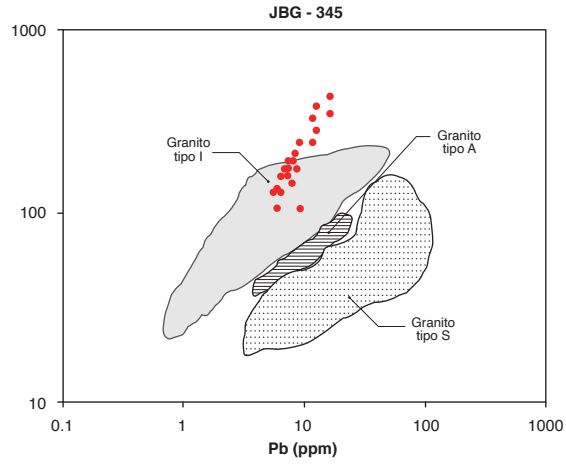


Figura 15. Discriminación de ambientes de circones en la muestra JGB-345 de la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, modificado de Wang *et al.* (2012)

Pb de circones de la muestra JGB-345 varían entre 4,85 y 14,57 ppm, y resulta característico que contengan Pb < 25 ppm. Las concentraciones típicas en Th para este tipo de granitos, en los circones, están entre 30 y 700 ppm; el contenido de los circones de la muestra JGB-345 está entre 104,9 y 425 ppm (tabla 5). La relación Th/Pb en los circones es de 12,8 a 34,0, que concuerda con las altas concentraciones en los granitos tipo I, que deben estar entre 15 y 60 (Wang *et al.*, 2012). Asimismo, muestran contenidos de itrio entre 454 y 2011 ppm, proporciones comparables a granitoides tipo I que van de 500 a 4534 ppm (Wang *et al.,* 2012).

De acuerdo con los resultados químicos en la roca y la química de los circones, es un granito de tipo I (cordillerano), formado en un ambiente de arco magmático.

Tabla 5. Geoquímica de elementos traza (ppm) de los circones de la muestra JGB-345

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	Th/Pb
Circón 036	248	17,5	1154	1,3	0,027	11,91	0,164	3,05	5,74	0,401	28,7	8,99	104,7	38,8	169,2	319	63,1	11960	7,475	208,6	249	27,906
Circón 037	260	39	1436	1,21	0,078	10,87	0,393	5,64	8,95	0,675	36,3	11,47	132,8	47,91	211,4	393,2	78,8	11190	8,13	245,4	277,9	30,185
Circón 038	210	37	519	1,29	0,013	8,54	0,054	0,93	1,73	0,096	9,74	3,46	42,3	16,83	77,4	163,2	34,05	10990	5,2625	106,7	168,9	20,276
Circón 039	140	28	766	1,27	0,16	9,72	0,167	2,35	3,63	0,42	17,3	5,65	65,1	25,12	116,6	234,6	48,72	11030	5,22	133,8	179,4	25,632
Circón 041	185	21,9	831	1,48	0,0142	12,02	0,124	2,06	3,76	0,254	18,3	6,18	72,7	27,8	127,7	253	51,8	12340	7,625	186,2	260	24,420
Circón 042	350	1660	857	9,3	0,33	8,43	0,34	3,92	4,64	0,61	20,6	6,49	78	28,6	130,3	253,1	52	10430	5,675	130,5	193	22,996
Circón 043	290	36	1578	2,09	0,036	16,58	0,367	6,81	9,6	0,6	40,2	12,16	137,6	52,8	233	434	84	14240	10,7	327	384	30,561
Circón 045	180	21,1	1408	2,09	0,068	21,4	0,26	4,15	7,81	0,467	34,4	11,2	126,2	45,5	204	391	77,5	14000	14,575	425	500	29,160
Circón 046	250	36	979	1,21	0,061	8,53	0,225	3,37	5,18	0,401	24,93	7,62	88,1	32,82	149,5	291,7	59,29	9930	5,9825	159,2	200,5	26,611
Circón 047	30	23	941	2,22	0,056	12,4	0,094	1,64	3,43	0,296	20,5	6,86	80,5	30,9	140,7	287	57,9	13970	6,4	171	232	26,719

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	Th/Pb
Circón 048	-390	30	990	2,73	0,14	21,6	0,103	1,41	3,5	0,18	19,1	6,52	82,7	31,5	152,8	312	62	14150	14,175	346,9	511	24,473
Circón 050	-180	35,2	1160	1,11	0,042	10,22	0,218	3,17	5,4	0,52	26,8	8,9	104	38,7	173	325	65	11930	7,15	198	230	27,692
Circón 052	460	39	1076	2,61	0,35	20,3	0,294	2,98	3,27	0,3	21,12	7,63	92,5	35,04	165	326,2	64,6	16590	11,475	285,4	416	24,871
Circón 053	480	22,2	659	1,54	-6,1E-06	11,1	0,028	1,35	2,9	0,157	13	4,5	54,2	21,28	99	199	41,3	11340	6,85	144,2	217	21,051
Circón 055	100	59	806	1,48	0,35	9,03	0,231	2,53	4	0,356	18,3	5,79	68,8	26,9	121	248	50,1	10860	4,85	126	165	25,979
Circón 056	450	31,3	828	1,33	0,27	10,48	0,21	2,82	4,27	0,329	18,9	5,92	70,9	26,9	124,9	249	52	10600	6,4	159,7	214	24,953
Circón 058	120	32	1086	2,74	0,083	18,41	0,122	2,39	3,62	0,227	23,2	7,83	92	35,2	160,8	321	64,3	15180	11,25	289	413	25,689
Circón 059	270	36,9	2011	1,6	0,093	14,22	0,556	8,37	12,08	0,86	53,6	16,34	184,3	66,9	294	534	103,7	11570	11,4	388	394	34,035
Circón 062	-30	35	454	1,77	1,29	26,2	0,98	5,6	2,78	0,36	9,61	3,04	36,4	13,56	67,4	143,8	29,7	12440	8,17	104,9	276,6	12,840
Circón 063	130	34	969	1,26	0,085	10,75	0,192	3,18	4,67	0,372	22,2	7,2	85,3	32	143,3	279	56,2	10380	6,85	188,1	239	27,460
Circón 064	200	42,4	960	1,58	0,175	11,56	0,2	2,93	4,79	0,337	22,6	7,06	84,3	31,6	145,1	298	59,7	12340	7,575	190	259	25,083
Circón 065	160	28	1011	2,91	0,9	19,1	0,68	5	4,82	0,38	20,9	7,39	86,2	33,72	152,1	305,2	60	13980	10,425	241	370	23,118
Circón 067	-10	30,3	842	2,23	0,14	13,8	0,215	1,81	2,97	0,197	15,8	5,51	67,2	27,4	128,4	258	52,5	13410	7,5	173	255	23,067
Circón 068	30	36,3	1290	1,32	0,051	11,12	0,341	4,63	8,08	0,612	33,5	10,35	120,3	44,2	195,9	377	73,3	12350	7,45	215	260	28,859

9. Recursos minerales

No se conoce hasta el momento ningún tipo de mineralización asociada a este plutón.

Referencias

Arango, M., Rodríguez, G., Bermúdez, J. y Zapata, G. (2015a). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzonita de Anchique, cordillera Central, Huila-Tolima*. Servicio Geológico Colombiano.

Arango, M., Rodríguez, G., Bermúdez, J. y Zapata, G. (2015b). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzodiorita de Las Minas-serranía de Las Minas, Huila*. Servicio Geológico Colombiano.

Batchelor, R. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, *48*(1-4), 43-55. https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G. y Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia, *Boletín de Geología*, *32*(2), 93-109.

Carvajal, C., Fuquen, J. y Gómez, L. (1993). *Geología de la Plancha 282 Chaparral. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Cossio, U., Rodríguez, G y Rodríguez, M. (1994). *Geología de la plancha 283 Purificación. Memoria explicativa*. Ingeominas.

Debon, F. y Le Fort, P. (1983). A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, *73*(3), 153-149. https://doi.org/10.1017/S0263593300010117

Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Fuquen, J., Rodríguez, G. y Cossio, U. (2003). *Geología de la plancha 302 Aipe. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Guerrero, B. y Tamara, A. (1982). *Petrografía de los intrusivos Triásico-Jurásicos y sus relaciones con la formación Saldaña al occidente de Dolores, Tolima* [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional de Colombia.

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/9780813774022

International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC). (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies *GSA Bulletin*, *99*(3), 440-442. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2

Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.° 4. Berkeley Geochronology Center.

Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. (1985). *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Núñez A., Bocanegra, A. y Gómez, J. (1996). Los plutones jurásicos del valle superior del Magdalena. En *VII Congreso Colombiano de Geología*.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Rodríguez, G. y Fuquen, J. (1989). *Geología y prospección geoquímica de la Plancha 302, Aipe, Huila, Colombia*. Informe. Ingeominas.

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzodiorita del Astillero-serranía de Las Minas, Huila*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between UePb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, *184*(1-2), 123-138. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, *12*(1), 1-33. https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

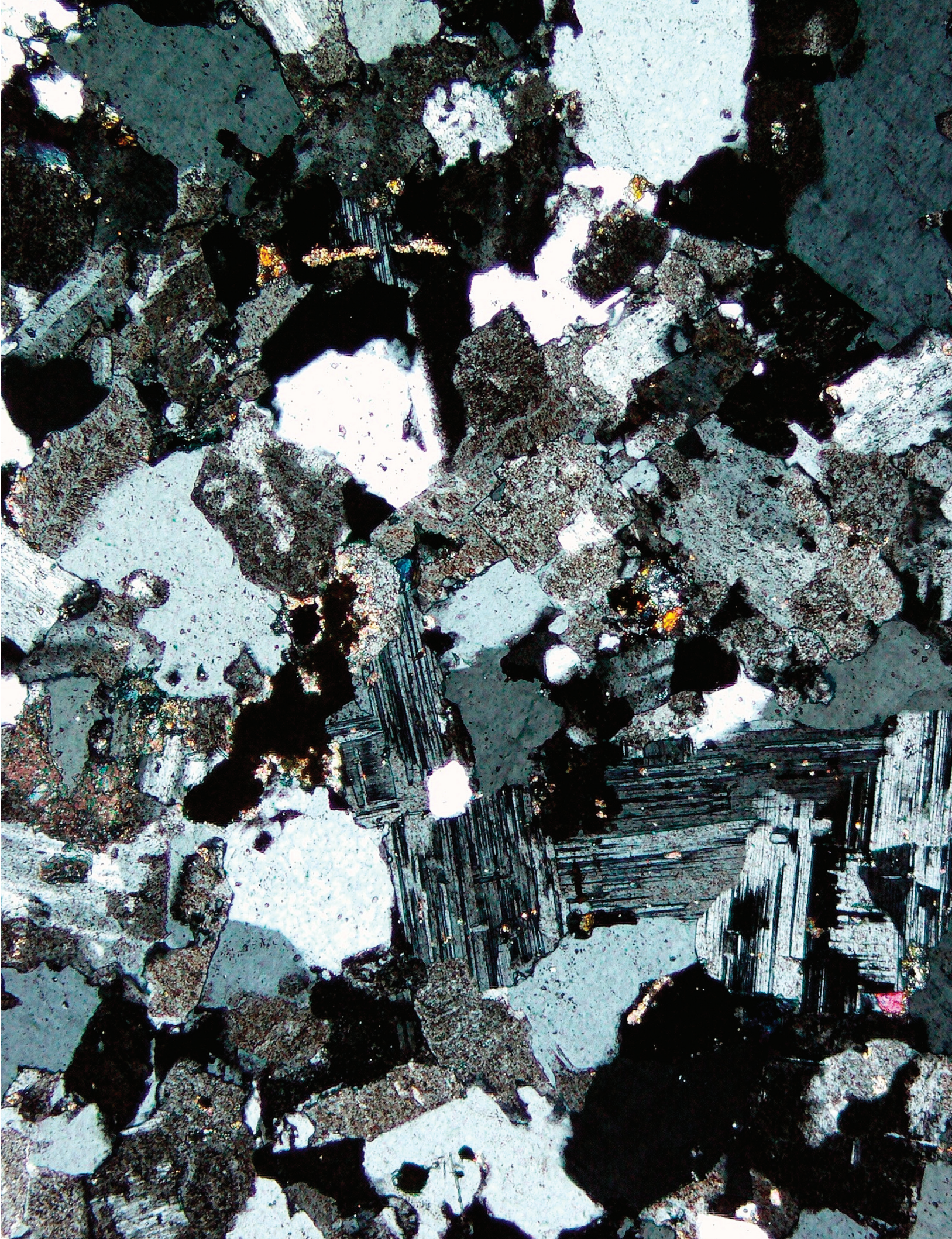
Velandia, F., Núñez, A. y Marquínez, G. (2001). *Mapa geológico del departamento del Huila. Escala 1:300.000. Memoria explicativa*. Ingeominas.

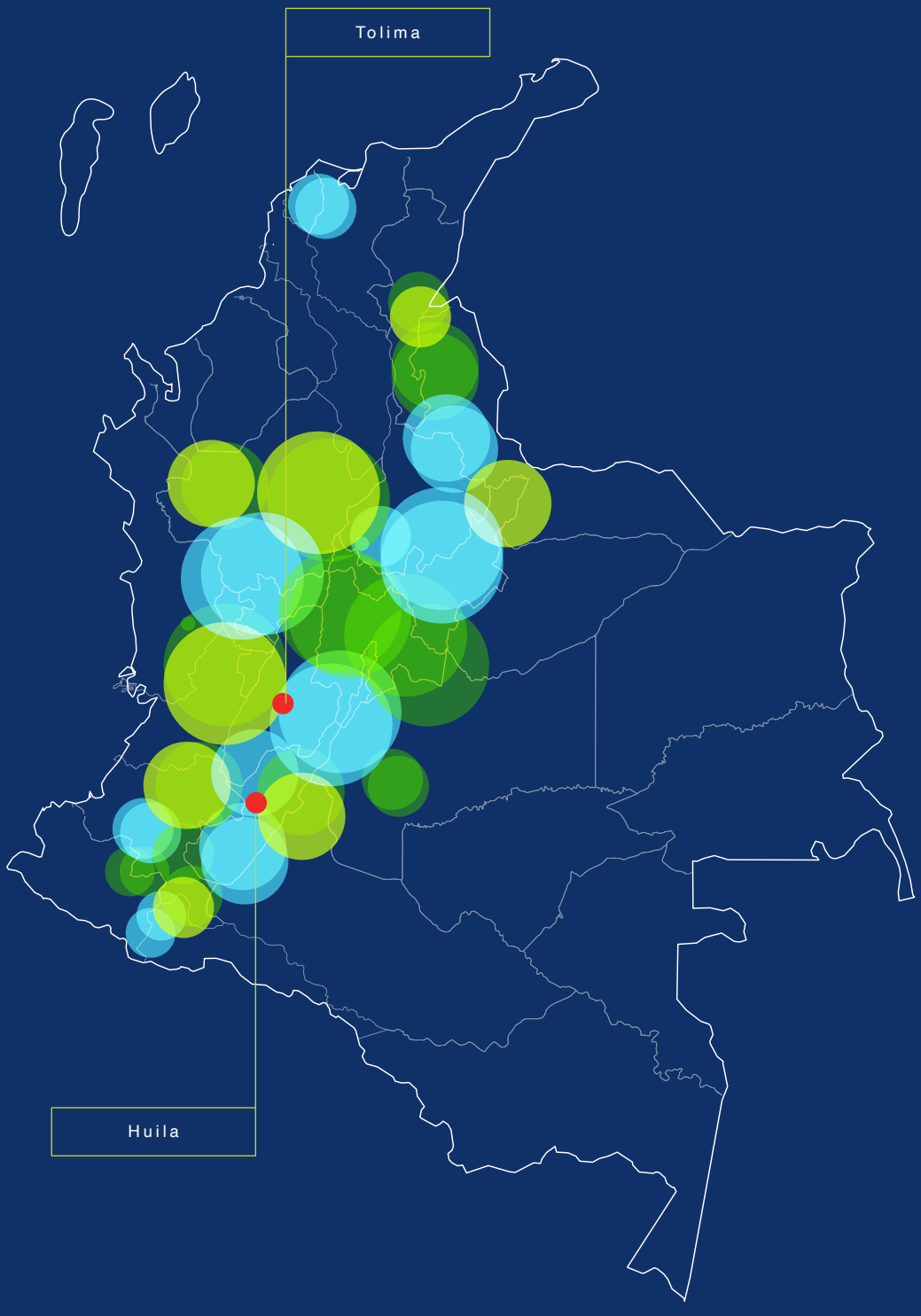
Wang, Q., Zhu, D., Zhao, Z., Guan, Q., Zhang, X., Sui, Q., Hu, Z. y Mo, X. (2012). Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences*, *53*, 59-66. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.027

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Zapata, G., Rodríguez, G., Arango, M. y Bermúdez, J. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzodiorita de Páez-cordillera Central, Cauca-Huila*. Servicio Geológico Colombiano.

Microfotografía de la roca IGM-900648 de dique de Monzogranito en el Granito de Garzón




Tolima
Huila

Cuarzomonzonita de Anchique

Cordillera Central y valle superior del Magdalena Huila y Tolima

María Isabel Arango M., Gabriel Rodríguez G.;
José Gilberto Bermúdez C., Gilberto Zapata G.

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico Inferior (Pliensbachiense)

Citación: Arango, M. I., Rodríguez, G., Bermúdez, J. G. y Zapata, G. (2022). Cuarzomonzonita de Anchique. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.7

Este catálogo es resultado del proyecto "Magmatismo Jurásico de Colombia", que tiene por objeto mejorar la información geológica básica y el conocimiento sobre los eventos magmáticos jurásicos en el territorio nacional. Por tanto, desde 2014, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha adelantado este proyecto dentro del cual se han desarrollado actividades de compilación, control de campo, muestreo para petrografía, química mineral, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb en circón. Para esto, se ha recurrido a la información tanto de las muestras aquí recolectadas como de los estudios anteriores y datos del SGC y de otros investigadores, ya publicados.

La Cuarzomonzonita de Anchique aflora en el denominado Arco de Natagaima que forma parte del flanco oriental de la cordillera Central y del Valle Superior del Magdalena. El catálogo integra la información petrográfica de trabajos anteriores y se presenta nueva información petrográfica, litogeoquímica y geocronológica U-Pb para mejorar el conocimiento de este cuerpo intrusivo y del magmatismo de arco que ocurrió durante el Jurásico inferior y el Jurásico medio en este sector del Valle Superior del Magdalena.

1. Proponente del nombre

María Isabel Arango, Gabriel Rodríguez, José Gilberto Bermúdez y Gilberto Zapata, en este trabajo.

2. Origen del nombre y distribución geográfica

La unidad fue nombrada inicialmente por Cossio *et al.* (1994) como *stock del río Anchique*. En el presente trabajo se propone asignar el nombre de *Cuarzomonzonita de Anchique* por su composición modal predominante y el lugar geográfico propuesto por Cossio *et al.* (1994). Estos conceptos respetan las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) (1987 y 1994).

La unidad aflora al suroeste del municipio de Natagaima cerca de la vereda Guasimal Guadaleja, haciendo parte de la plancha 283 Purificación. Se presenta como un cuerpo de forma irregular, elongado con dirección NE, con un área aproximada de afloramiento de 7 km^2. Las mejores exposiciones están localizadas a lo largo del río Anchique y sus afluentes, las quebradas Pelarco Grande, Pelarquito y El Tigre. Otro cuerpo de menor dimensión se encuentra al noroeste de Natagaima, cerca de la vereda La Palma (figura 1).

3. Reseña histórica

Desde la cartografía geológica de la plancha 283 Purificación a escala 1:100.000 (Cossio *et al.*, 1994), en donde se indicó su relación intrusiva con respecto a la Formación Saldaña y su clasificación petrográfica como una cuarzomonzonita, no se han realizado nuevos estudios de esta unidad.

4. Descripción geológica

4.1. Características macroscópicas

La Cuarzomonzonita de Anchique presenta sus mejores exposiciones en el cauce del río Anchique, donde la roca es predominantemente masiva, de textura fanerítica, equigranular a inequigranular, con rangos de tamaño que varían de medio a grueso. Cossio *et al.* (1994) reportan un aspecto porfirítico en algunos sitios, donde los cristales de plagioclasa y feldespato potásico alcanzan grandes tamaños.

Las rocas son leucocráticas a mesocráticas con variación de color de blanco a rosado, moteadas de verde (figura 2). Están constituidas por feldespato potásico en cristales subhedrales, plagioclasa de hábito prismático subhedral, y en menor proporción, cuarzo en cristales anhedrales. Como minerales ferro-magnesianos se reconoce hornblenda, algunos de cuyos cristales están alterados a epidota y biotita. También se observa piroxeno, aunque en menor porcentaje.

Son comunes los afloramientos con zonas de cizalla y desarrollo de meteorización esferoidal. En ocasiones se encuentra un nivel profundo de saprolitización con textura arenosa que se caracteriza por ser de color crema con parches de tonalidades rosadas.

La Cuarzomonzonita de Anchique se localiza regionalmente en el arco de Natagaima, que está constituido

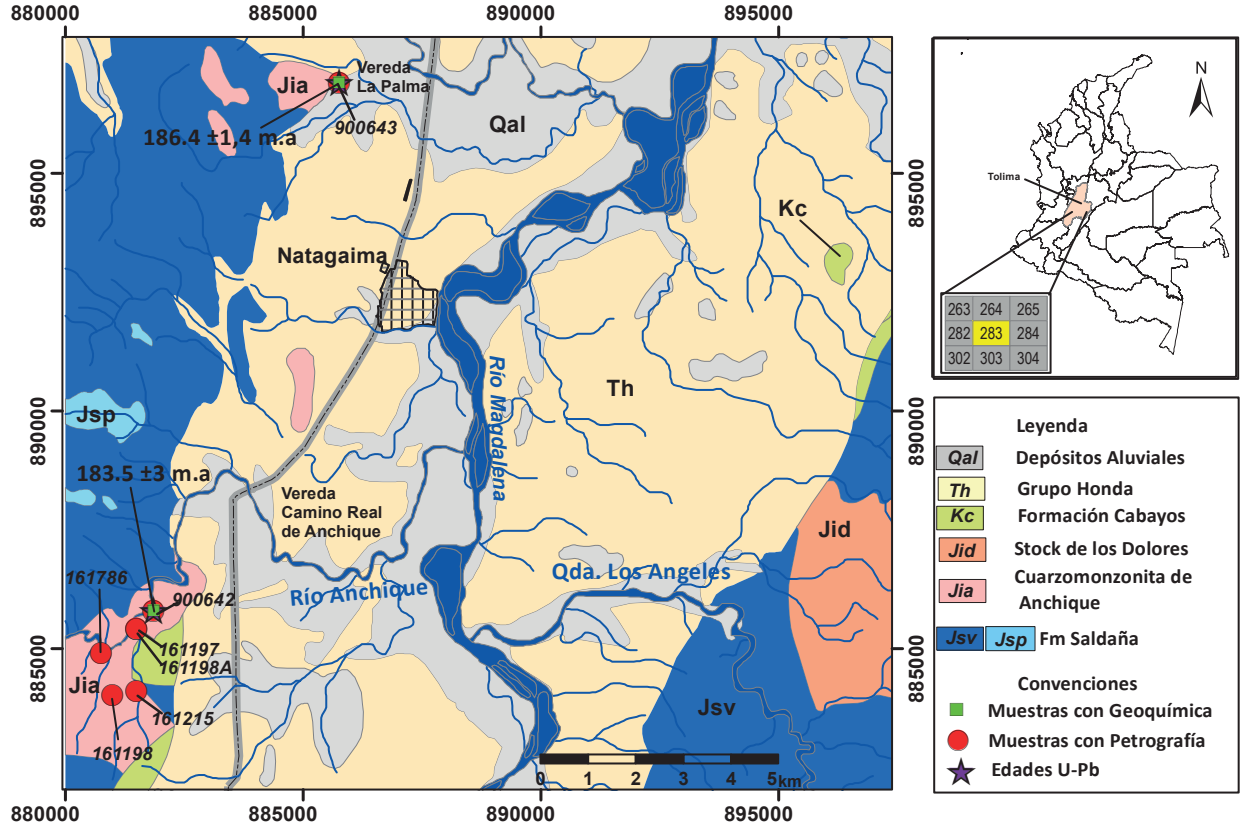


Figura 1. Localización de la Cuarzomonzonita de Anchique
Se indican los lugares en los que se tomaron las muestras. Origen de coordenadas Bogotá. Fuente: Cossio *et al.* (1994).

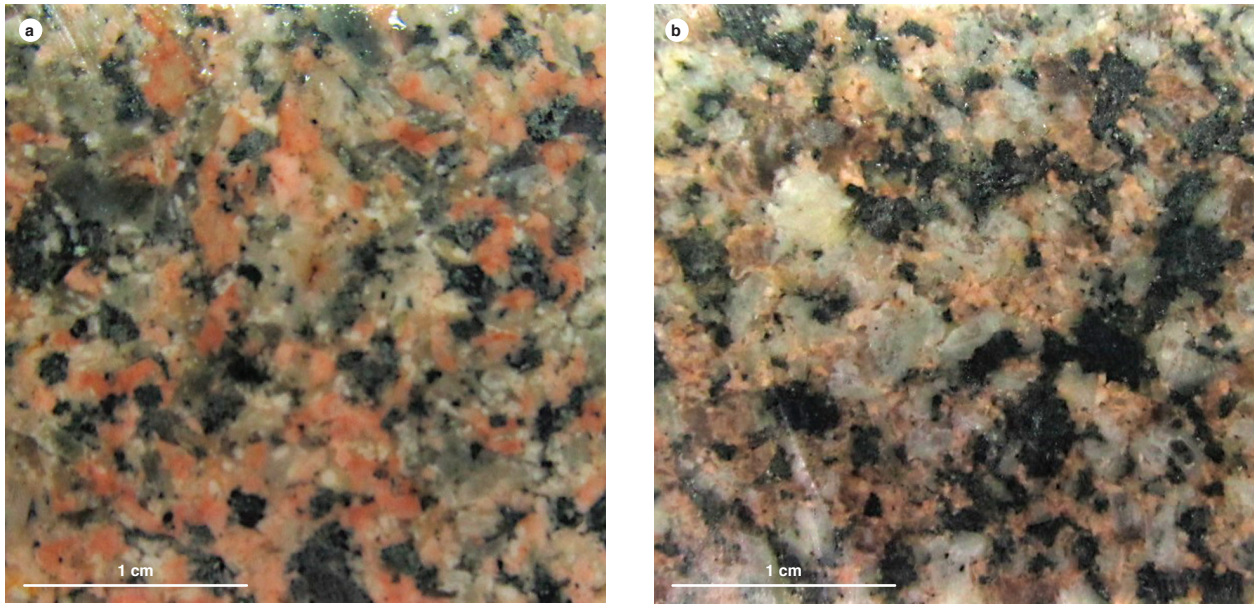


Figura 2. Aspecto macroscópico de las rocas de composición cuarzomonzonita, con textura fanerítica granular
a) Muestra IGM 900643: cuerpo apófisis en la vereda La Palma. b) Muestra IGM 900642: cuerpo principal de la unidad.

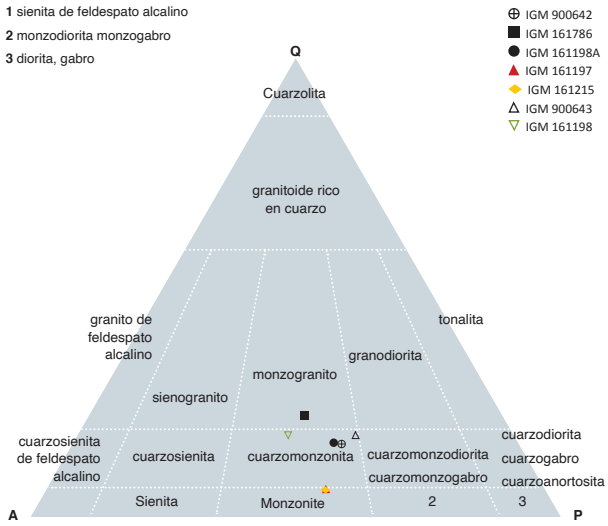


Figura 3. Clasificación modal de Streckeisen (1974) de las rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique

por rocas volcánicas de la Formación Saldaña que son intruidas por plutones jurásicos.

4.2. Características microscópicas

Para el análisis petrográfico se tomaron cinco muestras de roca de la cartografía de la plancha 283 (Cossio *et al.*, 1994) y se incluyeron dos secciones del presente trabajo, cuyos resultados se presentan en la tabla 1, su distribución geográfica en la figura 1 y su clasificación petrográfica según Streckeisen (1974) en la figura 3.

Petrográficamente, la unidad se caracteriza por facies de rocas intermedias, constituidas por cuarzomonzonitas, con monzonitas y monzogranitos subordinados. La textura general es hipidiomórfica a alotriomórfica, granular, de tamaño de grano medio a grueso y texturas particulares de intercrecimiento como micrográficas, pertíticas, mirmequíticas de cuarzo en cristales de plagioclasa y poiquilítica, con inclusiones de cuarzo en feldespato potásico, plagioclasa en feldespato potásico, opacos en cuarzo y plagioclasa en hornblenda.

La plagioclasa es de tipo oligoclasa-andesina (An 28-30) y se presenta en forma de cristales subhedrales a anhedrales con maclas tipo albita y albita-carlsbad. El tamaño de los cristales varía entre 0,5 y 0,8 mm. Generalmente se encuentran saussuritizados a sericitizados. Presentan inclusiones de titanita, apatito y opacos.

El feldespato potásico es de tipo ortosa, se encuentra en cristales anhedrales empolvados de aspecto sucio por alteración a minerales arcillosos. Se presenta en tamaños que varían de 0,5 a 0,8 mm. Desarrolla texturas pertíticas, como intercrecimientos de plagioclasa en forma de lamelas; micrográfica, como un crecimiento simultáneo entre cuarzo y feldespato potásico; mirmequítica y poiquilítica, con inclusiones de plagioclasa, hornblenda, opacos, biotita y apatito.

El cuarzo se presenta de manera intersticial entre la plagioclasa y el feldespato potásico, como cristales anhedrales de tamaños de 0,4 a 0,6 mm. Son incoloros, con color de interferencia gris de primer orden y baja birrefringencia. Algunos cristales presentan inclusiones fluidas y apatitos.

Entre los minerales ferro-magnesianos predomina la hornblenda en cristales tabulares subhedrales de tamaños entre 0,2 y 1 mm, de color verde con pleocroísmo X = verde, Y = verde oliva, y colores de interferencia marrón a amarillo de segundo orden. Muestra dos planos de exfoliación en cortes basales entre 60° y 120° y extinción oblicua de 12°. Los cristales presentan textura poiquilítica constituida por inclusiones de apatitos, opacos y circón. Algunos cristales exhiben alteración a epidota y clorita.

La biotita se encuentra en láminas tabulares subhedrales de color verde a castaño con fuerte pleocroísmo, color de interferencia verde a castaño fuerte del segundo

Tabla 1. Composición petrográfica modal de rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique obtenidos a partir de conteo > 250 puntos

IGM	X (E)	Y (N)	Qz	Pl	Fsp	Cpx	Hbl	Tr/Act	Bt	Chl	Opq	Ap	Zrn	Ttn	Ep	OTROS	Clasificación petrográfica
161786*	880750	884900	19	35	32		8	TR	1	5	TR						Monzogranito
161215*	881500	884100	15	45	32		8		TR		1	TR	TR				Cuarzomonzonita
161198*	880990	884010	4	50	40		3		2		1	TR	TR				Cuarzomonzonita
161197*	881500	885420	4	50	40		3		2		1		TR				Monzonita
161198A*	881500	885420	17	35	38		TR		2	8	TR		TR				Cuarzomonzonita
900642	881859	885798	12	37	25		13		4	2	1	1	1	2	TR		Cuarzomonzonita
900643	885763	896902	15	45	25	7				2	1	1	TR	0	2	Ser (2%)	Cuarzomonzonita

*. TR: contenidos traza. Contenido inferior a 0,1% del mineral. Abreviaturas minerales según Whitney y Evans (2010). Fuente: Cossio *et al.* (1994) y autores.

orden. Se observa una dirección de clivaje en la que se encuentran titanita y agregados de opacos muy finos.

En el cuerpo apófisis se presenta clinopiroxeno que probablemente corresponde a augita, en cristales subhedrales tabulares incoloros de relieve alto con colores de interferencia amarillo del primer orden al azul del segundo orden. Los cristales son levemente pleocroicos, están alterados a calcita y esmectita y tienen extinción oblicua de 39°.

Los minerales opacos están diseminados en la roca e incluidos en biotita y hornblenda; son anhedrales y de tamaños menores de 0,1 mm.

Como minerales accesorios se encuentran apatito, titanita, circón y allanita. El apatito se presenta en forma de cristales finos de tamaños entre 0,05 y 0,1 mm. Son subhedrales a euhedrales prismáticos, incoloros, con colores de interferencia blancos del primer orden y baja birrefringencia. Están incluidos en cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y hornblenda.

El circón se presenta en cristales prismáticos subhedrales, incoloros con fuertes colores de interferencia azul al verde del segundo orden. Tienen extinción paralela y relieve muy alto, y aparecen como inclusiones en hornblenda y biotita con desarrollo de halos pleocroicos.

La titanita es subhedral, de color castaño claro con birrefringencia castaño fuerte y relieve alto. Se presenta de manera intersticial entre cristales de cuarzo y plagioclasa y como agregados granulares en planos de clivaje de biotitas.

La allanita se observa en cristales subhedrales a euhedrales prismáticos de color pardo con pleocroísmo

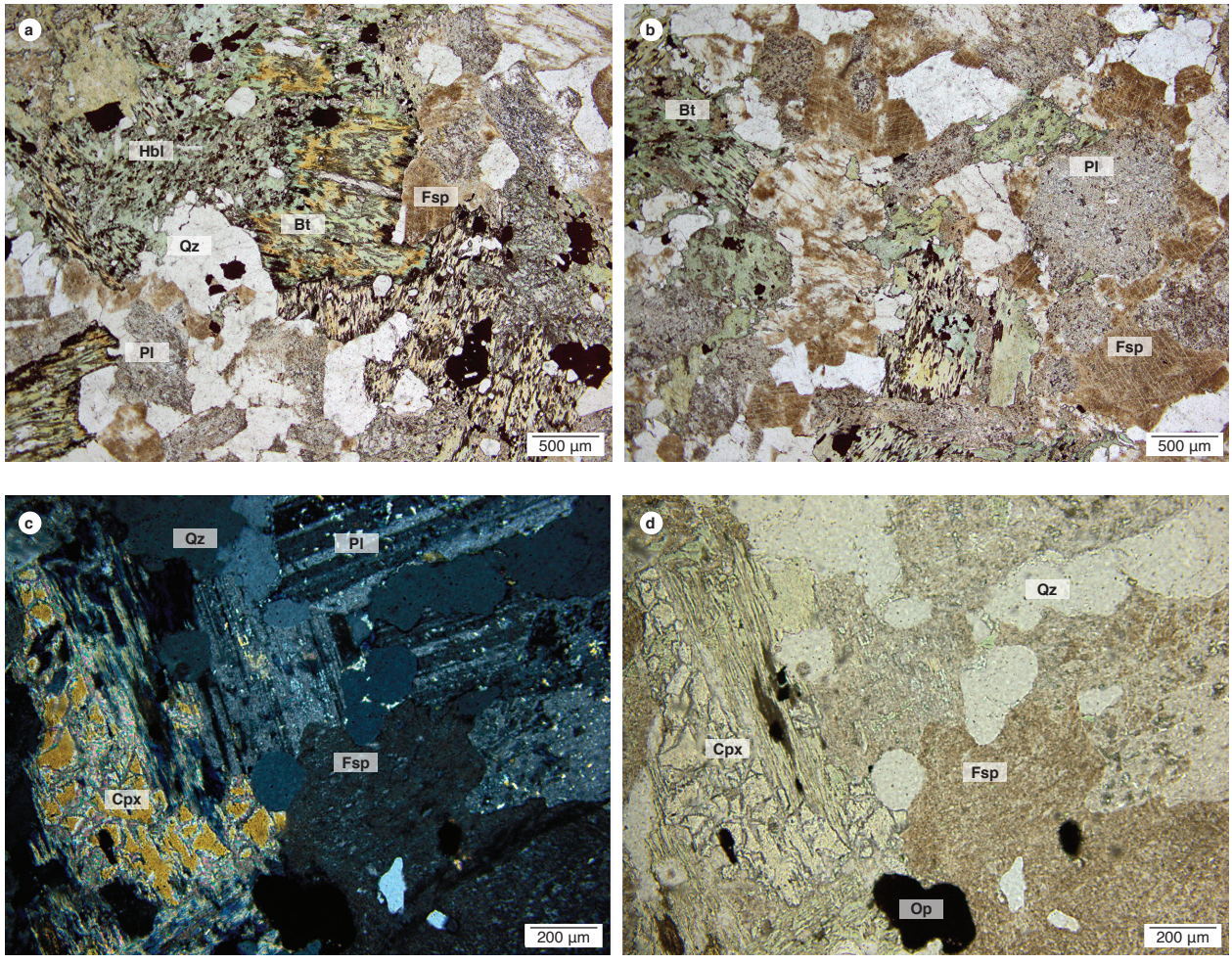


Figura 4. Aspecto microscópico de las muestras IGM 900642 (a y b) e IGM 900643 (c y d)
a) Cristal de hornblenda (Hbl) con inclusiones de opacos, plagioclasa (Pl) alterada, feldespato potásico (Fsp) alterado a caolín y cuarzo (Qz). b) Hornblenda con inclusiones de opacos. Biotita (Bt), plagioclasa con alteración a sericita (Pl). c) textura poiquilítica, cuarzo en plagioclasa sericitizada, clinopiroxeno (Cpx) con desarrollo de alteración. d) Alteración de cristal de feldespato potásico, inclusión de minerales opacos en clinopiroxeno.

Tabla 2. Composición química (%) de los óxidos mayores de la cuarzomonzonita de Anchique

Muestra	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	FeO	LOI
900642	64,590	0,655	14,970	4,770	2,200	3,363	3,404	4,338	0,228	0,161	2,620	1,040
900643	64,100	0,585	15,510	3,910	1,524	3,516	4,275	3,661	0,199	0,218	2,130	2,390

leve, color de interferencia azul-rosado de segundo orden, extinción recta y alto relieve. Se encuentra junto a epidota con tamaños de grano de 0,05 a 0,1 mm.

La clorita se encuentra como producto de alteración de hornblenda, biotita y clinopiroxeno. La saussurita enmascara cristales de plagioclasa junto con la sericita, como finas láminas incoloras con colores de interferencia fuertes que van desde fucsia a amarillo del segundo orden.

El caolín se presenta como una masa de aspecto terroso de color pardo que está cubriendo cristales de feldespato potásico. La epidota se encuentra en agregados granulares de color verde intenso, con color de interferencia azul-amarillo de segundo orden, fuertemente pleocroico y relieve alto. Es producto de alteración de plagioclasa y hornblenda.

5. Geoquímica

La descripción geoquímica se les realizó a dos de las muestras colectadas: una en el cuerpo principal (IGM 900642), y otra en el cuerpo apófisis (IGM 900643) (figura 1). Los valores de los óxidos mayores presentes en las rocas clasificadas petrográficamente como cuarzomonzonitas se muestran en la tabla 2.

5.1. Óxidos mayores

Las rocas se localizan dentro de las facies intermedias con contenidos de SiO_2 entre 52 y 66%; pertenecen al campo de las cuarzomonzonitas, como lo indica el TAS (Middlemost, 1994) (figura 5), con relaciones de álcalis de alrededor del 8%. Presenta contenidos de Al_2O_3 alrededor de 15% y contenidos menores de Fe_2O_3 entre 3,9 y 4,7%, CaO entre 3,3 y 3,5% y MgO entre 1,5 y 2,2%; el # Mg es de 43,57 en el caso dela muestra IGM 900643, y de 47,74 en la muestra IGM 900642.

Las rocas grafican en la serie calco-alcalina (Irvine y Baragar, 1971) (figura 6), con valores de álcalis que se ajustan a los de Peacock (1931) para las de este tipo. De acuerdo con la clasificación de Shand (1927) (figura 7), el álcalis molar indica una impronta metaluminosa dada por la asociación mineralógica que predomina en estas rocas de feldespato potásico + plagioclasa + hornblenda + biotita + cuarzo, donde A<CNK, valores promedio de 0,1488<0,1650 pero A>NK con valores de 0,1488>0,1039.

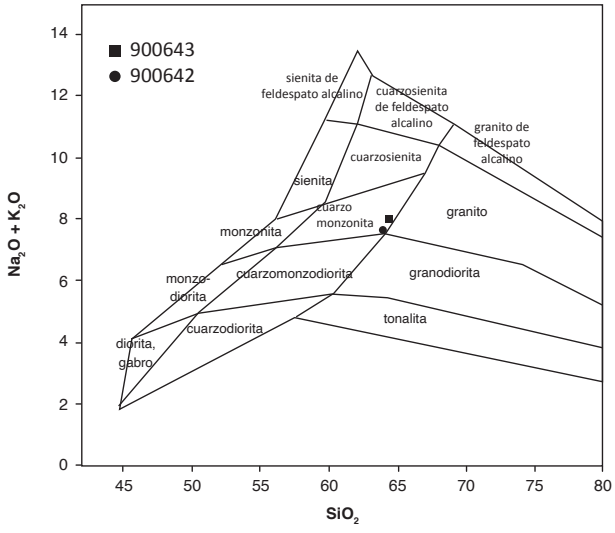


Figura 5. Diagrama TAS (Middlemost, 1994) correspondiente a las rocas de Cuarzomonzonita de Anchique

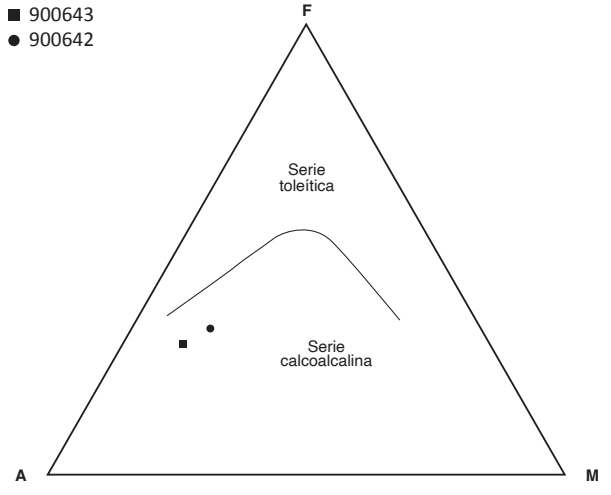


Figura 6. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) correspondiente a las rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique

En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (figura 8), la muestra IGM 900643 grafica en el campo de la se-

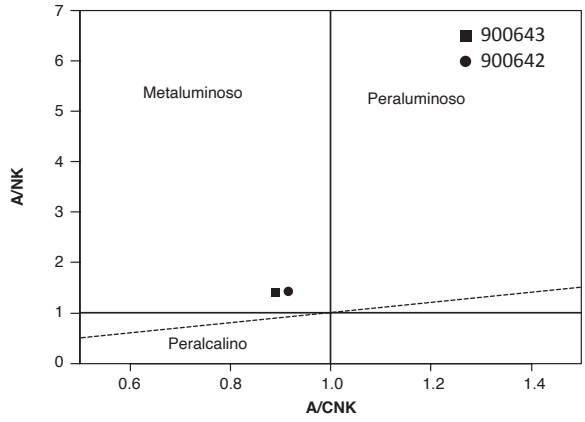


Figura 7. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad correspondiente a las rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique

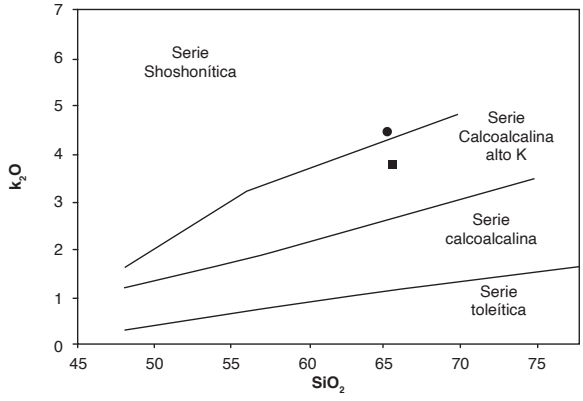


Figura 8. Diagrama K2O Vs SiO2 (Peccerillo y Taylor, 1976) correspondiente a las rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique

rie calcoalcalina alta en K, con un valor de K_2O de 4,33%, mientras que la muestra IGM 900642 se encuentra en el campo de las rocas shoshoníticas, con un valor de K_2O de 3,66%; esto probablemente se relaciona con el mayor grado de alteración hidrotermal observado en esta última.

5.2. Elementos traza y tierras raras

Los elementos traza se midieron mediante espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente, ICP-MS, Perkin Elmer NexION. Para la disolución de la muestra se realizó un ataque por pasos utilizando ácidos inorgánicos fuertes (HF, HNO3, HClO4 y HCl). El proceso se llevó a cabo en sistema abierto, empleando distintas rampas de temperatura y tiempos de calentamiento. En la tabla 3 se presentan los valores de elementos traza y tierras raras de la cuarzomonzonita de Anchique.

En el diagrama de REE normalizado a condrito según los valores de Nakamura (1974) (figura 9) se observa un enriquecimiento de las rocas hacia las tierras raras ligeras (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE), con una tendencia homogénea y una buena correlación de los elementos de tierras raras entre el cuerpo principal y el cuerpo apófisis.

En el diagrama NMORB normalizado al condrito de Sun y McDonough (1989) (figura 10), las rocas muestran perfiles paralelos entre ellas, con enriquecimientos en Cs, K y Pb (LILE).

Tabla 3. Elementos traza y tierras raras de las rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique

Elemento	Muestra	
	900642	900643
La	57,34	45,83
Ce	109,48	89,63
Pr	12,34	9,76
Nd	44,46	35,72
Sm	8,22	6,57
Eu	2,32	2,01
Gd	6	5,01
Tb	1,01	0,82
Dy	4,53	3,9
Ho	0,87	0,76
Er	2,7	2,3
Tm	0,35	0,3
Yb	2,39	2,03
Lu	0,37	0,31
Sc	12,57	11,12
Y	23,46	19,74
V	89,63	84,02
Zr	259,11	214,69
Hf	68,9	68,9
Li	13,99	11,27
Be	2,82	1,78
Cr	41,74	26,9
Co	15,61	14,21
Nb	11,5	8,8
Ni	17,85	13,38
Cu	49,7	29,01
Zn	55,76	46,22
Ga	19,19	18,28
As	2,44	1,97
Rb	209,72	128,34
Sr	606,1	454,38
Ag	0,9	0,9
Ad	0,08	0,72
In	0,05	0,04
Cs	4,02	1,63
Ba	1315,62	1271,06
Tl	0,49	0,4
Pb	17,35	21,14
Bi	0,04	0,04
Th	29,33	16,9
U	4,31	3,69

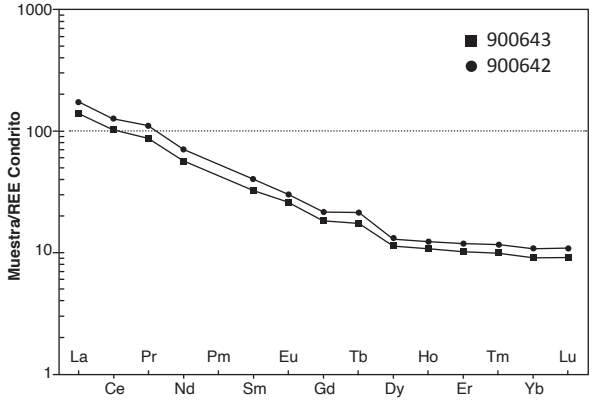


Figura 9. Diagrama REE normalizado a condrito según valores de Nakamura (1974) correspondiente a las rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique

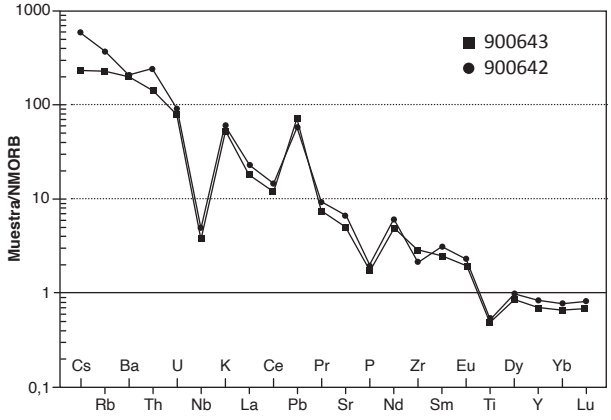


Figura 10. Diagrama de elementos traza normalizado al NMORB de Sun y McDonough (1989) correspondiente a las rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique

Las rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique presentan anomalías negativas muy marcadas en Nb, P y Ti que son indicativas de magmas generados en ambientes de arco, donde estos elementos, que son de carácter inmóvil, son disipados durante la evolución magmática en minerales tales como apatito, titanita e incluso hornblenda (Winter, 2001).

Los valores de Ni entre 10 y 60 ppm, Cr 25 a 100 ppm y relaciones de La/Yb_N 17,17 y 22,61 para las muestras IGM 900642 e IGM 900643, respectivamente, son compatibles con valores promedio típicos de arco publicados por Winter (2001).

La roca IGM 900642 presenta valores más altos en Th, con una ligera anomalía positiva, que se puede relacionar con el mayor contenido modal de circón en la petrografía (figura 10).

5.3. Discriminación de ambiente tectónico

Las rocas que forman parte de la Cuarzomonzonita de Anchique se ubican en el campo de ambientes de subducción, según el diagrama catiónico de Batchelor y Bowden (1985), o en granitos de tipo magnesiano, de acuerdo con Frost *et al.* (2001) (figura 11). Las rocas pertenecen a los granitos tipo I, con una geoquímica predominantemente calcoalcalina-metaluminosa, correspondiente a ambientes orogénicos, de granitos de arco continental producto de un fundido parcial (Maniar y Piccoli, 1989).

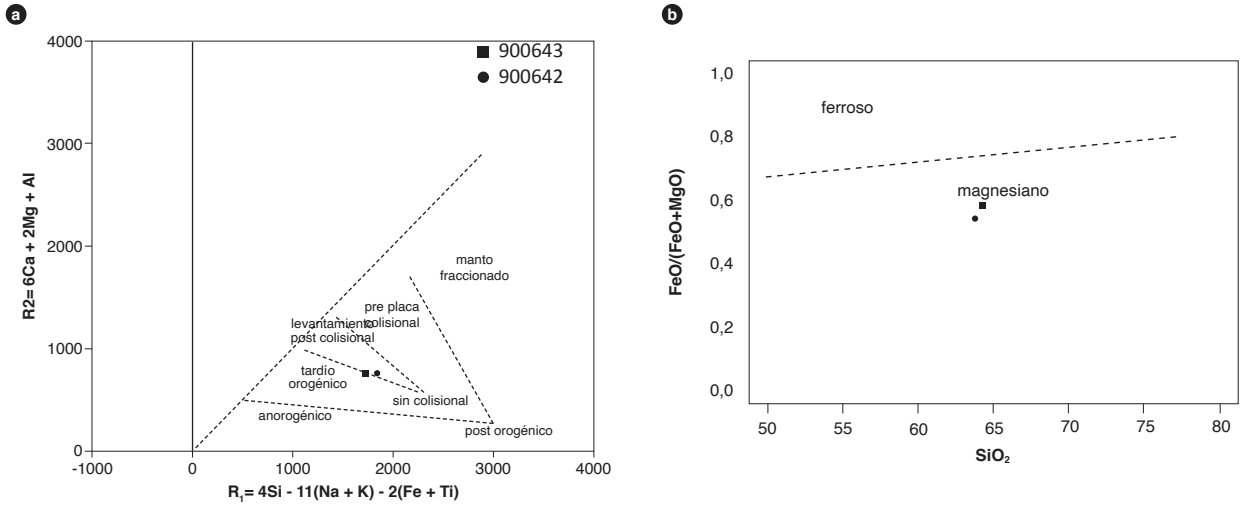


Figura 11. Diagramas de ambiente tectónico correspondientes a la Cuarzomonzonita de Anchique
a) Muestras graficadas en el diagrama de Batchelor y Bowden (1985). b) Muestras graficadas en el diagrama de Frost *et al.* (2001).

5.4. Geoquímica de elementos traza en circones

La técnica de espectrometría de masas ICP-MS permitió, además, definir la cantidad de REE contenidos en la estructura de los circones. Los patrones que describen estos elementos traza y tierras raras permiten inferir la composición y el ambiente de cristalización del magma parental (Belousova *et al.*, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003).

Los valores de REE hallados en los circones de las rocas de la Cuarzomonzonita de Anchique se encuentran enriquecidos con respecto al valor normalizado al condrito de Sun y McDonough (1989) (figura 12). Los valores presentan una pendiente positiva hacia los REE pesados, siendo mayor y más uniforme en la roca IGM 900643. Ambas rocas muestran anomalías positivas en Ce, lo que, de acuerdo con Belousova *et al.* (2002), está relacionado con una alta oxidación del magma parental. Igualmente, es clara la anomalía negativa de europio en la muestra IGM 900643, con relaciones Eu/Eu* entre 0,1 y 0,34; por el contrario, se observa una ausencia de esta anomalía en la muestra IGM 900642.

La relación Th/U en los circones es cercana a 0,8 en la muestra IGM 900642, y a 1,0 en la IGM 900643, lo que, de acuerdo con Rubatto (2002) evidencia un origen ígneo.

Para diferenciar granitos tipo I, A y S a partir de los contenidos de elementos traza de los circones se utilizaron patrones geoquímicos característicos que han sido descritos por Wang *et al.* (2012). En la Cuarzomonzonita de Anchique los circones presentan concentraciones de Pb y Th que se relacionan con el campo de granitos tipo I (figura 13a).

Asimismo, las relaciones Hf (wt%) y Y (ppm) permiten discriminar la química del magma generador de los circones, lo cual muestra afinidad entre los campos II y III, con menor dispersión hacia el campo IV, que corresponde a rocas ígneas intermedias con contenidos de cuarzo (figura 13b).

6. Posición estratigráfica y edad

Rodríguez y Fuquen (1989) ubican el *Stock* de Los Naranjos y plutones correlacionables, entre los que se encuentra la Cuarzomonzonita de Anchique, como posteriores a la Formación Saldaña y anteriores a la depositación de la Formación Yaví, y les asignan una probable edad del Jurásico Superior. Por su parte, Cossio *et al.* (1994) correlacionan el *Stock* de Anchique con el *Stock* de Dolores, por sus relaciones de campo y similitudes petrográficas, tanto macro como microscópicas.

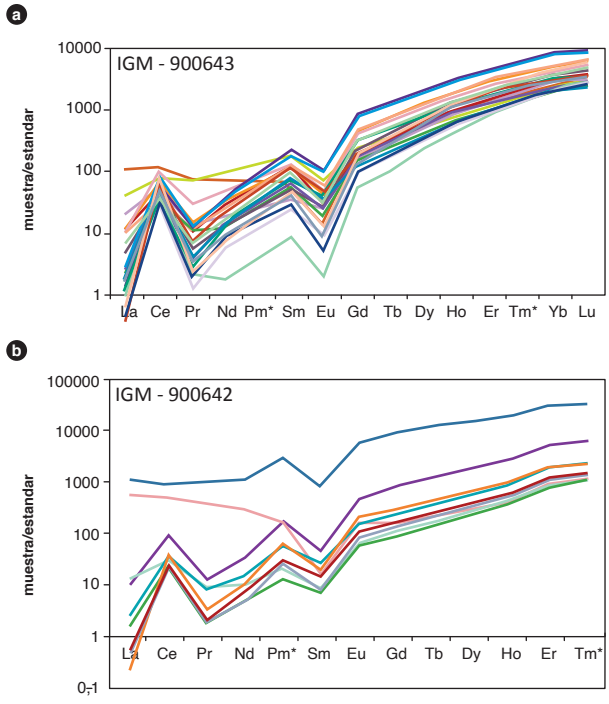


Figura 12. Valores de REE normalizados al condrito de Sun y McDonough (1995) correspondientes a los circones de la Cuarzomonzonita de Anchique

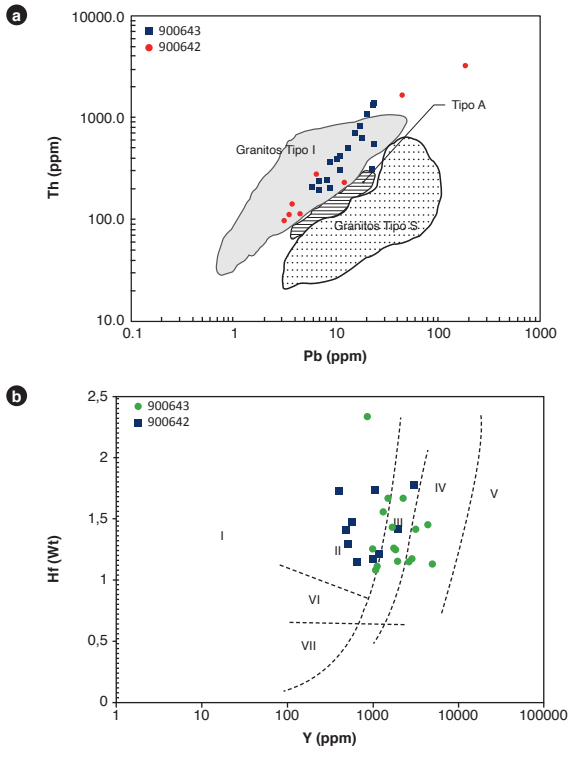


Figura 13. Discriminación de ambientes de los circones de la Cuarzomonzonita de Anchique

Campos I: kimberlitas; II: rocas ultramáficas, máficas e intermedias; III: rocas intermedias con cuarzo e intermedias; IV: rocas félsicas con alto contenido de SiO2; V: greisen; VI: rocas alcalinas; VII: carbonatitas. Fuente: autores, y a) modificado de Wang *et al.* (2012). b) Shnukov *et al.* (1997) en Belousova *et al.* (2002).

En el presente trabajo se realizaron dos dataciones por el método U-Pb en circón a partir de saprolito colectado en el mismo afloramiento de roca; una datación del cuerpo principal (IGM 900642) a orillas del río Anchique con coordenadas este = 885798 y norte = 881859, y otra que corresponde a la muestra IGM 900643, perteneciente al apófisis, con coordenadas este = 885763 y norte = 896902.

El material colectado en campo para la separación de circones consistió en concentrados de saprolito de colores crema y gris a rosa pálido, con textura arenosa a areno-arcillosa, en los cuales se conservan algunas biotitas lixiviadas y cristales de cuarzo.

La obtención de minerales densos se realizó en el laboratorio químico del Servicio Geológico Colombiano, sede Medellín, donde se realizó separación hidrodinámica, magnética, y por último, el montaje de los circones. Estos fueron analizados usando la técnica de espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), que se llevó a cabo en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Los datos obtenidos en las muestras IGM 900642 e IGM 900643 fueron graficados e interpretados en el software Isoplot/Ex vers. 4.15 (Ludwig, 2008) (figura 14a y c; figura 15a y c). Los circones separados (n = 23 para la muestra IGM 900642 y n = 40 para la IGM 900643) son en general euhedrales, pequeños, alargados y de color rosa a café tenue (figuras 14d y 15d). En las figuras 14b y 15b se observa, en las imágenes de catodoluminiscencia, una zonación moderada en la mayoría de los cristales.

Para el tratamiento de los datos se realizó un filtro de los datos para descartar los circones con valores discor-

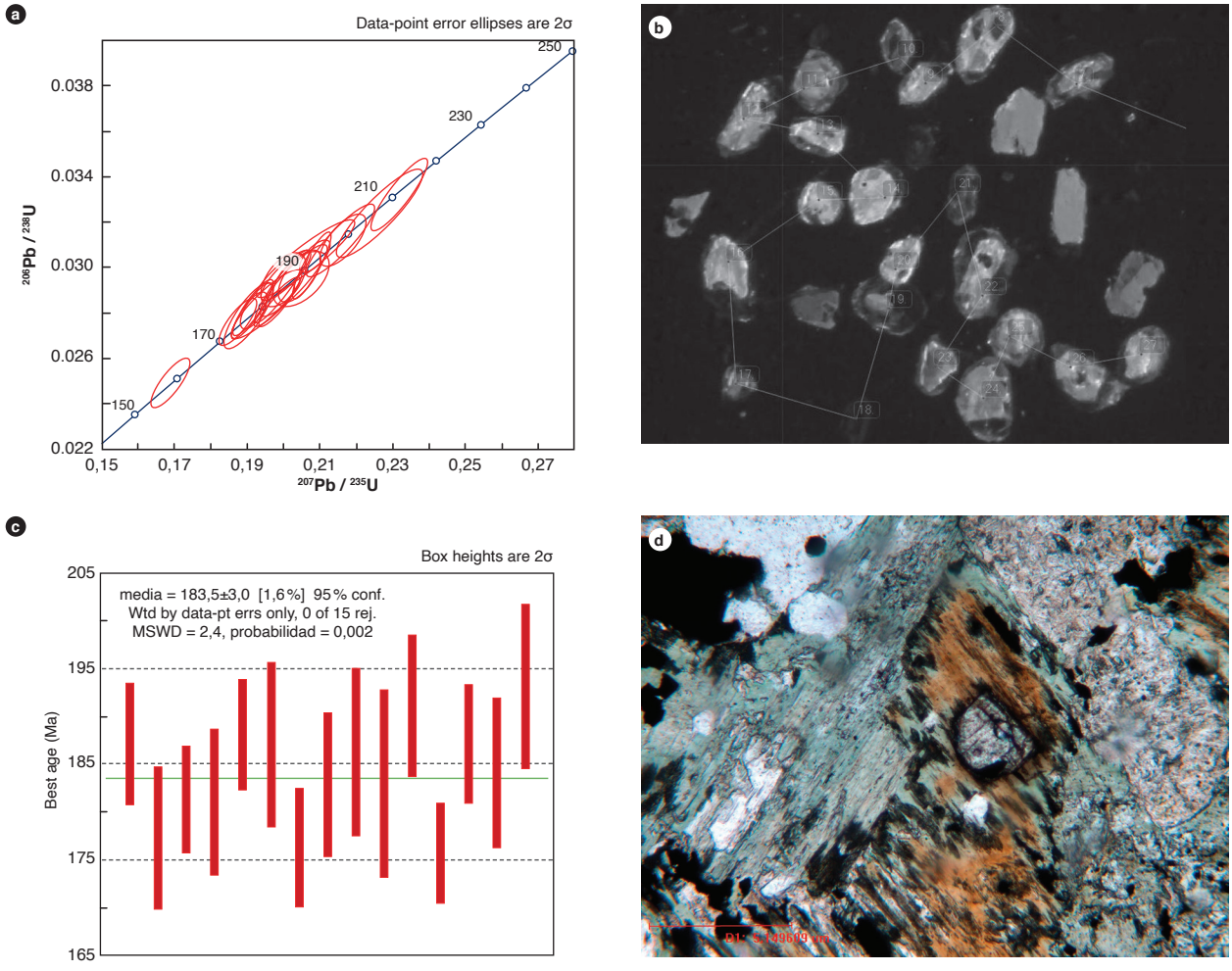


Figura 14. Geocronología de U-Pb en circones de la roca IGM 900642
a) Diagrama de concordia. b) Imagen de catodoluminiscencia de los circones analizados. c) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar. d) Sección delgada de la roca vista con 40 X (nícoles paralelos).

dantes (discordancias > al 15% y/o errores > 5%) de acuerdo con la relación [(^{207}Pb/^{235}U)-(^{206}Pb/^{238}U)/^{206}Pb/^{238}U)], con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad. En el caso de la muestra IGM 900642 se trabajó con 15 circones, y con la IGM 900643, con 20 circones.

En las figuras 14a y 15a se observa un comportamiento de los circones concordante con una agrupación promedio de los datos entre 181 y 184 Ma. En los diagramas de cálculo de la media ponderada y desviación estándar (figuras 14c y 15c), se observan rangos poco dispersos con MSWD de 2,4 y 1,5. Solo unos pocos datos, correspondientes a las edades más viejas e interpretadas como herencias de hasta 210 Ma, son ligeramente discordantes.

Las edades que se obtuvieron de la Cuarzomonzonita de Anchique son de 183,5 ± 3 en el cuerpo principal, y 186,4 ± 1,4 Ma en el apófisis, pertenecientes al Jurásico Inferior (Pliensbachiense). Estas edades se interpretan como el rango de edad de cristalización de la roca.

7. Correlaciones

Rodríguez y Fuquen (1989) correlacionan el *Stock* de Anchique con la Cuarzomonzonita de los Naranjos y el *Stock* de Dolores. Igualmente, Cossio *et al.* (1994) correlacionan el *Stock* de Anchique con el *Stock* de Dolores, teniendo en cuenta que las edades K/Ar reportadas para el *Stock* de Dolores por Guerrero y Támara (1982) en Cossio *et al.* (1994) son de 182 ± 4 Ma en biotita y 176 ± 4 Ma en hornblenda (Jurásico Inferior —Toarciano—).

Núñez *et al.* (1996) correlacionan los plutones pequeños que afloran en el valle superior del río Magdalena, tales como los *stocks* de San Cayetano, de Los Na-

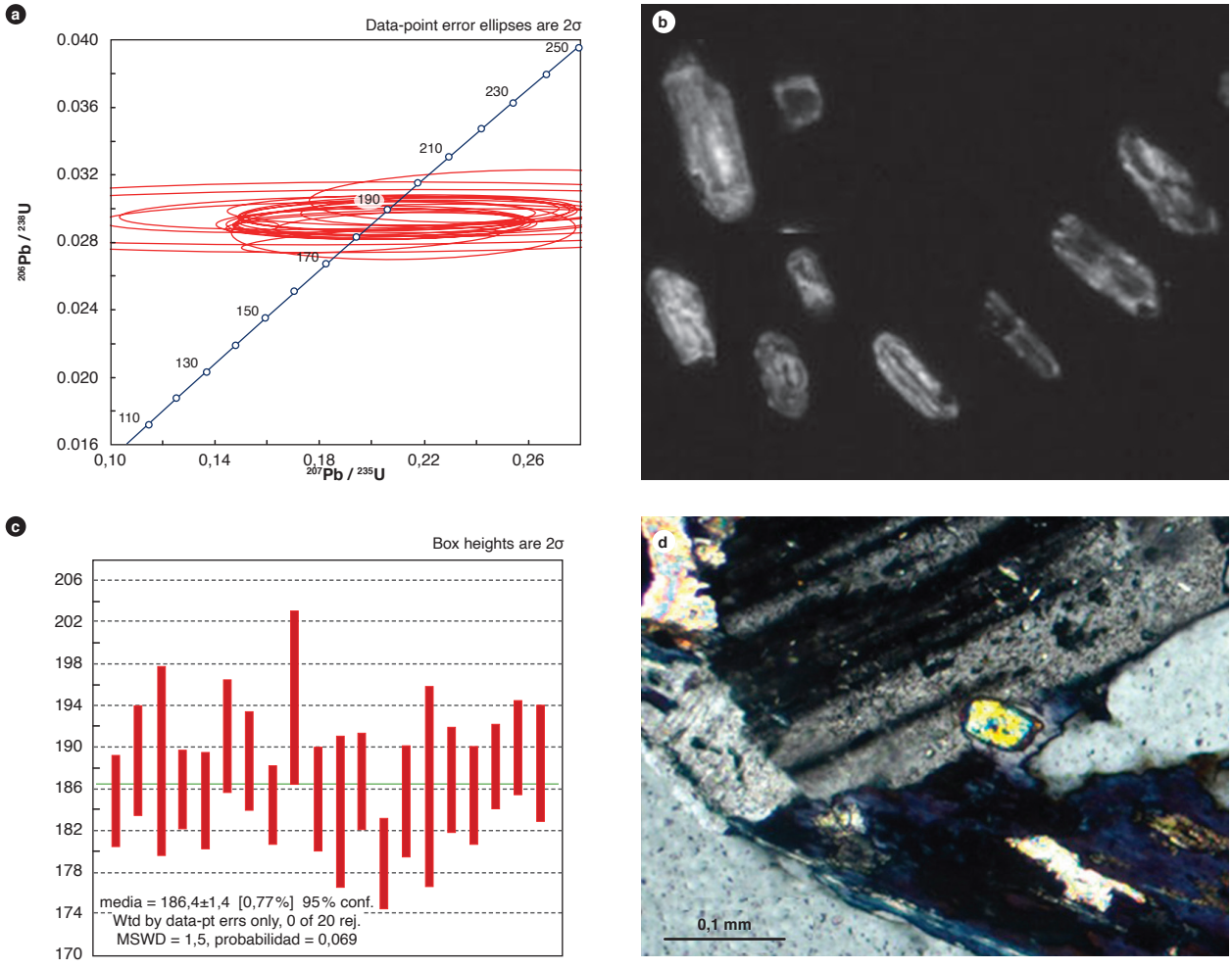


Figura 15. Geocronología de U-Pb en circones de la muestra IGM 900643
a) Diagrama de concordia. b) Imagen de catodoluminiscencia de los circones analizados. c) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar. d) Sección delgada de la roca vista con aumento 10 X (nícoles cruzados).

ranjos, de Anchique y el Batolito de Teruel, y les asignan una edad precretácica y postriásica; adicionalmente, sugieren la posibilidad de que estos estén relacionados con las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Saldaña de edad Jurásica. Se asume que el cuerpo llamado por estos autores *Batolito de Teruel* corresponde espacialmente a parte del Batolito de Ibagué. Sin embargo, Núñez (1998) indica que los plutones granitoides localizados hacia el sur del valle superior del río Magdalena probablemente representan pulsos magmáticos diferentes al que generó el Batolito de Ibagué.

La Cuarzomonzodiorita de Anchique se correlaciona, por distribución geográfica, tectónica, composición litológica, química y edad, con un grupo de plutones que afloran en el borde occidental del valle superior del Magdalena y la Serranía de Las Minas. De sur a norte, estos cuerpos corresponden a la Monzodiorita de Las Minas, con dos edades: U/Pb de 181,6 ± 3,4 y 187,4 ± 2,3 Ma; la Cuarzomonzonita del Astillero, con una edad U/Pb de 187 ± 3,3 Ma; la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, con una edad U/Pb de 187,9 ± 1,3 Ma, y la Cuarzomonzodiorita de Páez con edades de alrededor de 188 Ma. Adicionalmente, estas unidades plutónicas están asociadas al evento volcánico que representa la Formación Saldaña, con edades U/Pb de alrededor de 187,2 ± 2,8 Ma en el borde oriental de la cordillera Central, pero que hacia el otro lado del valle superior del Magdalena (borde occidental de la cordillera Oriental) presenta edades más jóvenes.

8. Localidad tipo

Se propone como localidad tipo el carreteable que conduce hacia la vereda Guasimal, partiendo del municipio de Aipe hacia Natagaima, a orillas del río Anchique (plancha 283-III-C). Esto debido a que en ese sector el cuerpo muestra los afloramientos más frescos y de fácil acceso.

9. Génesis

La Cuarzomonzonita de Anchique contiene abundante ortoclasa, característica de rocas plutónicas formadas en ambientes de temperaturas intermedias. De acuerdo con el análisis de resultados geoquímicos de roca total y en circones, se encontró que los magmas de los cuales se formó la unidad son metaluminosos, magnesianos, pertenecientes a granitos de tipo I. Los diagramas de tierras taras y elementos traza presentan pendientes marcadamente negativas, así como anomalías negativas de Nb, P y Ti, que son características de rocas formadas en ambientes de arco continental. Finalmente, los diagramas de discriminación de ambiente de formación sugieren que las rocas se generaron en un ambiente de subducción.

10. Recursos minerales

No se conocen mineralizaciones asociadas a este cuerpo ígneo.

Bibliografía

Batchelor, R. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, *48*(1-4), 43-55. https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*(5), 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Cossio, U., Rodríguez, G y Rodríguez, M. (1994). *Geología de la plancha 283 Purificación. Memoria explicativa*. Ingeominas.

Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Guerrero, B. y Tamara, A. (1982). *Petrografía de los intrusivos Triásico-Jurásicos y sus relaciones con la formación Saldaña al occidente de Dolores, Tolima* [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional de Colombia.

Hoskin, P. y Shaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *53*(1), 27-62. https://doi.org/10.2113/0530027

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/9780813774022

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, *99*(3), 440-442. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2

Irvine, T. y Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *8*(5), 523-548. https://doi.org/10.1139/e71-055

Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel.* Special Publication n.° 4. Berkeley Geochronology Center.

Maniar, P. y Piccoli, P. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, *101*(5), 635-643. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2

Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, *37*(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimical et Cosmochimical Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Núñez, A., Bocanegra, A. y Gómez, J. (1996). Los plutones jurásicos del valle superior del Magdalena. En *VII Congreso Colombiano de Geología*, tomo 2, 226-239.

Peacock, M. (1931). Classification of igneous rock series. *The Journal of Geology*, *39*(1), 54-67. https://doi.org/10.1086/623788

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Rodríguez, G. y Fuquen, J. (1989). *Geología y prospección geoquímica de la plancha 302-Aipe (Huila)*. Informe 2023. Ingeominas.

Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman.

Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between UePb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, *184*(1-2), 123-138. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2

Shand, S. (1927). *The eruptive rock*. John Wiley.

Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologishe Rundschau*, *63*(2), 773-786. https://doi.org/10.1007/BF01820841

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Wang, Q., Zhu, D., Zhao, Z., Guan, Q., Zhang, X., Sui, Q., Hu, Z. y Mo, X. (2012). Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences*, *53*, 59-66. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.027

Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, *95*(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.


Tolima

Cuarzomonzonita de San Cayetano

Cordilleras Central y Oriental
Departamento del Tolima

José Gilberto Bermúdez C., María Isabel Arango M., Gabriel Rodríguez G. y Gilberto Zapata G.

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Bermúdez, J. G., Arango, M. I., Rodríguez, G., y Zapata, G. (2022). Cuarzomonzonita de San Cayetano. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena.* Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.8

Este catálogo es resultado del proyecto "Magmatismo Jurásico de Colombia", que tiene por objeto mejorar la información geológica básica y el conocimiento sobre los eventos magmáticos jurásicos en el territorio nacional. Por tanto, desde 2014, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha adelantado este proyecto dentro del cual se han desarrollado actividades de compilación, control de campo, muestreo para petrografía, química mineral, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb en circón. Para esto, se ha recurrido a la información tanto de las muestras aquí recolectadas como de los estudios anteriores y datos del SGC y de otros investigadores, ya publicados.

La Cuarzomonzonita de San Cayetano aflora en el denominado Arco de Natagaima que forma parte del flanco oriental de la cordillera Central y del Valle Superior del Magdalena. El catálogo integra datos de campo y petrográficos de trabajos anteriores, y presenta nueva información petrográfica, litogeoquímica y geocronológica U-Pb para mejorar el conocimiento de este cuerpo intrusivo y del magmatismo de arco que ocurrió durante el Jurásico inferior y el Jurásico medio en este sector del Valle Superior del Magdalena.

1. Proponente del nombre

Carvajal *et al.* (1983) designan con el nombre de *stock de San Cayetano* un cuerpo ígneo intrusivo expuesto en la parte oriental de la plancha 282, al sur de la población de Coyaima.

2. Origen del nombre y distribución geográfica

El nombre proviene del sitio San Cayetano, localizado en la vía Coyaima-Ataco, al suroeste de la población de Coyaima, se extiende entre las cordilleras Central y Oriental, en el valle del río Meche, en el departamento de Tolima. El *stock* está expuesto en dos bloques, a manera de apófisis (figura 1) separados entre sí por las formaciones Saldaña y Honda, con buenas exposiciones en el río Meche, las quebradas Lemayá, Totarco, Guaguarco y El Niple, así como en el carreteable a Balsillas. El afloramiento occidental de dirección NNE presenta una longitud cercana a 8 km, con un ancho de máximo 4,5 km, y ocupa un área aproximada de 30 km^2. Se extiende desde el filo El Meche hasta la loma El Diamante y está cruzado por el río Meche y sus quebradas tributarias Lemayá, El Diamante, Iguarco y Coya. Hacia el sur de este cuerpo, por la carretera Coyaima-Ataco, en el sitio conocido como Balsillas, a la altura de la quebrada El Chocho, se presenta otro afloramiento muy meteorizado (saprolito) de menores dimensiones, con su eje mayor en dirección N-NE y una longitud promedio de 4,5 km por 1,5 km de ancho, con área aproximada de 7 km^2.

El cuerpo oriental tiene forma irregular subredondeada y elongada, con su eje mayor en dirección N-NW, y una longitud de 9 km y un ancho que varía entre 1,5 y 3,8 km; ocupa un área aproximada de 24 km^2. Se encuentra formando la loma El Tigre y está disectado por las quebradas El Niple, Totarco, Pocharco y Guaguarco.

3. Reseña histórica

Originalmente esta unidad fue referida por Carvajal *et al.* (1983) al designar con el nombre de *stock de San Cayetano* un cuerpo ígneo intrusivo expuesto en la parte oriental de la plancha 282-Chaparral, al sur de la población de Coyaima. El nombre proviene del sitio San Cayetano, en la vía Coyaima-Ataco, de donde se desprende el carreteable que conduce a Balsillas. Posteriormente fue estudiado por Rodríguez y Fuquen (1989) como la prolongación hacia el sur de la plancha 282, como un cuerpo de forma irregular, con una extensión aproximada de 25 km y un ancho de 1,5 km, con dirección de su eje mayor N-S. Los mejores afloramientos aparecen en las quebradas Los Naranjos, La Vieja y Los Tigres, y que la composición dominante es cuarzomonzonita y cuarzomonzodiorita con variaciones a granodiorita y granito. De acuerdo con este estudio, estas dos últimas descripciones corresponden a otro cuerpo, que se ha llamado *Cuarzomonzonita de Los Naranjos*, con base en la edad encontrada.

4. Descripción geológica

La roca es masiva holocristalina de textura hipidiomorfa fanerítica inequigranular con tamaño de grano medio a grueso, hasta porfirítica, mesocrática de color gris claro con frecuentes tonalidades rosadas. La unidad habitualmente está atravesada por diques de variada composición (andesíticos, graníticos y basálticos) figura 2 de hasta 40 cm de espesor con cuarzo anhedral traslúcido.

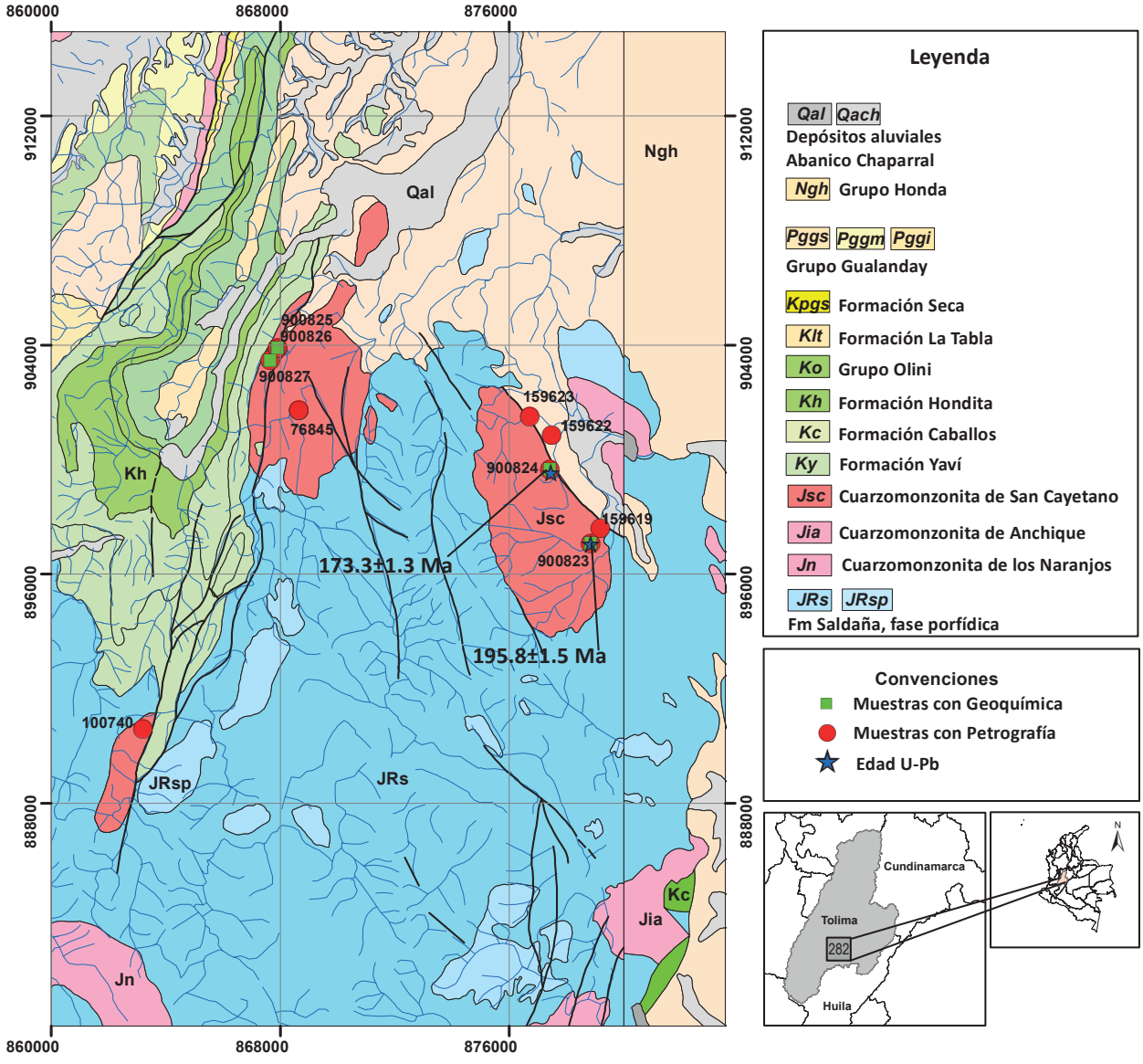


Figura 1. Localización y muestreo de la Cuarzomonzonita de San Cayetano
Fuente: Carvajal *et al.* (1983).

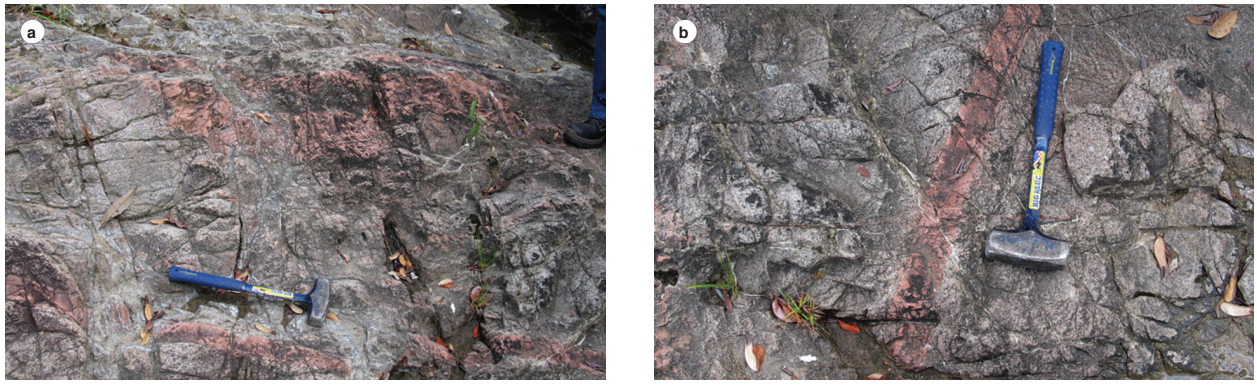


Figura 2. Afloramiento de la Cuarzomonzonita de San Cayetano en la vía Coyaima-Fical-Anchique, cruzada por diques feldespáticos (Estación JGB-358)

Carvajal *et al.* (1993) reportan la presencia de venas y filones de barita con espesores entre 0,6 m a 1,20 m.

De acuerdo con su composición modal, el plutón está constituido principalmente por cuarzomonzonitas con gradaciones a monzonita y cuarzomonzodiorita subordinadas. La composición mineralógica principal es plagioclasa (29,2 a 48,4%) subhedral a euhedral hasta de 1,5 cm de longitud, de hábito prismático e incolora, de composición oligoclasa-andesina, con maclas de albita, Carlsbad, albita-Carlsbad y periclina, alterada a sericita y ocasionalmente a saussurita con desarrollo de epidota y calcita. Feldespato potásico (23,2 a 56,0%) anhedral con textura pertítica y frecuentemente caolinizado. El cuarzo (2,5 a 18,8%) anhedral e intersticial intercrecido con plagioclasa formando mirmequitas y texturas gráficas, ocasionalmente fracturado y con extinción ondulatoria. En el caso de las cuarzomonzonitas, el contenido de cuarzo aumenta de 7,2 a 12,4%. Presenta como máficos hornblenda (5 a 9%) de color verde-marrón alterada a clorita, epidota y biotita. La biotita (0,8 a 1,6%), de color verde marrón y como mineral accesorio, solamente está presente en dos muestras (IGM-900825 e IGM-900827). El clinopiroxeno (1,2 a 13,2%) es subhedral, de color verde oscuro, maclado, alterado a hornblenda y clorita debido a efecto hidrotermal. El ortopiroxeno (3,0 a 9,2%) es xenomorfo a subidiomorfo de color verde (enstatita), buen clivaje. Tan solo la muestra IGM-159622 no presenta ningún tipo de piroxeno. Como minerales accesorios presenta circón, titanita, apatito y opacos. Como minerales de alteración es común encontrar clorita, epidota, sericita, saussurita y caolín.

En la quebrada El Niple, por la vía Totarco-loma El Tigre, se encuentran afloramientos de la cuarzomonzonita con fuerte fracturación, que deja bloques de roca de hasta un metro de diámetro, con fractura concoidea. De igual manera, al oeste, en el río Meche (Estación JGB-357), se observan lisos de falla en una roca clasificada como cuarzomonzonita de color gris verdoso, con mayor contenido de piroxeno. Comúnmente presenta una meteorización esferoidal, y se diferencian fragmentos de roca con forma de bolos dentro de una matriz terrosa o arcillosa de grano medio a grueso y color ocre-anaranjado característico.

En la figuras 3a y 3b se observa el aspecto macroscópico de las muestras tomadas en la Cuarzomonzonita

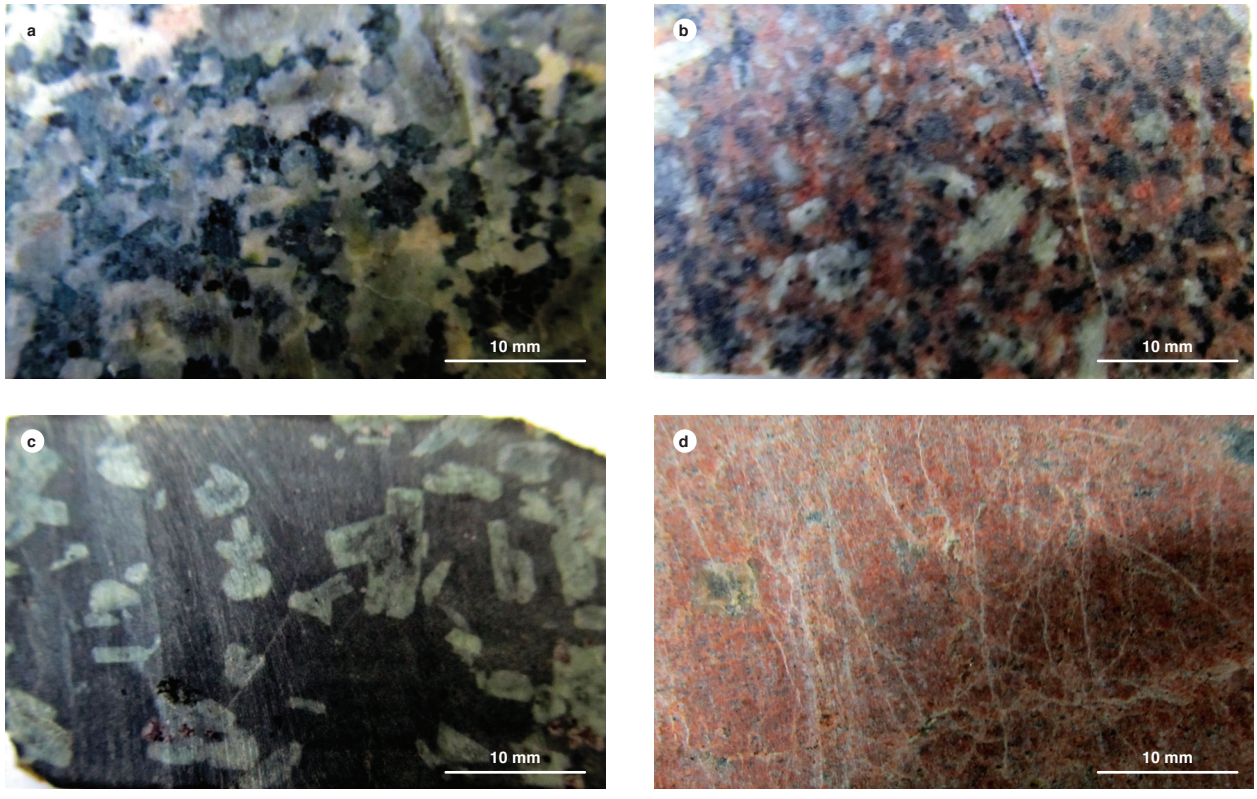


Figura 3. Aspecto macroscópico de las rocas de la Cuarzomonzonita de San Cayetano
a) IGM-900824 cuarzomonzodiorita. b) IGM-900825 cuarzomonzonita. c) IGM-900823 roca de dique andesítico. d) IGM-900826 sienogranito (dique potásico).

de San Cayetano, rocas holocristalinas de textura subidiomorfa granular, fanerítica de grano medio, de color gris-blanco a rosado, moteado de negro y blanco, compuestas principalmente por plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico; como minerales máficos clinopiroxeno, biotita y hornblenda.

El cuerpo está cruzado por dos tipos de diques. Uno de ellos tiene textura porfirítica, de color gris verdoso (figura 3c) compuesto por plagioclasa en grandes cristales, de hasta 15 mm, con buen clivaje, feldespato potásico y cuarzo anhedral y ovalado embebidos en una matriz parda de plagioclasa microcristalina a afanítica con ortopiroxeno de color verde intenso y venillas rellenas con carbonatos. La dirección de estos diques es N 60° E y corta diagonalmente la dirección general del cuerpo.

El otro tipo de dique (figura 3d) tiene textura granular, con cristales subidiomorfos, y está compuesto por cuarzo anhedral, feldespato potásico subidiomorfo y plagioclasa euhedral. Como accesorios opacos y como minerales de introducción, calcita y clorita rellenando venillas. La dirección de estos diques es N 60° E, y corta diagonalmente la dirección general del cuerpo.

4.1. Características microscópicas

Se consideraron once muestras de secciones delgadas; seis del trabajo de Carvajal *et al.* (1993) y cinco del presente estudio. La localización de las muestras se presenta en la figura 1, y la composición modal junto con la discriminación de las rocas de dique en la tabla 1.

Se realizó análisis petrográfico a la totalidad de las muestras retomadas de la cartografía de la plancha 282-Chaparral de Carvajal *et al.* (1983), ya que en dicho estudio solamente se referían a su clasificación de campo, sin presentar la descripción ni el conteo modal; en general, estaban clasificadas como cuarzodioritas; no obstante, de acuerdo con este estudio se reclasifican como cuarzomonzonitas y monzonitas.

La unidad se caracteriza por presentar rocas de facies intermedias, constituidas por cuarzomonzonitas con monzonitas y cuarzomonzodioritas subordinadas (figura 4).

La textura general de la roca es hipidiomorfa a alotriomórfica fanerítica inequigranular de grano medio a fino, con texturas secundarias del tipo mirmequítica y simplectítica entre cuarzo y feldespato potásico; poiquilítica de opacos, apatito y plagioclasa en piroxenos y anfíboles, e inclusiones de piroxeno microcristalino y opacos en plagioclasas. Texturas mirmequíticas y gráficas por entrecrecimiento con cuarzo y exsolución de feldespato formando antipertitas. Los cristales más pequeños presentan mayor alteración y están muy empolvados. Ocasionalmente presenta bordes de reacción con feldespatos.

El cuarzo se presenta como cristales xenomorfos, como mineral tardío en cristalizar de manera intersticial, de tamaño entre 0,2 y 1,2 mm, limpios e incoloros con bajos colores de interferencia gris y blanco de primer orden, relieve moderado, extinción recta. A veces

Tabla 1. Composición modal de las rocas de la Cuarzomonzonita de San Cayetano

IGM	Número De campo	Coordenadas		Qtz	Pl	Kfs	Hbl	Cpx	Opx	Bt	Op	Ap	Ep	Zm	Cct	Chl	Ttn	Otros	Matriz	Clasificación petrográfica
		N	E																	
900824	JGB-357	899674	877410	4,8	48,4	23,2	9,0		6,0		3,2	0,4	Tr			4,6	0,4	Ser, Sau		Cuarzomonzodiorita con Px
900825	JGB-358	903902	867906	7,2	30,0	44,4	5,0	1,2	5,4	0,8	2,4	Tr		Tr		3,6		Ser, Sau		Cuarzomonzonita con Px
900827	JGB-359	903480	867637	11,2	38,4	34,4	8,0	1,4	3,0	1,6	2,0	Tr	Tr	Tr		Tr	Tr	Ser		Cuarzomonzonita
76845	HP-4706*	901740	868645	7,4	31,0	52,0		1,2			1,6	Tr	Tr	Tr		6,8	Tr	Sau		Cuarzomonzonita
100740	GJ-29*	890600	863200	5,0	28,0	47,8		10,4			2,0	Tr	Tr	Tr		6,8	Tr	Ser		Cuarzomonzonita con Cpx
159619	JF-178*	897620	879180	2,5	29,7	51,0			9,2		2,4	Tr	Tr			5,2	Tr	Ser, Sau		Monzonita con Px
159622	JF-193*	900870	877490	18,8	31,6	46,0					1,2		2,0	Tr		0,4	Tr	Óxidos Fe.		Cuarzomonzonita
159623	JF-194*	901520	876710	4,4	29,2	37,2	5,0	13,2			3,6	1,2	3,6	Tr		2,6	Tr	Ser, Sau, Óxidos Fe		Cuarzomonzonita con Cpx
Rocas de dique																				
900823	JGB-356	897068	878840		29,9	3,2			2,4		1,7	Tr	Tr			Tr	Tr		62.8	Andesita
900826	JGB-358A	903902	867906	30,0	10,8	54,8					Tr		2,0	Tr	2,0	0,4				Sienogranito
76846	HP-4707*	901740	868645	5,0	64,4	10,6					3,2	Tr	12,8		3,6	0,0	Tr	Ser, vidrio	59.2	Basalto porfídico

* Secciones delgadas tomadas de la cartografía de la plancha 282 (Carvajal *et al.*, 1983)

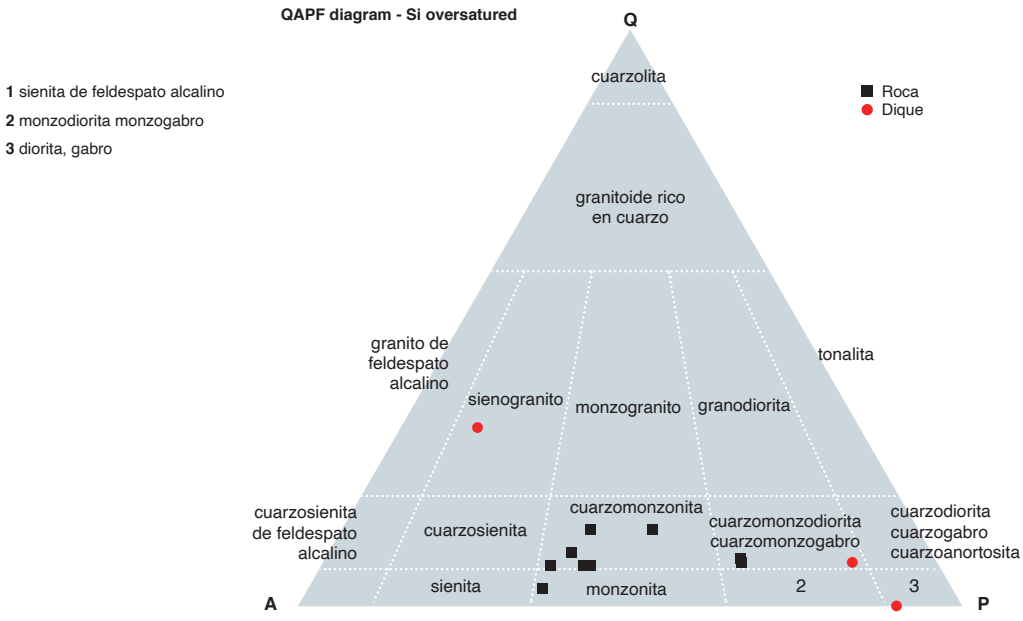


Figura 4. Clasificación modal Cuarzomonzonita de San Cayetano (Streckeisen, 1974)

aparece como microcristales en fracturas, presentando extinción ondulatoria o rellenando venillas junto a calcita. Presenta inclusiones de microcristales de apatito y circón de forma ovoide, otras veces de epidota y opacos. Presenta textura gráfica de intercrecimiento con feldespatos (figura 5a) y mirmequitas en plagioclasa.

La plagioclasa es de composición oligoclasa (An12-An20), varía entre 29,2 y 48,4%, aparece como cristales subhedrales a euhedrales de tamaño que varía entre 0,4 y 4,2 mm, y esporádicamente mayores de 5,0 mm, con macla de albita y albita-Carlsbad. La mayoría de los cristales se encuentran parcial a totalmente alterados a sericita-saussurita, lo cual le confiere un tono marrón al cristal; en otros casos se presentan totalmente caolinizados. En los cristales más frescos se observan colores de interferencia bajos gris de primer orden, bajo relieve. Presenta entrecrecimiento antipertítico con feldespatos que forman delgadas lamelas paralelas, frecuentemente con inclusiones de opacos, clinopiroxeno, apatito, circón y epidota, que generan texturas poiquilíticas. Esporádicamente, algunos cristales muestran macla de penetración o de Baveno (figura 5b), formada por cristales distintos interpenetrados con superficie de unión irregular.

El contenido de feldespato potásico es dominante y varía entre 23,2 y 52,0%. Se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, ocasionalmente euhedrales de hábito tabular, de tamaño que varía entre 0,4 y 3,4 mm, empañados por alteración a caolín; algunas veces crean bordes oscuros de material arcilloso en los cristales; los menos alterados lucen bajos colores de interferencia gris de primer orden, bajo relieve, macla del tipo Carlsbad y extinción recta. Algunos cristales presentan bordes de reacción con cuarzo e inclusiones de apatito con hábito prismático alargado, clinopiroxeno, cuarzo y opacos. Presenta fracturas que algunas veces se encuentran rellenas de cuarzo (figura 5c) y clorita. Forma texturas micrográficas por intercrecimiento con cuarzo, y pertitas por intercrecimiento con plagioclasa.

Como minerales máficos se encuentra hornblenda con contenidos entre 5,0 y 9,0%, o puede no estar presente. Es de color verde con leve pleocroísmo a marrón, y colores de interferencia naranja, rojo y violeta anómalos de segundo orden, subhedral de hábito tabular y de apariencia esquelética, con tamaños que varían entre 0,2 y 4,2 mm, crecimiento de opacos a lo largo del clivaje en el eje mayor e inclusión de opacos y apatito que le otorgan textura poiquilítica. Se altera a clorita.

El clinopiroxeno también se presenta en porcentajes considerables en algunas rocas, desde 1,2 hasta 13,2%, o puede estar ausente. Es del tipo augita y aparece como cristales subhedrales de hábito tabular, con tamaños que varían entre 0,5 y 1,7 mm, incoloros a verde pálido, no pleocroicos, con colores de interferencia amarillo, rojo-púrpura y azul de segundo orden, relieve alto a modera-

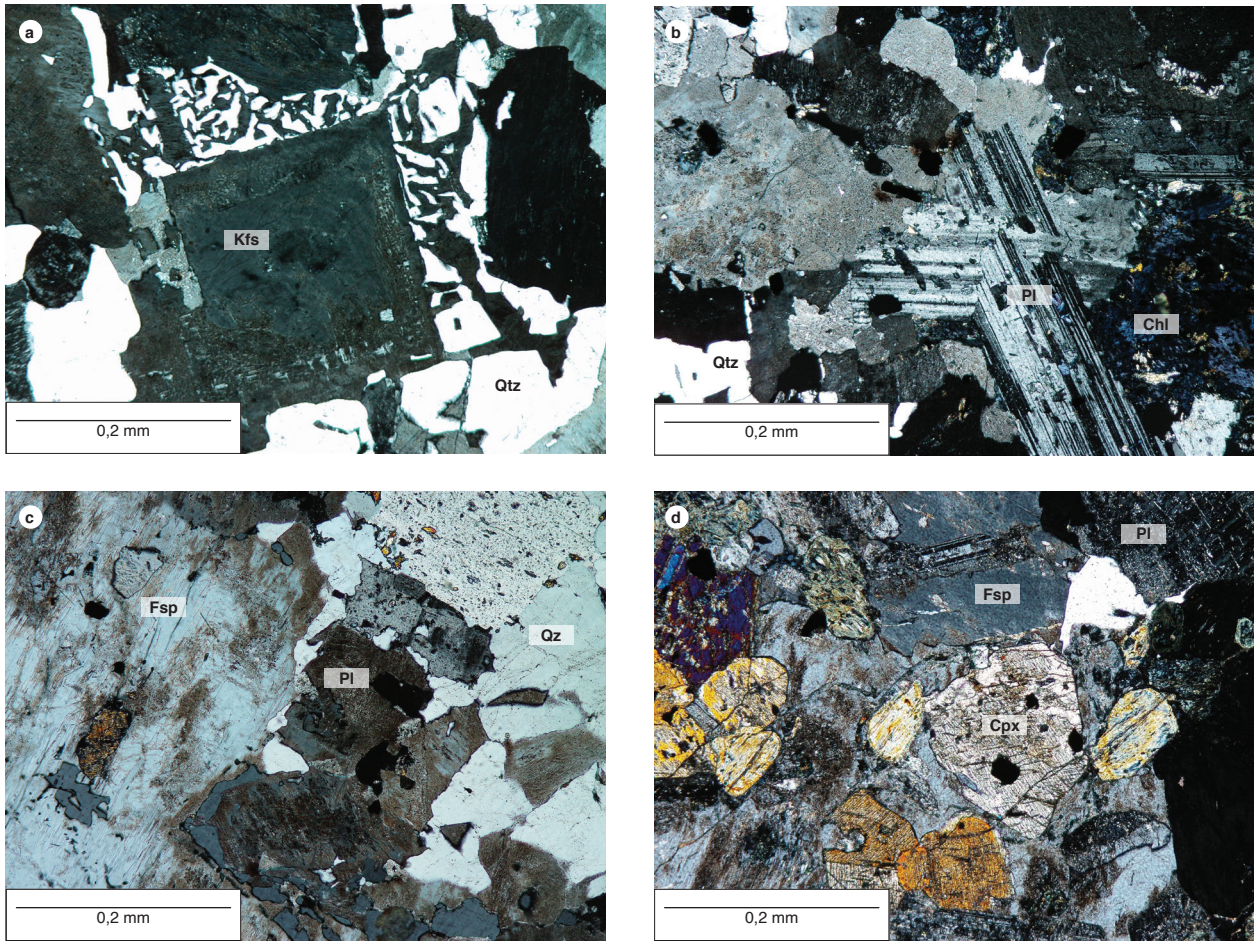


Figura 5. Aspecto microscópico de rocas de la Cuarzomonzonita de San Cayetano
a) IGM-900827 cuarzomonzonita. XPL-5X. Textura gráfica alrededor de un cristal de feldespato potásico. b) IGM-76845 cuarzomonzonita. XPL-5X. Cristal de plagioclasa con macla de penetración e inclusiones de epidota. c) IGM-76845 cuarzomonzonita XPL-5X. Cristales de Feldespato (Fsp), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) . d) IGM-900827 cuarzomonzonita XPL-5X. Textura subidiomórfica granular. Cristales de clinopiroxeno (Cpx), plagioclasa (Pl) y feldespato caolinizado (Fsp).

do, clivaje bien desarrollado, inclusiones de cuarzo, apatito circón y opacos. Comúnmente son manchados y de aspecto terroso por alteración a clorita y anfíbol (uralitización).

El contenido de ortopiroxeno (hiperstena) varía de 3,0 a 9,2%, aunque está ausente en cuatro muestras de roca del cuerpo principal, y aparece solo en una roca de dique (IGM-900823) con 2,4%. Se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de 0,5 mm a 2,9 mm de tamaño, de color bronce o rosa muy pálido, con leve pleocroísmo a verde claro, buen clivaje en una dirección, colores de interferencia gris a amarillo de primer orden, con presencia de mayor birrefringencia en los bordes del cristal, lo cual posiblemente indica mayor contenido de hierro. Presenta texturas poiquilíticas con numerosas inclusiones de plagioclasa, apatito y opacos. Se altera parcialmente a clorita.

La biotita es escasa, entre 0,8 y 1,6%, solo está presente en las muestras IGM-900825 e IGM-900827, se presenta como cristales subhedrales de hábito laminar, con tamaños de 0,5 a 1,0 mm, de color marrón rojizo con pleocroísmo a bronce o marrón más claro, también se presenta biotita roja con pleocroísmo a rosa de aspecto moteado asociada a opacos y clinopiroxeno, colores de interferencia rojos de segundo orden. Tiene buena exfoliación, relieve medio, y se encuentra asociada a feldespatos y cuarzo. Se altera a clorita (figura 5d).

Como minerales accesorios se destaca el apatito, con un contenido que varía desde trazas hasta 1,2% (IGM-159623), ausente únicamente en las muestras IGM-159622 e IGM-900826 (dique). Corresponde a microcristales prismáticos alargados y delgados, con tamaños entre 0,1 y 0,4 mm o hexagonales en corte basal de ma-

yor tamaño, con diámetros de hasta 0,8 mm (figuras 6a y b). Es incoloro, con bajos colores de interferencia gris y blanco de primer orden, extinción recta, moderado a alto relieve, no alterado. Se presenta como inclusiones en plagioclasa, feldespatos, cuarzo y clinopiroxeno. Numerosas inclusiones de apatito y opacos generan texturas tipo cedazo en clinopiroxeno. Se presenta distribuido en forma aleatoria en toda la roca.

La epidota se presenta como masas xenomorfas granulares, algunas veces como nidos junto a cuarzo y feldespatos (IGM-900623). Su contenido llega hasta 3,6%, pero la mayoría de las muestras la contienen en trazas, y tan solo en la muestra IGM-900825 no se encontró. Es de color marrón a amarillo-verdoso, con leve pleocroísmo a tonos más claros, colores de interferencia brillantes amarillo, rojo y azul de segundo y tercer orden, alto relieve, extinción recta y ondulatoria. Se encuentra asociada a clorita y opacos (figuras 6c y d).

El circón está presente en trazas como cristales ovalados y hexagonales, incoloros, con elevados colores de interferencia naranja, violeta, amarillo y azul de segundo y tercer orden, elevado relieve. Comúnmente presenta halos negros pleocroicos que posiblemente correspondan a halos metamícticos. Está incluido en clinopiroxeno y plagioclasa.

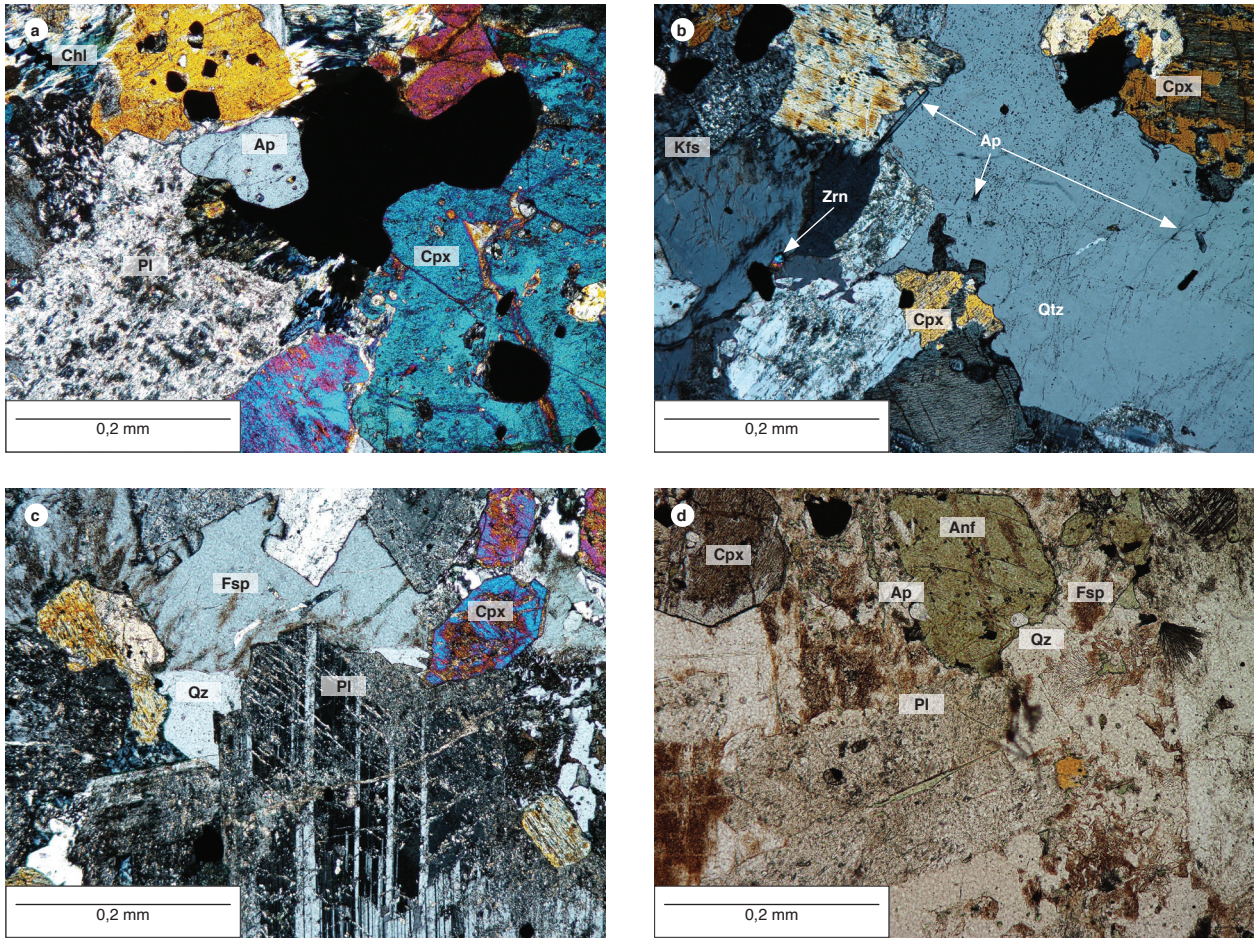


Figura 6. Minerales accesorios en rocas de la Cuarzomonzonita de San Cayetano
a) IGM-900824 cuarzomonzodiorita con Px. PPL-5X. Apatito de 0,8 mm, ortopiroxeno (hiperstena), opacos y clorita. b) IGM-100740 cuarzomonzonita con Cpx. XPL-5X. Cuarzo con inclusiones de apatito; clinopiroxeno, plagioclasa, biotita cloritizada y feldespato potásico con inclusiones de circón. c y d) IGM-900827 cuarzomonzonita. XPL-PPL-5X. Inclusiones de opacos en megacristal de plagioclasa con leve alteración a epidota.

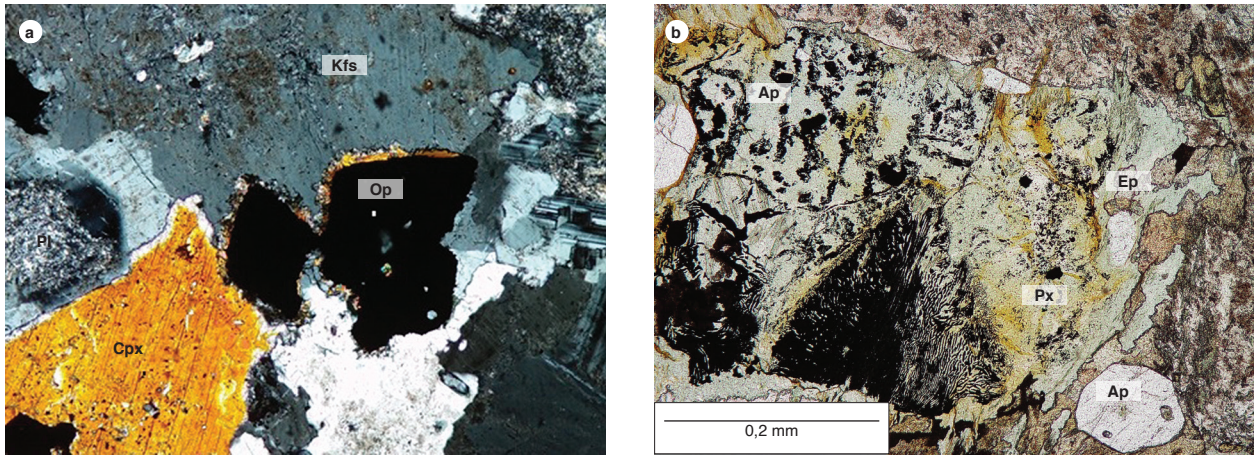


Figura 7. Características de los opacos en la Cuarzomonzonita de San Cayetano
a) IGM-159623 cuarzomonzonita con Cpx. XLP-5X. Aspecto microscópico de los opacos con microcristales de clinopiroxeno y clorita en los bordes e inclusiones de circón y apatito; junto a clinopiroxeno, plagioclasa y feldespato. b) IGM-900824 cuarzomonzodiorita con Px. PPL-5X. Textura de reemplazamiento en ortopiroxeno cloritizado, apatito de hábito hexagonal con bordes oxidados, epidota y plagioclasa.

La mayoría de las muestras presentan titanita con contenido menor a 0,4%. La titanita se presenta como un mineral anhedral a euhedral, de color marrón claro levemente pleocroico a marrón más oscuro que enmascara el color de birrefringencia. Muestra alto relieve, birrefringencia extrema, extinción recta y buen clivaje. Se encuentra frecuentemente asociado con cuarzo, clorita, opacos y plagioclasa. Presenta inclusiones de apatito.

Los opacos, con contenidos desde 1,2 a 3,6%, se presentan como masas xenomorfas inequigranulares de hasta 1,6 mm; también como cristales euhedrales cúbicos y rómbicos de 0,4 mm, isotrópicos, algunos como inclusiones en feldespatos, cuarzo, plagioclasas o en ortopiroxeno, que junto con apatito originan texturas poiquilíticas. Esporádicamente presentan texturas de reemplazamiento, como coronas semejantes a halos de pequeños cristales de clinopiroxeno y con los bordes de los opacos corroídos por feldespatos (figuras 7a y b).

Como mineral de alteración se presenta la clorita en porcentajes que var**ían** de 0,4 a 6,8%, por alteración de piroxenos, hornblenda y biotita; tiene buena exfoliación. También se presenta la clorita como masas xenomorfas de color verde no pleocroico, con colores de interferencia anómalos. Localmente presenta hábito radial y extinción ondulatoria. La sericita, la saussurita y el caolín están presentes como un agregado fino por alteración de plagioclasa y feldespato; estos minerales empañan los cristales, pues les dan un aspecto sucio y borroso que cubre las propiedades de los minerales. La epidota, con contenido de hasta 3,6%, se presenta por alteración de plagioclasa. En los diques, la asociación de clorita, epidota y calcita significa que la roca ha sufrido alteración propilítica.

Diques. La Cuarzomonzonita de San Cayetano se encuentra atravesada por diques de composición granítica y andesítica en el cuerpo oriental, y de tipo basáltico en el occidental. Se analizaron tres muestras de rocas de dique, que petrográficamente se clasificaron como andesita, sienogranito y basalto porfídico (tabla 1 y figura 4). Los diques presentan espesores de hasta 40 cm, y en general tienen dirección N 60 E. Es posible inferir que la intrusión se deba a procesos tectónicos, dada la cercanía de una falla de orientación NW, que coincide con la dirección general del cuerpo principal oriental. Los diques, a su vez, se encuentran cruzados por diaclasas con orientación N 40 W/90 y N 40 E/90, y se puede observar leve orientación de los cristales, lo cual indica la presencia de deformación.

La roca IGM-900823 (figuras 8a y b), clasificada como una andesita, es de color gris verdoso, con textura porfirítica gruesa y con fenocristales de plagioclasa y feldespato flotando en una matriz de grano muy fino de plagioclasa, ortopiroxeno y opacos, cruzada por venas rellenas de óxidos. Está compuesta por 29,9% de plagioclasa (An2-An36 albita-andesina) como fenocristales incoloros de bajo relieve, con colores de interferencia gris y blanco de primer orden, extinción ocasionalmente ondulatoria, con macla de albita y albita-Carlsbad. Lo-

calmente presenta texturas poiquilíticas por inclusión de opacos. También se presenta como cristales de grano fino en la pasta de la matriz. El feldespato potásico (sanidina), con contenido de 3,2%, aparece como cristales subhedrales a euhedrales de hábito prismático, de aspecto terroso por alteración a minerales arcillosos, con color de interferencia gris de primer orden, relieve bajo. Presenta fracturas ortogonales al eje mayor de los cristales. El ortopiroxeno (2,4%) se presenta como masas anhedrales a subhedrales de color verde, con leve pleocroísmo a verde más claro, con colores de interferencia azul, amarillo y rojo de segundo orden, buen clivaje, extinción recta e inclusiones de circón y apatito. Es común que presente fracturas irregulares con ligera alteración a clorita. Como minerales accesorios se observan pequeños cristales de apatito de hábito prismático hexagonal incluido en plagioclasa, o como listones incoloros con relieve moderado; titanita como agregado fino xenomorfo distribuida en toda la roca, apatito, epidota, circón y opaco.

Como minerales de alteración se presentan los siguientes minerales: titanita, producto de alteración de ortopiroxeno; es de color marrón no pleocroico con extinción recta y ocasionalmente se encuentra cruzada por venillas de opacos. Clorita, producto de alteración de ortopiroxeno; se encuentra distribuida uniformemente en la matriz; se observan escamas de clorita en ortopiroxeno y a veces se presenta en plagioclasa y feldespatos rellenando venillas junto con cuarzo y calcita (figura 9). Calcita, presente como masas xenomorfas incoloras, clivaje bien desarrollado en dos direcciones, colores de interferencia de tercer orden con irisaciones en los planos de clivaje; otras veces aparece bordeando opacos junto con clorita. Son comunes las pátinas de saussurita y sericita como alteración de feldespato y plagioclasa.

La roca IGM-900826 corresponde a un dique sienogranítico feldespático con textura granular de tipo mosaico, de color rosado con alto contenido de cuarzo (30,0%), feldespato (54,8%) y plagioclasa (10,8%), con epidota y circón como accesorios y cruzada por venillas carbonáticas, algunas veces con clorita (figuras 8c y d). El cuarzo se presenta distribuido en toda la roca, xenomorfo incoloro, limpio, con bajos colores de interferencia gris y blanco de primer orden, extinción recta, bajo relieve. También aparece como microcristales rellenando venillas, junto a calcita. El feldespato potásico se presenta como cristales subhedrales, generalmente de tonos marrones y de aspecto terroso por alteración a caolín, con colores de interferencia gris de primer orden, relieve bajo, macla simple e inclusiones de epidota. La plagioclasa es de composición albita-andesina (An7-An33) se presenta como cristales o microlitos euhedrales a subhedrales de aspecto terroso por alteración a sericita, bajos colores de interferencia: gris y blanco de primer orden, de bajo relieve n>b, macla de albita y albita-Carlsbad, extinción recta y ondulatoria. Asimismo, hay plagioclasas zonadas con inclusiones de apatito y opacos que regularmente generan texturas poiquilíticas. Se observa intercrecimiento antipertítico con feldespatos.

Como minerales accesorios se presentan epidota anhedral de color verde no pleocroica, colores de interferencia rojo, amarillo, azul y violeta de segundo y tercer orden, alto relieve; circón como cristales ovalados incoloros con halos metamícticos, colores de interferencia azul, amarillo y rojo de tercer orden, elevado relieve; y opacos como masas xenomorfas o subhedrales con bordes de clorita.

Como minerales de introducción se encuentra calcita en masas xenomorfas incoloras rellenando microfracturas y venillas junto a cuarzo y clorita. Como minerales de alteración se presentan clorita, asociada a opacos intercrecida con epidota, y sericita-saussurita.

La roca IGM-76846 corresponde a un dique de textura microporfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa en matriz cristalina fino-granular felsítica compuesta por plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

La plagioclasa del tipo labradorita (An52) se encuentra como microfenocristales euhedrales incoloros, con bajos colores de interferencia gris de primer orden, extinción recta, ocasionalmente zonados, maclados según la ley de albita y albita-Carlsbad, frecuentemente con bordes corroídos por la matriz y muy fracturados, con inclusiones de epidota y opacos; o como cristales subhedrales a anhedrales de grano fino formando la pasta de la matriz. Presenta intercrecimiento antipertítico con feldespatos.

El feldespato potásico se encuentra como cristales xenomorfos incoloros con tinción marrón claro por alteración a minerales de arcilla, bajos colores de interferencia gris de primer orden y relieve bajo. Ocasionalmente presenta intercrecimiento pertítico con plagioclasa.

El cuarzo se halla como cristales xenomorfos incoloros y limpios, colores de interferencia de primer orden, relieve bajo y extinción recta. Se encuentra rellenando venillas, junto a calcita y epidota.

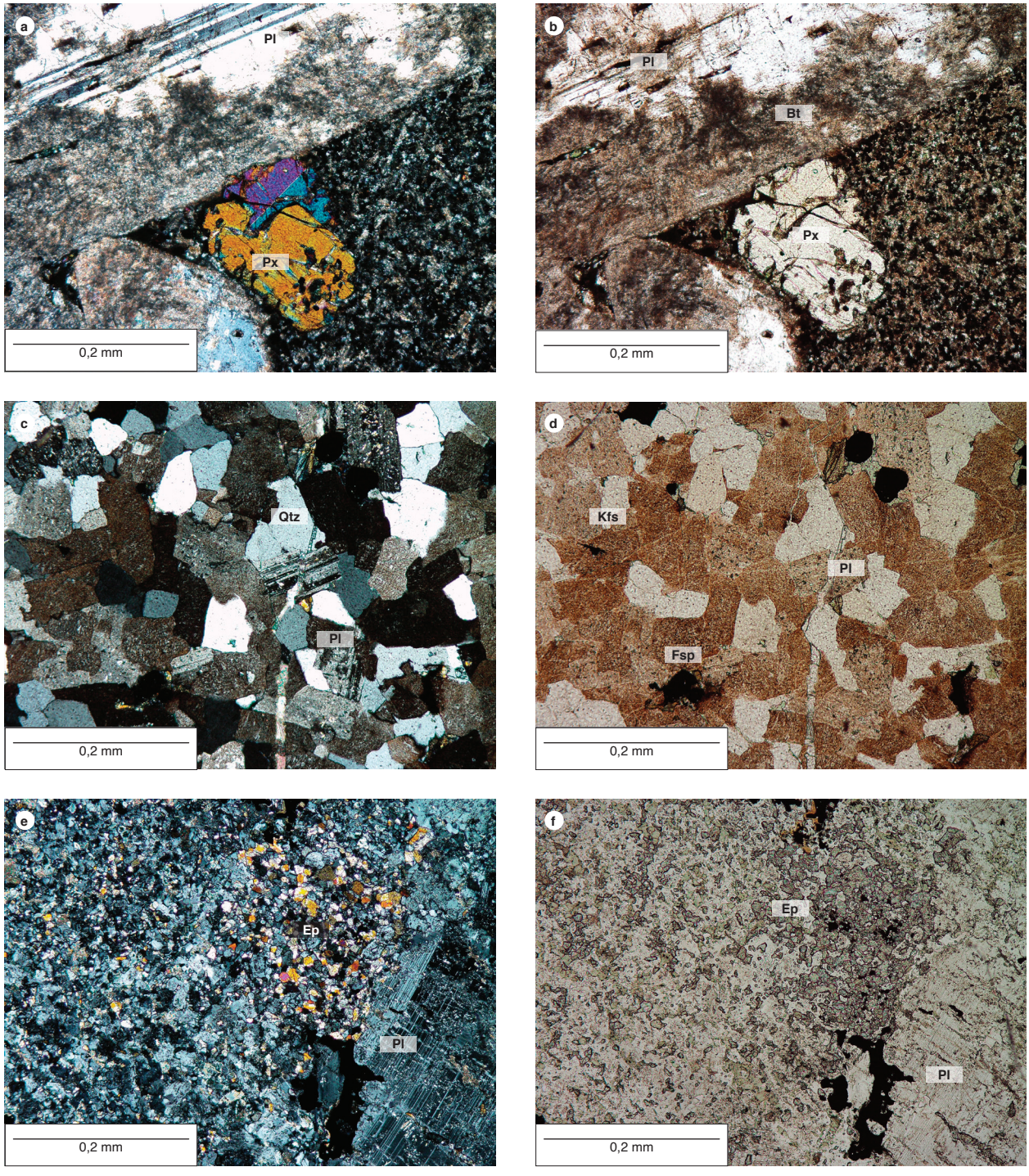


Figura 8. Aspecto microscópico de las rocas de dique
a y b) IGM-900823 andesita. XPL-PPL- 5X. Fenocristales de plagioclasa alterada y piroxeno en matriz microcristalina de plagioclasa. c y d) IGM-900826 sienogranito. XPL-PPL- 5X. Textura granular formada por cristales de cuarzo, plagioclasa con fracturas abiertas rellenas de calcita, opacos y feldespato alterado. e y f) IGM-76846 basalto porfídico. XPL-PPL- 5X. Fenocristal de plagioclasa en matriz fino-granular de plagioclasa con nidos de epidota y cuarzo.

Como mineral accesorio se presenta epidota en finas masas amorfas de aspecto granular incoloras a verde limón, frecuentemente distribuida formando, junto a cuarzo, nidos entre feldespato, plagioclasa y cuarzo (figuras 8e y f). Ocasionalmente se encuentran minerales de mayor tamaño, con opacos incluidos. La titanita se presenta como masas xenomorfas de color marrón no pleocroico y colores de interferencia amarillo y rojo de primer orden, de aspecto terroso, relieve moderado, frecuentemente bordeando opacos. El apatito se halla como microcristales idiomorfos incoloros de hábito prismático alargado (listones), en corte basal de hábito hexagonal, colores de interferencia gris de primer orden y relieve moderado; se encuentran incluidos en plagioclasa y en la matriz. Los opacos se encuentran como masas amorfas intersticiales entre epidota o bordeando fenocristales de plagioclasa; comúnmente presentan titanita en sus bordes y están asociados a vidrio volcánico. Los opacos se presentan principalmente en este dique basáltico con contenidos de 3,2 %; los hay de dos tamaños: los más grandes, ≥0,1 mm, de forma cúbica, con bordes oxidados y titanita, y los más pequeños, ≤0,01 25 mm, xenomorfos y distribuidos en toda la matriz.

Como mineral de introducción se presenta calcita en masas xenomorfas rellenando fracturas y venillas en la matriz o bordeando opacos junto a clorita. Es incolora con colores de interferencia violeta, verde y amarillo de segundo y tercer orden y relieve basculante. Localmente se presenta titanita rellenando venillas junto a cuarzo. Como mineral de alteración se presenta sericita como agregado granular fino empañando plagioclasa y otorgándole un tono marrón.

La matriz es microcristalina a criptocristalina, constituida esencialmente por plagioclasa, epidota, cuarzo y vidrio desvitrificado.

5. Geoquímica

Los análisis químicos fueron practicados por el Laboratorio de Química del Servicio Geológico Colombiano, sede Bogotá. Para la determinación de los óxidos mayores se utilizó la técnica por fluorescencia de rayos X-FRX, y sus contenidos se presentan en porcentaje en peso de la muestra, mientras que para la detección de elementos traza y tierras raras se usó la de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente ICP-MS. Para el uso de los diagramas de óxidos mayores se les efectuó la corrección por pérdida de ignición (LOI). La tabla 2 presenta los resultados de los análisis químicos de cinco muestras de roca colectadas en el presente trabajo, y la figura 1 muestra su localización.

5.1. Clasificación geoquímica

Las rocas plutónicas se clasificaron químicamente de acuerdo al contenido total de álcalis contrastado con el contenido total de sílice, usando el diagrama TAS de Middlemost (1994), con lo cual se pudo confirmar la caracterización petrográfica de un cuerpo de cuarzomonzonita con cambio de facies a cuarzomonzodiorita, cuarzomonzonita y monzodiorita (figura 10a).

De acuerdo con el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), las rocas hacen parte de la serie calcoalcalina (figura 10b), que agrupa rocas formadas a partir de magmas basálticos sobresaturados en sílice (49,53 a 61,20% Wt),

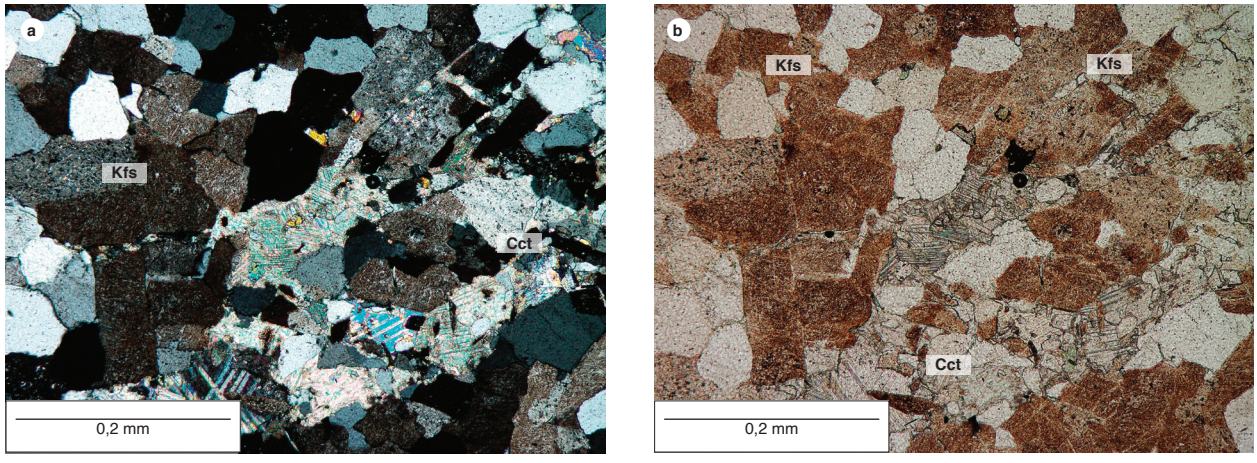


Figura 9. Venas de calcita asociada a feldespatos y cuarzo IGM-900826 sienogranito. XPL y PPL-5X.

altos contenidos en $Na_2O + K_2O$ (5,5 a 8,4% Wt), baja relación $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$ (0,11-0,13% Wt) y enriquecimiento en hierro FeO + Fe2O3 (8,86-15,9% Wt). El contenido bajo de MgO (2,32-4,44% Wt), #Mg (53,29-59,37), Ni (12-34 ppm) y Cr (27-57 ppm) indican que estas rocas fueron diferenciadas y que no son magmas primarios derivados directamente del manto.

Respecto a las rocas de dique, la muestra IGM-900826 presentó contenido de MgO (0,38% Wt), #Mg (47,13), Ni (1,2 ppm) y Cr (2,6 ppm). Estos valores indican un magma más evolucionado (Kelemen *et al.*, 2003). Por su parte, la muestra IGM-900823 evidencia un carácter calco-alcalino, con un progresivo enriquecimiento en álcalis y alto contenido de Al2O3 (19,27% Wt); no proviene claramente de un magma primario y corresponde a una roca intermedia originada en zona de subducción o bordes destructivos de placa.

De acuerdo con la clasificación de Shand (1943), el índice de saturación de alúmina muestra impronta metaluminosa, donde A < CNK, pero A > NK (figura 11a), que también permite vincularlos con granitos tipo I generados a partir de los fluidos provenientes de la cuña estenosférica.

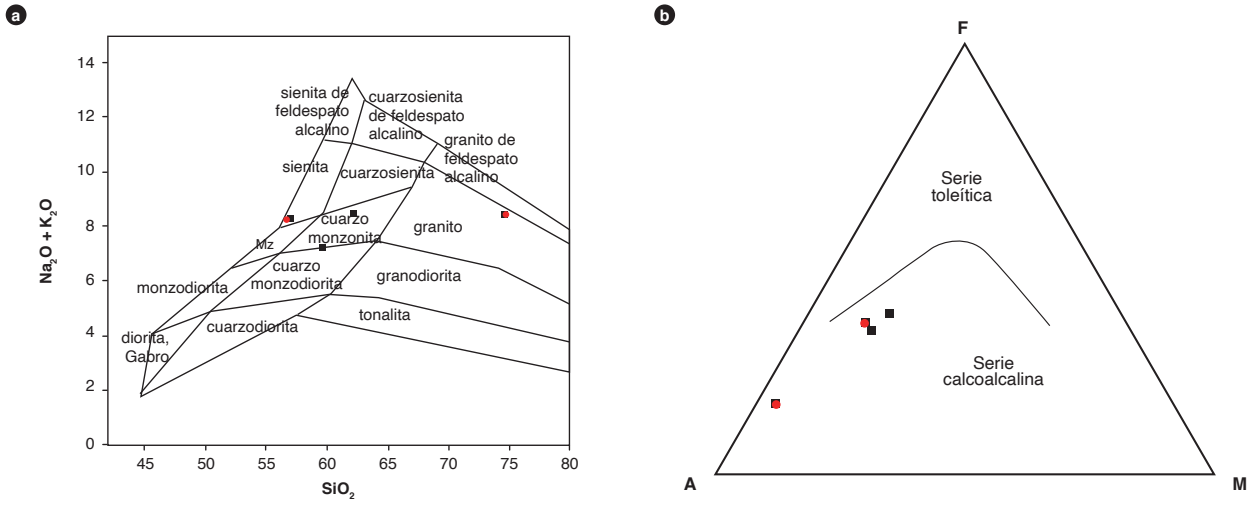


Figura 10. Diagramas de clasificación química
a) Diagrama TAS correspondiente a rocas plutónicas de Middlemost (1994). b) Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) para discriminar entre las series toleítica y calcoalcalina.

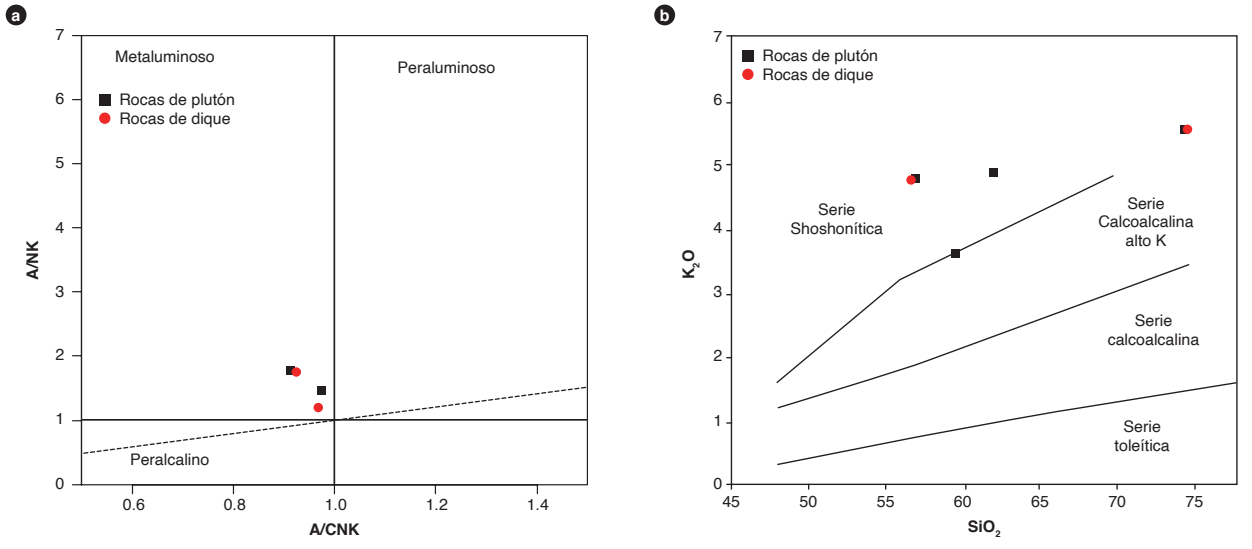


Figura 11. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad y diagrama K_2O Vs SiO_2
Fuente: Shand (1943) y Peccerillo y Taylor (1976).

Las características petrográficas también se reflejan en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), en el que las rocas de dique corresponden al campo de la serie shoshonítica con valores altos en K_2O entre 2,27 y 4,75% Wt y hasta 5,5% Wt en los diques (figura 11b), mientras que dos de tres muestras de las rocas del plutón se encuentran entre el límite de la serie calcoalcalina y shoshonítica.

Tabla 2. Análisis químicos de roca total de elementos mayores y trazas de las rocas de la Cuarzomonzonita de San Cayetano por medio de ICP-MS

Muestra	900824	900825	900827	900823	900826
Óxido	Cuarzomonzodiorita ■	Cuarzomonzonita ■		Diques ●	
SiO_2	49,53	61,20	58,26	56,72	74,78
TiO_2	1,08	0,84	0,80	0,88	0,23
Al_2O_3	16,39	16,21	17,20	19,27	12,92
Fe_2O_3	10,02	6,04	6,40	6,16	1,92
MgO	4,44	2,32	2,45	1,90	0,38
CaO	7,98	3,05	5,05	5,44	1,40
Na_2O	3,27	3,60	3,55	3,54	2,92
K_2O	2,27	4,79	3,54	4,75	5,56
P_2O_5	0,65	0,24	0,27	0,55	0,05
MnO	0,29	0,20	0,18	0,20	0,07
FeO	5,89	2,83	3,84	2,34	0,77
LOI	1,85	1,31	1,55	1,72	0,99
Total	101,81	101,31	101,54	101,74	101,00
V	237	91	105	114	13
Mo	<2	5	4	2	<2
Nb	4	13	11	7	16
Ta	<7	<7	<7	<7	<7
W	11	11	13	<8	27
Zr	134	428	422	219	195
Hf	<8	10	<8	<8	<8
Li	12	28	23	25	8,8
Be	1,8	3	2,8	2,1	3,3
Sc	33	18	19	15	5,9
Cr	57	27	34	12	2,6
Co	31	17	20	16	8
Ni	34	12	15	10	1,2
Cu	297	78	72	80	9,3
Zn	99	68	69	85	30
Ga	22	19	22	21	16
As	19	12	22	4,9	13
Rb	76	184	141	126	208
Sr	967	460	510	1087	179
Y	30	26	27	24	41
Cd	0,17	0,14	0,11	0,22	0,5
In	0,075	0,046	0,046	0,043	0,022
Cs	0,76	5,2	4	0,99	1,8
Ba	944	875	614	1519	707
La	46	41	44	41	46
Ce	88	81	80	74	90
Pr	12	10	10	10	11
Nd	50	37	36	40	36
Sm	11	8,2	7,7	8,3	7,3
Eu	2,9	1,7	1,7	2,7	1,2
Gd	9,1	7	6,8	7,2	7,2
Tb	1,3	1,1	1	1	1,2
Dy	6,7	5,7	5,4	5,3	7,2
Ho	1,4	1,2	1,1	1,1	1,6
Er	4,2	3,5	3,4	3,3	5,4
Tm	0,55	0,5	0,48	0,45	0,86
Yb	3,6	3,4	3,2	3	6,2
Lu	0,55	0,51	0,5	0,47	0,98
Tl	0,19	0,37	0,28	0,25	0,69
Pb	15	17	11	16	21
Bi	0,077	0,032	0,014	0,05	0,019
Th	6,6	22	20	7,6	48
U	1,6	4,3	5	2,1	12

5.2. Geoquímica de las tierras raras y elementos traza

Las rocas fueron normalizadas con respecto a las concentraciones de tierras raras (REE) en el condrito, según Nakamura (1974), y mostraron patrones relativamente homogéneos, paralelos y estrechos, que sugieren que tienen un origen común. Las rocas están enriquecidas con elementos traza ligeros (REE) hasta cien veces con respecto al valor normalizado del condrito (figura 12a), comportamiento típico de rocas generadas en márgenes continentales (Gromet y Silver, 1987). En dicha figura puede observarse una distribución de los elementos de tierras raras con una tendencia creciente (patrón 1) y otra con una tendencia decreciente, desde las tierras raras livianas a las pesadas (patrón 2); muestran un patrón con pendiente negativa similar a la de los ambientes de arco. Los mayores enriquecimientos de LREE se deben al alto contenido de K_2O (Winter, 2001).

La mayor parte de las muestras exhiben patrones de enriquecimiento en elementos de las tierras raras livianas (LREE) y una ligera anomalía positiva en Pr. Tan solo el dique IGM-900826 se aleja del comportamiento general, pues muestra enriquecimiento en Ho, Er, Tm, Yb y Lu. Estas rocas presentan también pequeñas anomalías negativas de Eu y de Ce, lo cual sugiere, en el primer caso, el fraccionamiento de plagioclasa y clinopiroxeno, evidenciado por la presencia de plagioclasa como fenocristal en la andesita (Cullers y Graf, 2009), mientras que la anomalía de Ce indicaría la influencia de los sedimentos y fluidos acuosos de la placa en subducción (García *et al.*, 2015).

Los elementos traza normalizados y graficados en el diagrama N-MORB de Sun y McDonough (1989) (figura 12b) muestran una gran variabilidad, con enriquecimiento en LILE (Cs, Rb, Ba y Th) entre cien y ochocientas veces respecto a los valores de N-MORB. Los elementos de elevado potencial iónico (HFSE: desde el Dy hasta el Lu) son mucho menos variables y presentan una tendencia aplanada, ligeramente por encima de la composición del N-MORB de normalización.

El enriquecimiento en estos elementos LILE y de tierras raras (REE), así como valores muy altos en las relaciones LILE/HFSE, son características geoquímicas que apuntan hacia un origen de subducción (Gómez *et al.*, 2005).

Es destacable el pico negativo en Nb, P y Ti en todas las rocas analizadas, que también es un indicativo de magmas generados en ambientes de arco (Winter, 2001). De igual manera, el empobrecimiento en Ti refleja el fraccionamiento de los óxidos de Ti, e indica que la cristalización fraccionada jugó un papel importante en la petrogénesis de estas rocas.

5.3. Discriminación de ambiente tectónico

Para identificar el ambiente de generación de las rocas de la Cuarzomonzonita de San Cayetano se utilizó el diagrama de Pearce *et al.* (1984) (figura 13a), gracias a lo cual se pudo determinar un contexto tectónico de granitos de arco volcánico (VAG), donde las muestras corresponden al campo de ambientes de subducción; según el diagrama de Batchelor y Bowden (1985) (figura 13b), convergen hacia el límite de granitos tipo orogénico tardío y pos colisional.

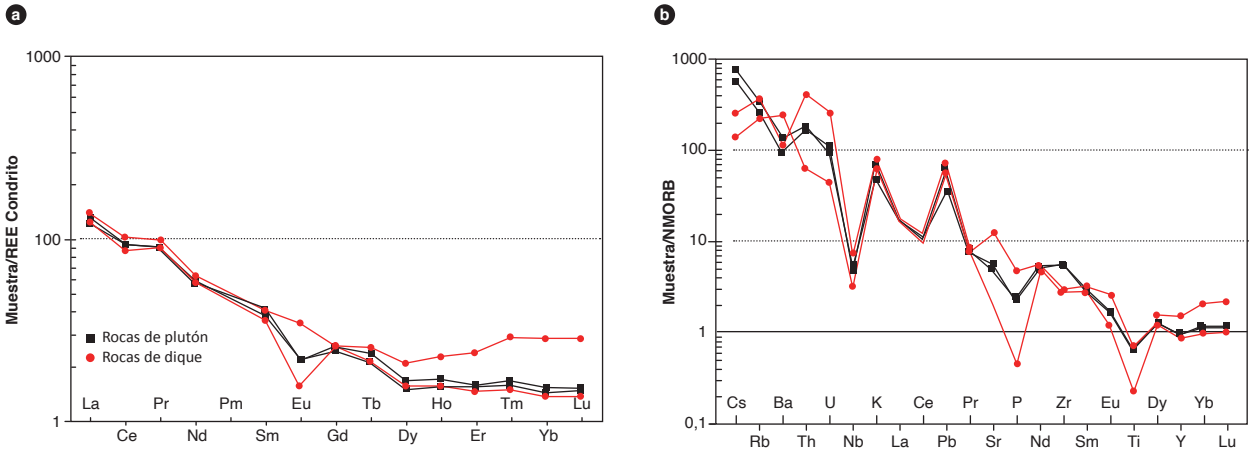


Figura 12. Diagrama correspondiente a tierras raras
a) Normalizado con respecto al condrito, según Nakamura (1974). b) N-MORB (Sun y McDonough, 1989).

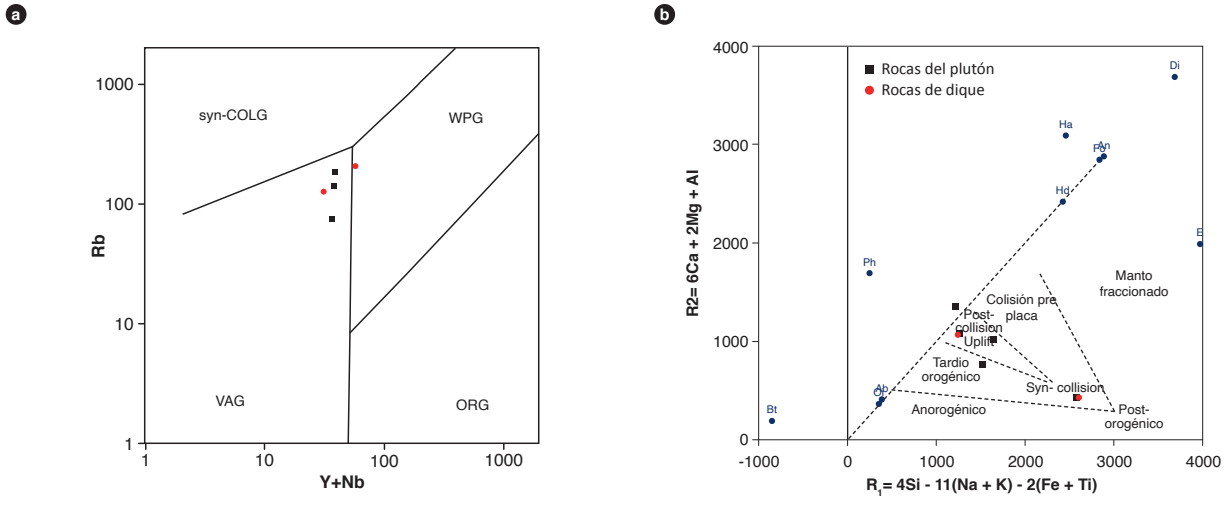


Figura 13. Diagramas de discriminación tectónica de la Cuarzomonzonita de San Cayetano
a) Pearce *et al.* (1984). Las rocas analizadas están comprendidas en el campo de VAG (granitos de arcos volcánicos). b) Batchelor y Bowden (1985). Las muestras convergen hacia el límite de granitos tipo orogénico tardío y pos colicional.

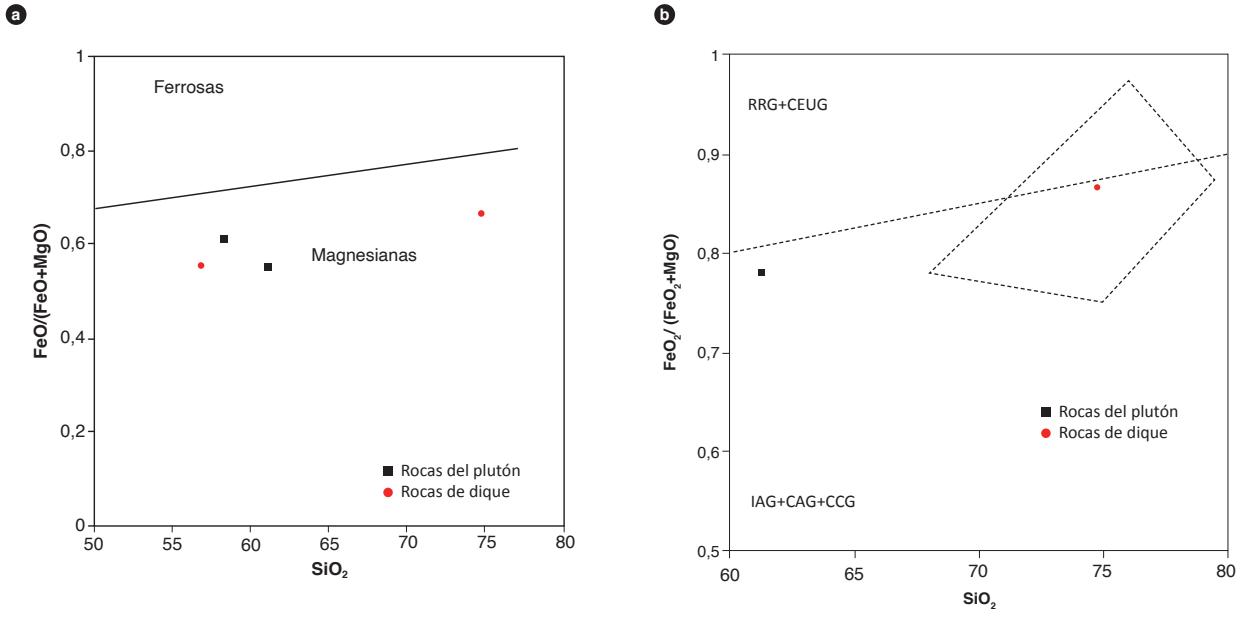


Figura 14. Diagramas de clasificación y discriminación tectónica
Fuente: autores, Frost *et al.* (2001) y Maniar y Piccoli (1989).

Las rocas hacen parte de granitos alcalino-cálcicos del tipo magnesiano, es típico su alto contenido de K y la falta de enriquecimiento de Fe, Frost *et al.* (2001) (figura 14a). Corresponden a granitos metaluminosos y son consideradas magmas tipo I. A estos plutones también se los conoce como granitoides posorogénicos (Maniar y Piccoli, 1989) (figura 14b), granitoides shoshoníticos (Duchesne *et al.*, 1998) y granitoides calco-alcalinos ricos en K (Barbarin, 1999).

6. Posición estratigráfica y edad

Carvajal *et al.* (1983) manifiestan que el *stock* de San Cayetano intruye las rocas volcánicas de la Formación Saldaña al oeste de la loma El Diamante y en la Cuchilla Aguablanca. La denominada *unidad arcósica* por Jimeno y Guevara (1976) y Rodríguez y Orsini (1977), que equivale a la Formación Yaví (Cretácico Inferior), descansa discordante sobre las rocas plutónicas de la Cuarzomonzonita de San Cayetano. De igual manera,

las sedimentitas del grupo Honda (Paleógeno-Neógeno) también suprayacen de manera discordante al *stock*, situación que se observa en la carretera Coyaima-Ataco, cerca al puente sobre el río Meche.

Fuquen *et al.* (1989) describen, en la plancha 302-Aipe, el *stock* de Los Naranjos con composición similar. Reportan, además, aureola de contacto sobre las rocas volcánicas de la Formación Saldaña y discordancia con los estratos suprayacentes de la Formación Yaví (Cretácico Inferior). Al suroccidente de Natagaima, Cossio *et al.* (1994) reportan cuerpos intrusivos similares en composición y con relaciones estratigráficas equivalentes, que denominaron informalmente *intrusivo de Anchique*. Núñez *et al.* (1996), correlacionan los plutones pequeños que afloran en el valle superior del Magdalena: *stock* de San Cayetano, *stock* de los Naranjos, *stock* de Anchique y batolito de Teruel, de acuerdo con las similitudes composicionales en una asociación monzonita-cuarzomonzonita-granito, que pueden representar apófisis de un solo cuerpo de dimensiones batolíticas, y además estar relacionados con las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Saldaña de edad Jurásica. Les asignan una edad precretácica y postriásica de acuerdo a las dataciones que se reportaron para la fecha.

En el presente trabajo se realizaron dos dataciones, una de ellas de la muestra IGM-900823 (JGB-356; N: 897.068 y W: 878.480, con origen Bogotá), que corresponde al saprolito de cuarzomonzonita. La muestra fue analizada por el Grupo de Investigaciones y Aplicaciones Nucleares y Geocronología del Servicio Geológico Colombiano de Bogotá (GIANG-SGC) por *laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry* (LA-ICP-MS). Los circones son euhedrales prismáticos alargados, de color ligeramente pardo pálido, de tamaños mayores a 100 micras, y muestran en su mayoría inclusiones. Bajo catodoluminiscencia se presentan con ligera zonación, con ausencia de núcleos o sobre crecimientos (figuras 15a, b y c).

Los datos obtenidos de la muestra JGB-356 (n = 44) fueron tratados, para su graficación e interpretación, con el software Isoplot/Ex vers. 4.15 (Ludwig, 2008). Con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad se realizó un filtro de los datos para descartar los circones con discordancias mayores del 10%, tomando la relación

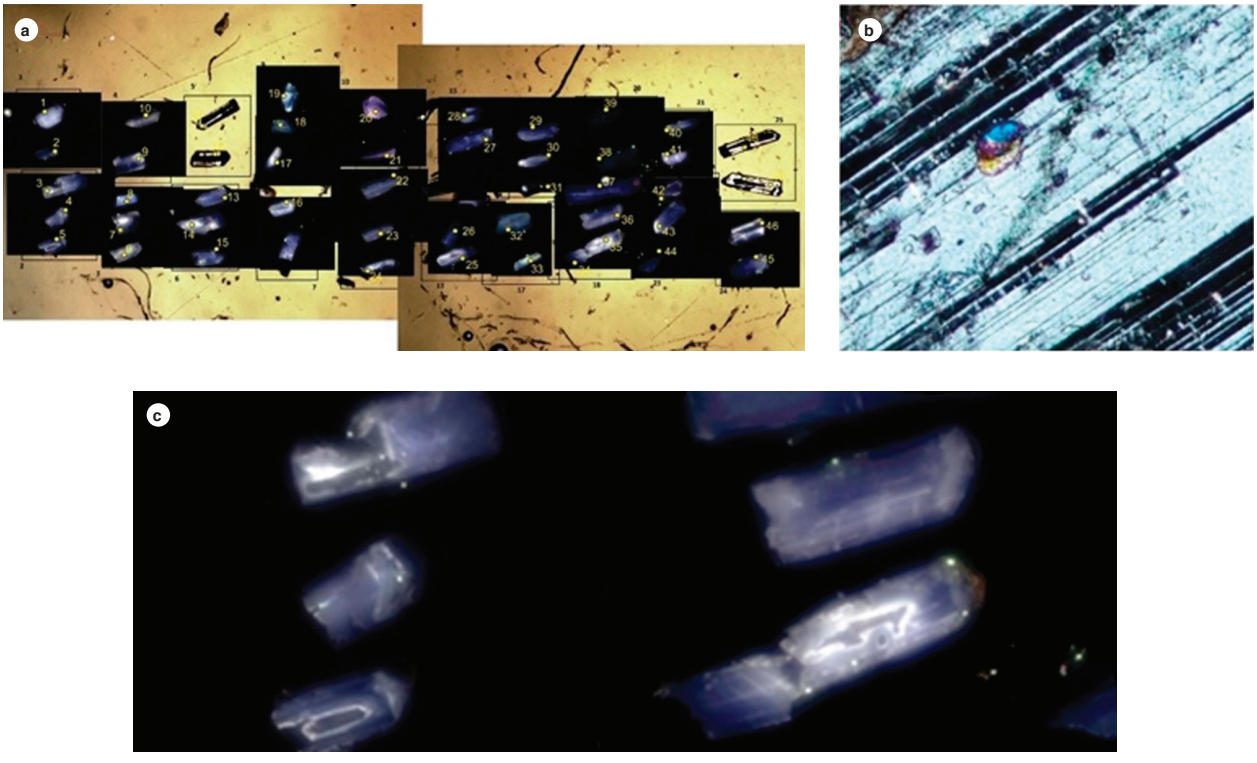


Figura 15. Aspecto de los circones
a) JGB-356 cuarzomonzonita. Imagen de catodoluminiscencia. b) IGM-900827 cuarzomonzonita. Circón en vista al microscopio petrográfico. c) Imágenes de catodoluminiscencia.

[(^{207}Pb/^{235}U)-(^{206}Pb/^{238}U)/^{206}Pb/^{238}U)], seleccionando para esta muestra 33 circones con MSWD = 1,9.

En la figura 16 se observa un comportamiento concordante en los circones que definen un grupo de edades entre los 188 y 204 Ma, aproximadamente, con respecto a las concentraciones de ^{206}Pb/^{238}U vs ^{207}Pb/^{235}U, representativas de la edad de cristalización de la Cuarzomonzonita de San Cayetano 195,8 ± 2,4 Ma Jurásico Inferior (Sinemuriano), teniendo en cuenta que la temperatura de cierre del circón es cercana a los 900 °C; estas temperaturas están asociadas con eventos de cristalización magmática.

La segunda datación es en roca, IGM 900824 (JGB-357), tomada en las coordenadas E = 899674 y N = 877410 (origen Bogotá) con 41 circones, de los cuales, con el fin de mejorar la confiabilidad en la edad calculada, se descartaron ocho por tener valores discordantes mayores del 10%, de acuerdo con la relación [(^{207}Pb/^{235}U) - (^{206}Pb/^{238}U)/^{206}Pb/^{238}U)].

Los circones son de color marrón, de aspecto sucio y luminosos; varían en tamaños de 70 a 200 µm, y tienen formas prismáticas subhedrales en los cristales más finos e irregulares, y fracturados en los tamaños más gruesos. En las imágenes de catodoluminiscencia se evidencian zonamientos concéntricos similares a patrones de crecimiento magmático y bordes corroídos (figura 17).

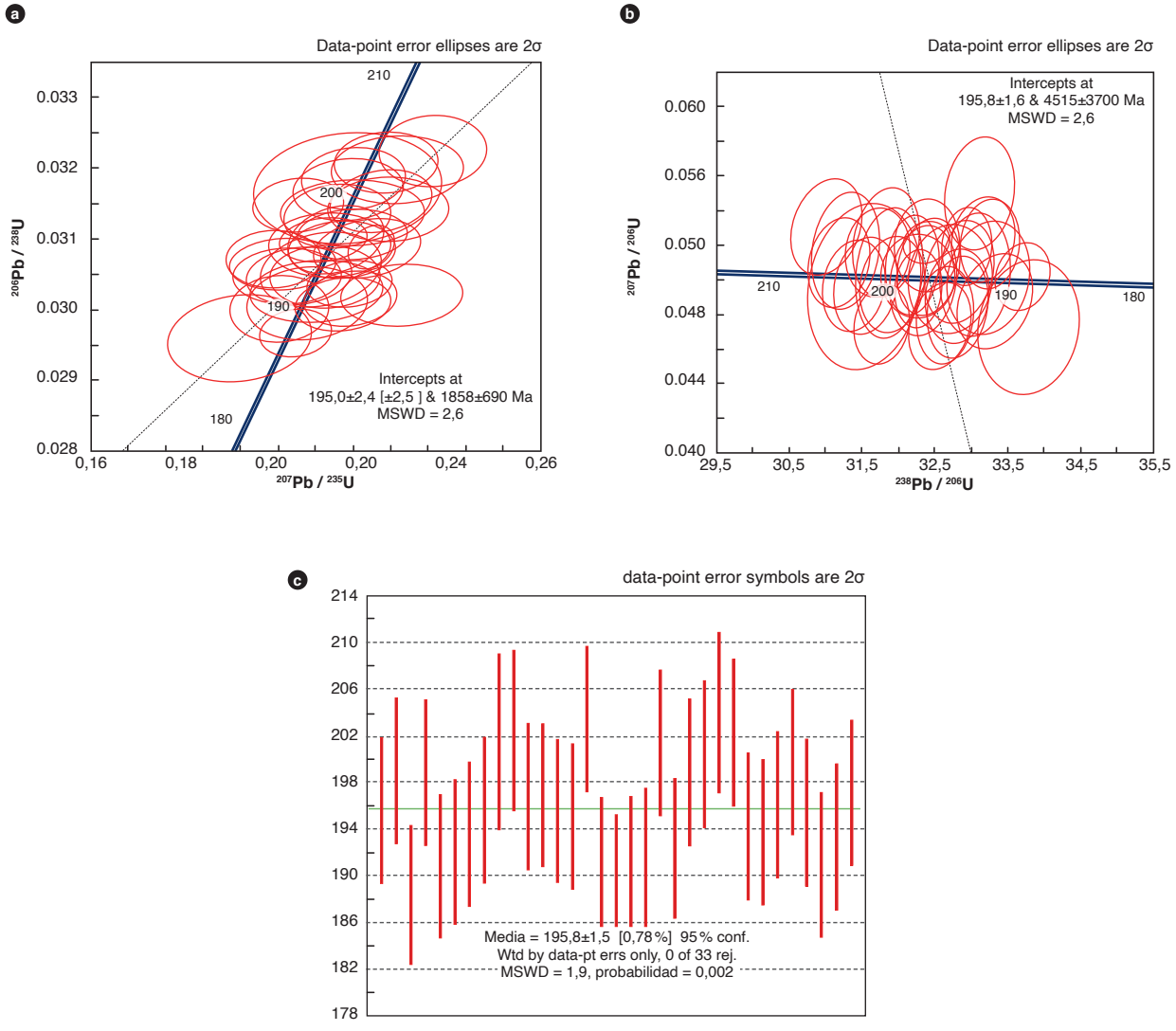


Figura 16. Resultados geocronológicos de las muestra IGM 900823
a) Diagrama de concordia. b) Diagrama de Tera-Wasserburg. c) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar de la Cuarzomonzonita de San Cayetano.

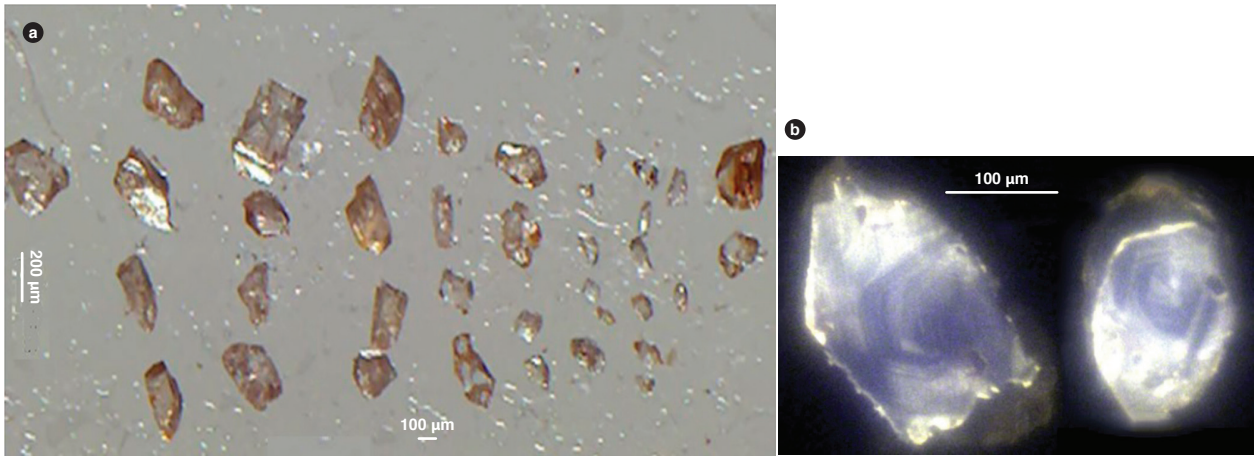


Figura 17. Aspecto de los circones de la muestra JGB-357
a) Con lupa binocular. b) Imagen de catodoluminiscencia.

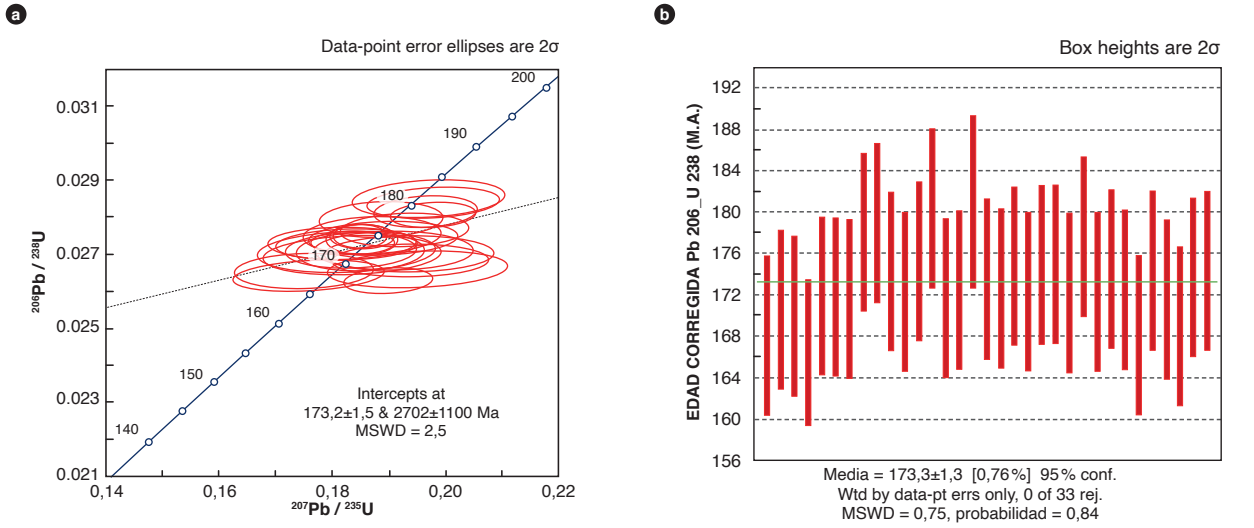


Figura 18. Resultados geocronológicos de las muestra JGB-357
Diagramas de concordia y cálculo de la edad media y desviación estándar.

En la figura 18 se observa una agrupación de datos en el rango de 170 a 185 Ma, coincidentes con la línea de concordia, y un circón concordante más reciente (Zrn 38) que el promedio, con edad de 142,04 Ma. Una aproximación más detallada en la catodoluminiscencia y el punto de ablación sobre este cristal (Zrn 38) permitió observar la presencia de inclusiones, que podrían estar asociadas con esta edad y no representar la cristalización del plutón (figura 19). La edad obtenida de 173,3 ± 1,3 Ma Jurásico Medio (Aaleniano), estaría indicando, posiblemente, un segundo pulso en la Cuarzomonzonita de San Cayetano.

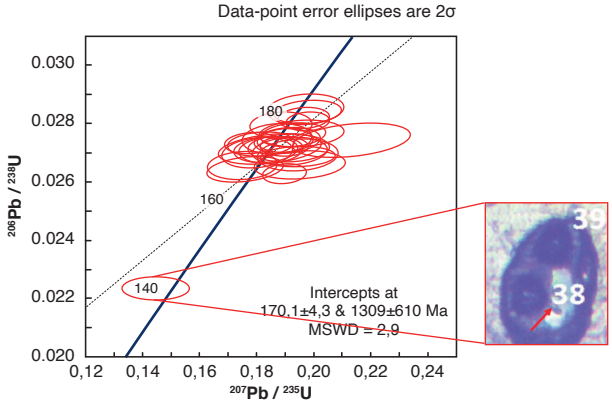


Figura 19. Presencia de circón más joven (Zrn 38)
Se indica inclusión y punto de ablación.

7. Correlaciones

Fuquen *et al.* (1989) describen, en la plancha 302-Aipe, el *stock* de Los Naranjos con composición similar. Reportan, además, aureola de contacto sobre las rocas volcánicas de la Formación Saldaña (Triásico-Jurásico) y discordancia con los estratos suprayacentes de la Formación Yaví (Cretácico Inferior). Al suroccidente de Natagaima, Cossio *et al.* (1994) reportan cuerpos intrusivos similares en composición y con relaciones estratigráficas equivalentes, que denominaron informalmente *intrusivo de Anchique*.

Núñez *et al.* (1996), correlacionan los plutones pequeños que afloran en el valle superior del Magdalena: *stock* de San Cayetano, *stock* de los Naranjos, *stock* de Anchique y batolito de Teruel, de acuerdo con las similitudes composicionales en una asociación monzonita-cuarzomonzonita-granito, minerales que pueden representar apófisis de un solo cuerpo de dimensiones batolíticas, además de estar relacionados con las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Saldaña de edad Jurásica. Les asignan una edad precretácica y postriásica, de acuerdo con las dataciones que se reportaron para la fecha.

Conforme a los resultados geocronológicos de este estudio, y por su diferenciación composicional, los plutones a que hacen referencia estos autores (la Cuarzomonzonita de los Naranjos 188,4 ± 2,5 Ma de edad; la Cuarzomonzonita de Anchique, de 186,4 ± 1,4 Ma de edad, y la cuarzolatita de Teruel, de 170 ± 1,1 Ma de edad) son más jóvenes que la Cuarzomonzonita de San Cayetano.

Del presente estudio se concluye que la datación obtenida de la Cuarzomonzonita de San Cayetano de 196 ± 1 Ma, Jurásico Inferior (Sinemuriano), es la edad más vieja encontrada en plutones jurásicos del valle superior del Magdalena, correlacionable únicamente con la obtenida en una muestra de la Cuarzomonzodiorita del Páez (Zapata *et al.*, 2015).

8. Localidad tipo

Su mejor exposición se encuentra en el sitio San Cayetano en la parte oriental de la plancha 282-Chaparral, al sur de la población de Coyaima, en el departamento del Tolima, en las coordenadas N = 905.300 y E = 869.500, proyección conforme de Gauss Datum Bogotá.

9. Génesis

De acuerdo con los resultados geoquímicos en roca total y en circones, la Cuarzomonzonita de San Cayetano corresponde a granitos metaluminosos, y son considerada magma tipo I de la serie calcoalcalina formada a partir de un magma basáltico con altos contenidos de $Na_2O + K_2O$; el contenido bajo de MgO, #Mg, Ni y Cr indica que son rocas diferenciadas y que no son magmas primarios derivados directamente del manto. El índice de saturación de Al_2O_3 muestra impronta metaluminosa donde A < CNK, pero A > NK, que también permite vincularlos con granitos tipo I generados a partir de los fluidos provenientes de la cuña estenosférica, y hace parte de un evento plutónico emplazado en el valle superior del Magdalena ocurrido hace 195,8 ± 1,5 Ma.

A estos plutones también se los conoce como *granitoides posorogénicos* (Maniar y Piccoli, 1989), *granitoides shoshoníticos* (Duchesne *et al.*, 1998) y *granitoides calco-alcalinos* ricos en K (Barbarin, 1999).

Su ambiente de formación (Pearce *et al.*, 1984) indica un contexto tectónico de granitos de arco volcánico (VAG), donde las muestras corresponden al campo de ambientes de subducción; según el diagrama de Batchelor y Bowden (1985), convergen hacia el límite de granitos tipo orogénico tardío.

10. Recursos minerales

Ingeominas-TecniHidráulica S. A. desarrollaron el "Estudio de exploración geoquímica regional de recursos metálicos en zonas de Mocoa, Ataco, sur de Cauca Romeral y Pacífico sur", e identificaron anomalías que revelan que las rocas de la Cuarzomonzonita de San Cayetano afectan la litología de la Formación Saldaña provocando aureolas de metasomatismo distribuidas de manera irregular en el exocontacto del intrusivo, que se traducen en endurecimiento y recristalización de los materiales tobáceos encajantes, así como también en un profuso desarrollo de vetas de cuarzo, epidota, malaquita y calcita, tanto en las rocas de caja de la Formación Saldaña como hacia la periferia del mismo intrusivo. Localmente, el ancho de la zona afectada por el metamorfismo de contacto puede alcanzar los 500 metros.

En el mismo estudio se anota que por el carreteable a Balsillas, en el Filo del Caucho (ladera este), en las coordenadas N = 889.325 y E = 862.150, paralelo al contacto oeste del intrusivo con las rocas encajantes, en una franja estrecha de entre 100 y 200 metros de ancho, cartografiaron una serie de vetas de cuarzo, barita y calcopirita, y ocasionalmente malaquita y azurita, con orientación preferencial N60-40° W con buzamientos cercanos a la

vertical. Esta franja también se observa en el extremo suroeste del intrusivo, donde se describen rocas cornubianas y piritizadas. Los indicios de mineralización mencionados muestran la existencia de alteración metasomática estrechamente relacionada con la fracturación, brechamiento y formación de diaclasas tensionales, tanto en la periferia del intrusivo como en las rocas encajantes, que ocasionalmente fueron rellenadas por soluciones hidrotermales mineralizadas. Estas características hacen que no se le confiera un gran potencial para el hallazgo de mineralizaciones de interés económico.

Referencias

Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, *46*(3), 605-626. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1

Batchelor, R. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, *48*(1-4), 43-55. https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8

Carvajal, C., Fuquen, J. y Gómez, L. (1993). *Geología de la plancha 282-Chaparral. Mapa.* Ingeominas.

Carvajal, C., Fuquen, J., Gómez, L. y Núñez, A. (1983). *Cartografía geológica y prospección geoquímica regional plancha 282-Chaparral. Memoria*. Ingeominas.

Cossio, U., Rodríguez, G. y Rodríguez, M. (1994). *Mapa geológico de la plancha 283-Purificación, departamento Tolima. Escala 1:100.000. Con memoria explicativa.* Ingeominas.

Cullers, R. y Graf, J. (1984). Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks. *Developments in Geochemistry*, *2*, 237-274. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50012-5

Dill, G. y Bosse, H. (2000). Mineralogical and chemical studies of volcanic: related argillaceous industrial minerals of the Central American Cordillera (Western El Salvador). *Economic Geology*, *95*(3), 517-538. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.3.517

Duchesne, J., Berza, T., Liégeois, J. y Vander, A. (1998). Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: The Late Precambrian post-collisional Tismana pluton (South Carpathians, Romania). *Lithos*, *45*(1-4), 281-303. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00036-X

Fernández, R., Tessone, M., Etcheverry, R., Echeveste, H., Coriale, N. y Caballé, M. (2010). Interpretación de la distribución de elementos de las tierras raras en el basamento alterado de la zona de San Manuel, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, *67*(2), 216-230.

Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Fulignati, P., Gioncada, A. y Sbrana, A. (1999). Rare-earth element_REE/behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano Aeolian Islands, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *88*(4), 325-342. https:// doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00117-6

Fuquen, J., Rodríguez, G. y Cossio, U. (1989). *Mapa geológico de la plancha 302-Aipe. Esc. 1:100.000*. Ingeominas.

García, G., Martínez, R., Solé, J., Correa, J., Núñez, E., Guillou, H. y Monroy, E. (2015). Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, *32*(1), 100-122.

Gómez, A., Orozco, M. y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *27*(3), 227-283. http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2005v57n3a2

Gromet, L. y Silver, L. (1987). REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, *28*(1), 75-125. https://doi.org/10.1093/petrology/28.1.75

Grosse, E. (1935 [1930]). *Acerca de la geología del sur de Colombia. Informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y alto Caquetá*. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales de Colombia. Tomo III. Servicio Geológico Nacional.

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/9780813774022

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1987). Stratigraphic classification

and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, *99*(3), 440-442. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2

Irvine, T. y Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *8*(5), 523-548. https://doi.org/10.1139/e71-055

Jimeno, A. y Guevara, C. (1976). *Contribución estratigráfica y cartográfica a la Formación post-Payandé, al sur de Coyaima* [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional de Colombia.

Kelemen, P., Hanghøj, K. y Greene, A. (2003). One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. En L. Roberta (ed.), *Treatise on geochemistry*, vol. 3 (pp. 593-659). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03035-8

Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.° 4. Berkeley Geochronology Center.

Maniar, P. y Piccoli, P. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, *101*(5), 635-643. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2

Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins* (pp. 313-345). Special Publication n.° 42. London: Geological Society of London.

Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, *37*(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Núñez, A., Bocanegra, A. y Gómez, J. (1996). Los plutones jurásicos del valle superior del Magdalena. En *VII Congreso Colombiano de Geología*, tomo 2, 226-239.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Rodríguez, E. y Orsini, J. (1977). *Geología general de los elementos presentes en las unidades cartografiadas al suroeste de Coyaima, Tolima* [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional de Colombia.

Rodríguez, G. y Fuquen, J. (1989). *Geología y prospección geoquímica de la plancha 302 Aipe-Huila-Colombia. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Streckeisen, A. (1976). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte*, H. l, 1-15.

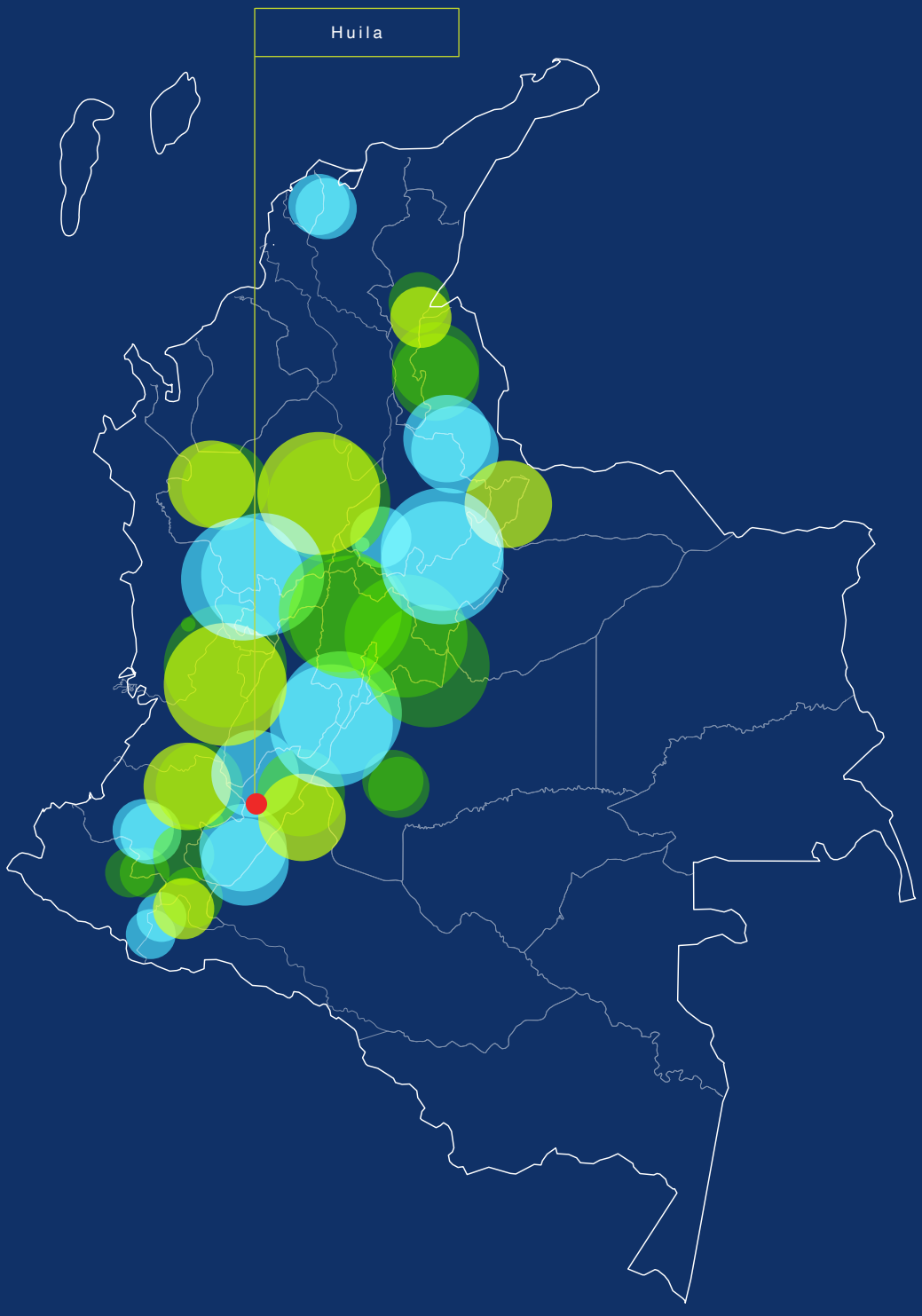
Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Zapata, G., Rodríguez, G., Arango, M. y Bermúdez, J. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: cuarzomonzodiorita de Páez-cordillera Central, Cauca-Huila*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Aspecto macroscópico de la Cuarzomonzonita de San Cayetano, detalle de la roca


REPÚBLICA DE COLOMBIA
1000
PESOS
2014


Huila

Cuarzolatita de Teruel

Cordillera Central
Departamento del Huila

María Isabel Arango, Gabriel Rodríguez,
Gilberto Zapata y José Gilberto Bermúdez

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Arango, M. I., Rodríguez, G., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). Cuarzolatita de Teruel. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.9

La Cuarzolatita de Teruel corresponde a un intrusivo subvolcánico que aflora en la serranía de Las Minas y que fue inicialmente descrito como un cuerpo granítico. El catálogo integra datos de campo y petrográficos de trabajos anteriores, y presenta nueva información macroscópica, petrográfica, litogeoquímica y geocronológica U-Pb para renombrar la unidad y mejorar el conocimiento de este cuerpo intrusivo y del magmatismo de arco que ocurrió durante el Jurásico inferior y el Jurásico medio en este sector del Valle Superior del Magdalena.

1. Proponente del nombre

María Isabel Arango, Gabriel Rodríguez, Gilberto Zapata, José Gilberto Bermúdez, en este trabajo.

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

El cuerpo definido por Morales *et al.* (1998) como *Cuarzomonzodiorita de Teruel* toma su nombre del municipio homónimo del departamento del Huila (figura 1). Esta unidad tiene una forma irregular alargada con una extensión de 17 km y un ancho máximo de 3 km sobre el flanco oriental de la cordillera Central. En la plancha 345 conforma la cuchilla de Upar y la loma Puede Ser, que está limitada al oeste por la falla de Upar, mientras que en la plancha 302 se trata de otro plutón que aflora a lo largo del río Chiquilá, y que hace parte de la Cuarzomonzodiorita de Páez. Al oriente del cuerpo principal se encuentran pequeños cuerpos con un área 2 km^2, que Morales *et al.* (1998) relacionan con la Cuarzolatita de Teruel.

Teniendo en cuenta las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) (1987, 1994) sobre la base de la litología dominante y del área geográfica de exposición, se propone renombrar la unidad como *Cuarzolatita de Teruel* en lugar de *Cuarzomonzodiorita de Teruel*, o *batolito de Teruel*, nombre este último propuesto por Rodríguez y Fuquen (1989) refiriéndose a otro plutón que hace parte de la Cuarzomonzodiorita de Páez.

3. Reseña histórica

La primera descripción de esta unidad fue realizada por Morales *et al.* (1998) en la memoria de la Plancha 345 Campoalegre, donde la denominaron C*uarzomonzodiorita de Teruel*, para referirse a un cuerpo ígneo intrusivo que aflora al noreste de la población de Teruel en la Cuchilla de Upar. En la Plancha 302 Aipe, Rodríguez y Fuquen (1989) denominaron *batolito de Teruel* a un cuerpo que aparece en la confluencia de los ríos Chiquilá y Chachichí, que se encuentra limitado al oriente por la falla de Chusma, y que se extiende hasta la Plancha 323 Neiva, en el sitio llamado Paso de la Culebra (Ferreira *et al.* 2002); adicionalmente, existen otros pequeños afloramientos plutónicos en cercanías del sitio Los Órganos.

4. Descripción geológica

Los afloramientos de la Cuarzolatita de Teruel corresponden a una roca fracturada y meteorizada con desarrollo de zonas saprolitizadas, que presentan una gama de colores entre gris, rosado a blanco, moteadas de verde y negro por el contenido de minerales ferromagnesianos, lo que da lugar a suelos y saprolitos arenosos. Macroscópicamente la roca se asemeja a las rocas de un plutón granular, pero corresponde a rocas porfídicas con fenocristales faneríticos de tamaños variables entre 1 y 5 mm, dispersos en una matriz microgranular leucocrática. Mineralógicamente la roca está compuesta por cristales euhedrales a subhedrales de feldespato alcalino, plagioclasa y, en menor proporción, cuarzo, hornblenda, biotita y piroxenos (figura 2).

Es frecuente la presencia de autolitos microgranulares de composición básica (microdioritas), de 2 a 10 cm de diámetro y diques dacíticos-riolíticos de 10 a 15 cm de espesor, con desarrollo de alteración hidrotermal y mineralización de polisulfuros.

La Cuarzolatita de Teruel presenta textura porfídica con variaciones composicionales entre cuarzolatita, riolita y dacita. En la tabla 1 y figura 3 se muestra la composición modal de este cuerpo.

Las rocas tienen texturas seriadas por fenocristales de plagioclasa, poiquilíticas por inclusiones de apatitos, de reabsorción de los fenocristales por la matriz y micrográficas (figura 4). Los cristales de plagioclasa muestran zonación de tipo normal.

La matriz alcanza hasta el 71%, es de composición felsítica microgranular y forma mosaicos, cuyos cristales tienen tamaños que varían entre 0,02 mm y 0,5 mm. Está compuesta principalmente por feldespato alcalino,

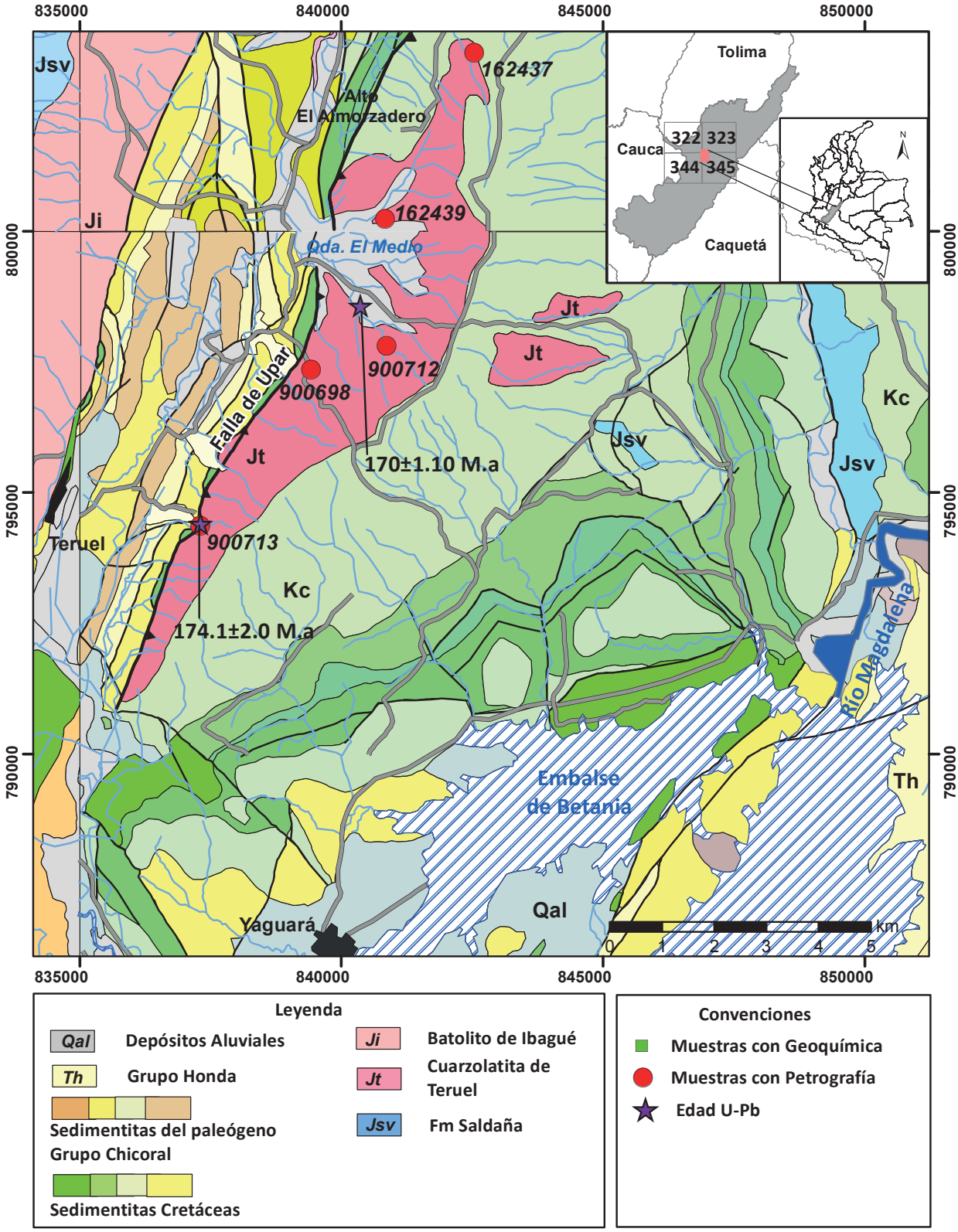


Figura 1. Localización de la Cuarzolatita de Teruel
Nótense los puntos de toma de muestras de roca. Fuente: Cartografía geológica tomada de las planchas 322, 323, 344 y 345, Ingeominas.

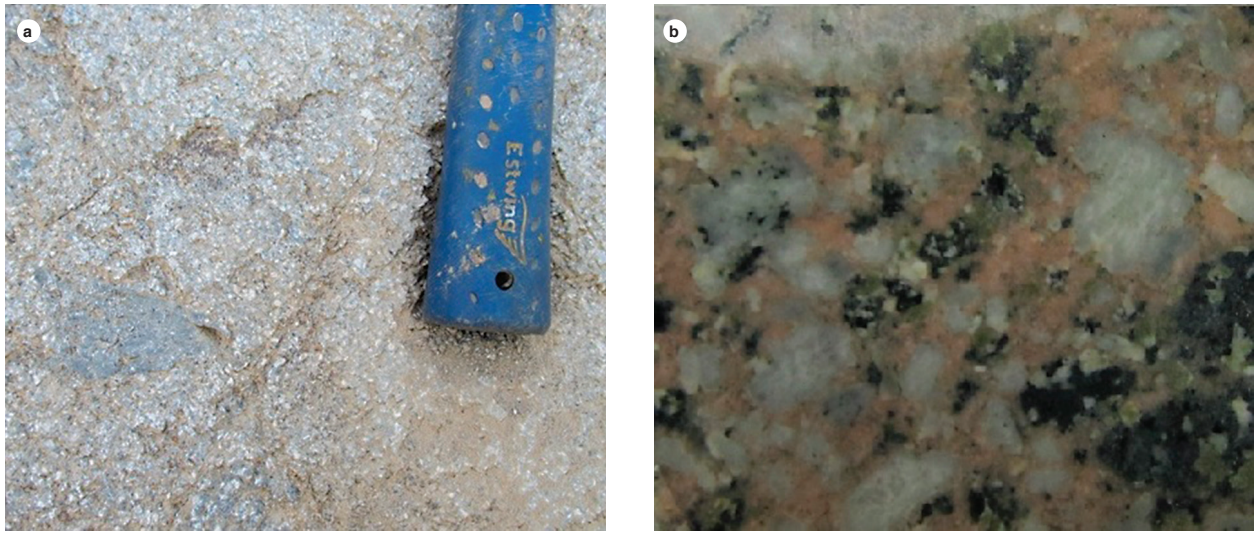


Figura 2. Características macroscópicas de la cuarzolatita de Teruel, autolitos en rocas leucocráticas y aspecto porfídico de la roca IGM 900698

Tabla 1. Composición modal en seis muestras de las rocas de la Cuarzolatita de Teruel

IGM	N	W	Qtz	Pl	Kfs	Cpx	Opx	Hbl	Bt	Ms	Opq	Ttn	Ap	Zrn	Ep	Chl	FEN	Matriz	Otros	Clasificación petrográfica
900712	797805	840861	24	33	30	4	1	3	2,5				TR		1	0,5	43	57	Ser (1%)	Riolita
900713	794375	837303	17	49	18						1	TR		TR	7	8	31	69		Dacita
900698	797356	839417	6,9	47	35			10			2,1						28,5	71,5		Cuarzolatita
162437	803420	842540	7	42	40						TR		1	TR		5	30	70	Ser (3%)	Cuarzolatita
162439	800240	840840	25	28	37	3			5		1		0,5				38	62	Caolín (0,5%)	Riolita

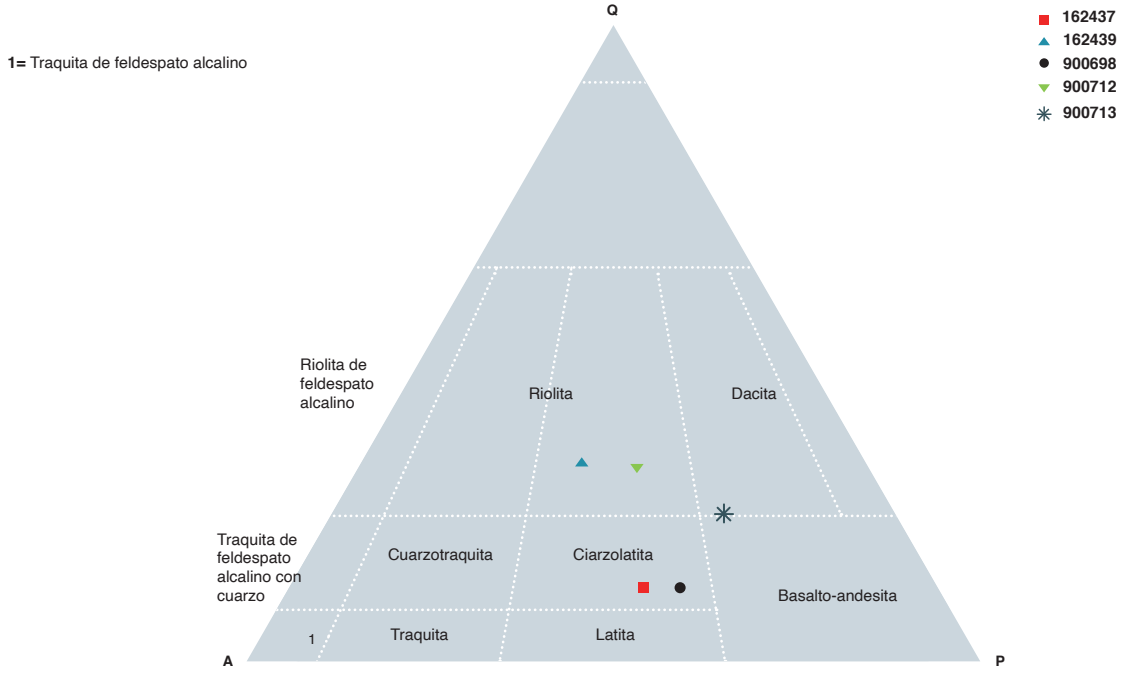


Figura 3. Composición modal de la Cuarzolatita de Teruel
Diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1979).

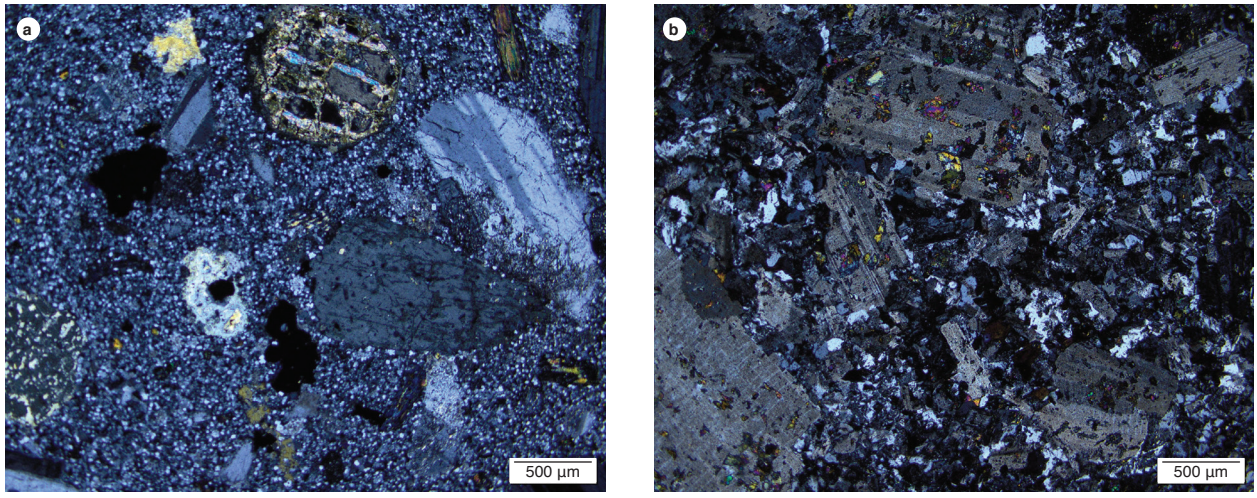


Figura 4. Características microscópicas de la Cuarzolatita de Teruel
a) IGM 900712. Contenido de piroxenos (Cpx, Opx) y cuarzo (Qtz) en bahías. b). IGM 900713. Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (Pl) con epidotización.

cuarzo, y en menor proporción, plagioclasa, epidota, clorita, circón, titanita y opacos. Los fenocristales pueden alcanzar el 40% del volumen de la roca, son subhedrales a euhedrales con tamaños mayores de 0,5 mm. Corresponden a plagioclasa, feldespato y, en menor cantidad, a anfíbol, piroxeno y cuarzo.

El cuarzo se presenta en la matriz (hasta 25%) de manera intersticial, en forma de microcristales limpios, incoloros, con bordes irregulares. Adicionalmente se lo puede encontrar, en menor proporción, constituyendo fenocristales cuyo tamaño promedio es de 0,5 mm, con texturas en bahía por reabsorción de la matriz.

La plagioclasa es andesina (An_{47}), y constituye un 40% en la matriz. Se encuentra como microcristales subhedrales de hábito tabular, con aspecto terroso por alteración a arcilla, sericita y saussurita. También es posible observarla como fenocristales subhedrales que presentan maclas de albita, con bordes irregulares. Pueden formar glomero fenocristales o cristales seriados con tamaños entre 0,8 y mayores de 1 mm. Algunos presentan textura poiquilítica por inclusiones de opacos, cuarzo y anfíbol.

El feldespato corresponde a ortosa, se presenta principalmente en la matriz (hasta 32%), en cristales anhedrales empolvados por su alteración a caolín, que les imprime un color pardo. En algunos casos desarrolla intercrecimientos gráficos junto con el cuarzo, y texturas pertíticas por exsolución con plagioclasa.

El anfíbol generalmente es hornblenda (en promedio 6% del total de la roca) y ocasionalmente actinolita. Se lo encuentra en forma de fenocristales tabulares subhedrales con tamaño promedio de 0,7 mm. Es de color verde, pleocroico, con color de interferencia azul del segundo orden, los anfíboles parcial a completamente reemplazados por clorita, epidota, titanita y magnetita residual. Algunos cristales muestran una dirección de clivaje paralela al eje mayor del cristal, ángulo de extinción 16°. Se observa desarrollo de maclas dobles, inclusiones de cuarzo, opacos y apatitos. Algunos cristales presentan hábito fibroso y forman localmente glomero fenocristales.

El contenido de biotita es menor a 5% del total de la roca, y puede no estar presente en todas las rocas. Se observa en láminas tabulares alargadas de tamaño menor a 0,8 mm, de color marrón, fuertemente pleocroica, eje X: verde, eje Y: marrón; presenta extinción moteada en ojo de pájaro. La biotita generalmente se encuentra alterada a clorita. Es común el desarrollo de textura poiquilítica por inclusiones de apatitos, circones y opacos. Adicionalmente, en los planos de clivaje se hospeda titanita en agregados granulares muy finos.

En algunos sectores se distinguen elevados contenidos de piroxeno, aunque no alcanzan el 5%. El clinopiroxeno, que parece corresponder a augita, se presenta en forma de cristales subhedrales incoloros a verde pálido, con tamaños menores de 0,6 mm, bordes reemplazados por anfíbol uralítico que hacia el núcleo conservan restos de clinopiroxeno a manera de parches, y contiene inclusiones de apatito. El ángulo de extinción es en promedio 33°.

El ortopiroxeno es hiperstena. Se presenta como cristales octogonales en cortes basales de 0,6 mm, incoloros,

con pleocroísmo rosado pálido a verde pálido y extinción paralela al clivaje. En algunos casos está alterado a iddingsita, sericita, talco-esmectita, y exhibe texturas coronníticas compuestas por anfíbol y calcita secundaria.

Los opacos son cristales isotrópicos, anhedrales, están diseminados en la matriz y generalmente no alcanzan los 0,2 mm de diámetro. Algunos están incluidos en fenocristales de anfíbol, con bordes de esfena secundaria y contornos muy irregulares, tales como bahías por reabsorción de la matriz.

Como minerales accesorios se presentan apatitos y circones. Los apatitos se encuentran en forma de microcristales euhedrales diseminados en la matriz y como inclusiones en anfíboles y fenocristales de plagioclasa. El circón se encuentra de manera intersticial en la matriz, es anhedral, incoloro, de alto relieve y presenta colores de interferencia verde a azul fuerte del inicio del tercer orden, con una extinción paralela.

Las rocas presentan alteración hidrotermal pervasiva. La plagioclasa está alterada a arcilla, saussurita, sericita y epidota; el anfíbol, a clorita, epidota, titanita; el feldespato, a caolín.

4.1. Litogeoquímica

Las rocas de la Cuarzolatita de Teruel se ubican en los campos de traquidacitas, dacitas y andesitas del diagrama TAS (figura 5a). Se formaron a partir de un magma de afinidad química riodacítica-dacítica caracterizado por contenidos de sílice que varían entre 63 y 66% (tabla 2), con valores promedio de Al_2O_3 de 15%, y bajas concentraciones de $FeO+Fe_2O_3$ de 5,77%, MgO+CaO igual a 5,49%, y $Na_2O_3+K_2O$ de 7,25%, como se muestra en la figura 5b (diagrama de Winchester y Floyd, 1977). Sin embargo, la muestra 900698 presenta menor contenido de SiO_2, de 62,94%, y valores mayores de TiO_2 0,71% y Zr de 200 ppm, con lo que tendría una asociación próxima al límite de magmas de tipo andesítico.

En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (figura 6), las rocas se clasifican en el campo de series calcoalcalinas ricas en potasio, con valores mayores de Na_2O que de K_2O. Esto resulta congruente con el mayor contenido modal de feldespato plagioclasa con respecto al feldespato potásico.

De acuerdo con el diagrama de Shand (1943), las muestras grafican en el campo de rocas metaluminosas (figura 7), con una relación molar de $Al_2O3 < (CaO + Na_2O + K_2O)$, pero $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$, y un índice peralcalino promedio de A/CNK de 0,9. Esto sugiere que el magmatismo fue de naturaleza calcoalcalina de tipo I, característico de magmas de márgenes continentales activas (Wilson, 1989). Las rocas exhiben un (#MgO) de 45 en promedio, con valores mayores para la roca IGM 900698 de 47,5, de donde se infiere que la fuente es un poco más primaria, mientras que en la roca IGM 900712 es de 43, siendo un poco más diferenciada.

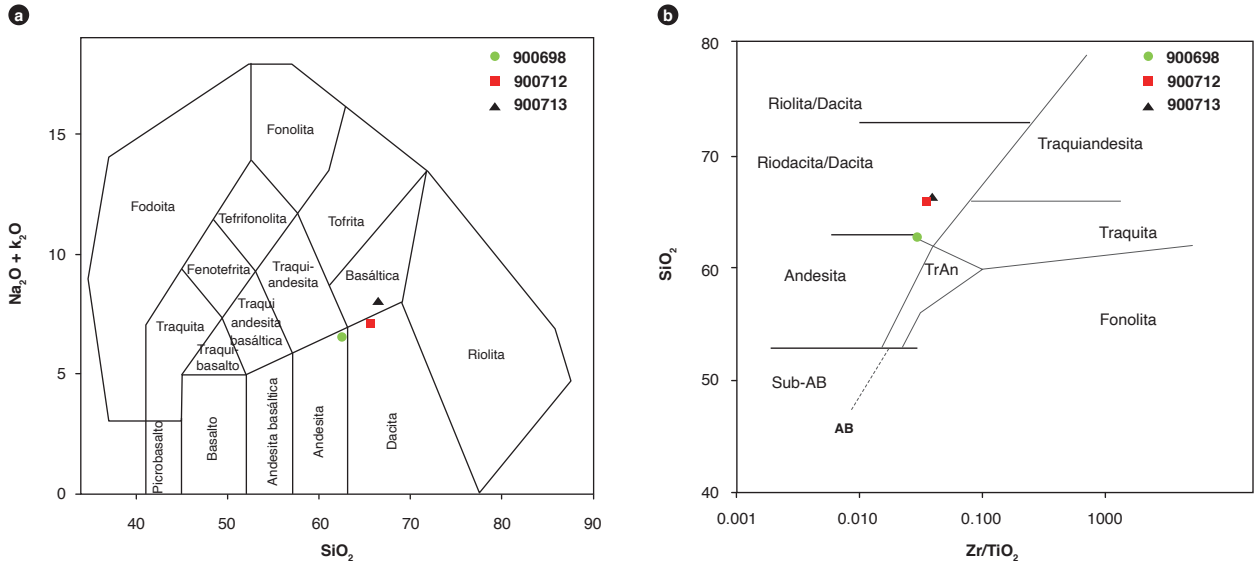


Figura 5. Clasificación química de rocas de la Cuarzolatita de Teruel
a) Diagrama Tas (Middlemost, 1994) en el que las rocas se clasifican en los campos de traquidaciatas, dacitas y andesitas. b) Afinidad química de las rocas de la Cuarzolatita de Teruel (Winchester y Floyd, 1977). Las muestras están comprendidas en los campos de riodacita-dacita y andesita. Nótese cómo las muestras corresponden a campos de clasificación equivalentes en ambos diagramas.

Tabla 2. Contenidos de óxidos mayores en la Cuarzolatita de Teruel

Óxido	Número de muestra (IGM)		
	900698	900712	900713
SiO_2	62,9	66,0	66,4
TiO_2	0,7	0,5	0,5
Al_2O_3	15,3	15,9	15,5
Fe_2O_3	5,3	3,9	3,6
MgO	2,4	1,5	1,4
MnO	0,10	0,09	0,11
CaO	4,6	3,7	2,7
Na_2O	3,3	3,8	4,4
K_2O	3,4	3,3	3,6
P_2O_5	0,2	0,2	0,2
FeO	1,8	1,4	1,3
LOI	1,5	0,9	1,4

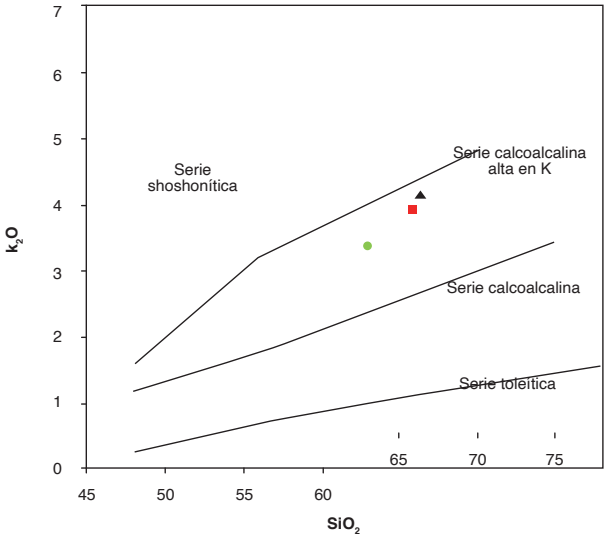


Figura 6. Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) para rocas de la Cuarzolatita de Teruel

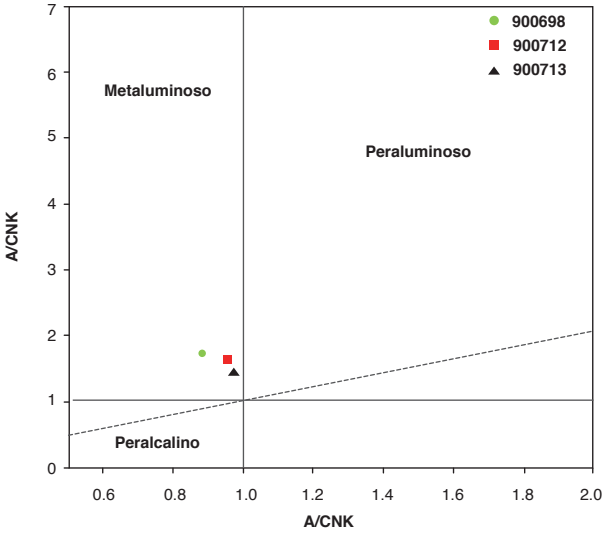


Figura 7. Diagrama de saturación de alúmina de Shand (1943), donde se ubican tres muestras de la Cuarzolatita de Teruel

Elementos traza

Las concentraciones de elementos traza y tierras raras de la Cuarzolatita de Teruel muestran valores cien veces mayores que el valor del condrito en el diagrama de Sun y McDonough (1989). Véanse la tabla 3 y la figura 8, donde se puede observar el enriquecimiento en tierras raras. La relación $(La/Sm)_N$ indica valores > 1, con un promedio de 4,5, presentando una pendiente negativa lineal por el incremento de las tierras raras livianas. A la vez, exhiben una anomalía positiva de Eu dada por la relación Eu/Eu* en promedio de 1,64, como resultado de acumulación de plagioclasa en el fundido residual, lo cual es coherente con el predominio modal de este mineral detectado en los estudios petrográficos.

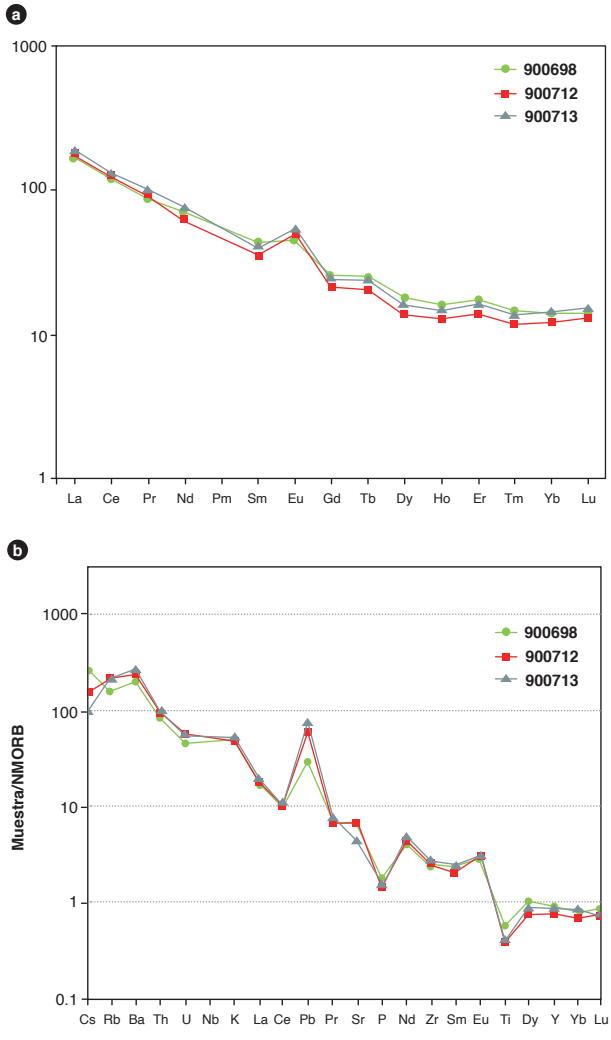


Figura 8. Diagramas multielementales para rocas de la Cuarzolatita de Teruel
a) Diagrama multielemental normalizado al condrito de Sun y McDonough (1989). b) Diagrama multielemental normalizado al N-Morb de Sun y McDonough (1989).

Tabla 3. Elementos traza y tierras raras de la Cuarzolatita de Teruel

Muestra	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Nb	Rb	Sr	Hf	Th	U	V	Zr	Li
900698	1277	1,9	20	1,8	20	8,6	87	618	<68	9,9	2,1	112	200	10
900712	1457	2	15	1	20	7,7	115	597	<68	11	2,6	66	178	8
900713	1596	1,9	12	0,66	19	8,8	114	398	<68	11	2,5	66	192	10

Muestra	Sc	Cr	Ni	Cu	Zn	As	Y	Ag	Cd	In	La	Ce	Pr	Nd
900698	19	28	18	11	49	1,6	26	<1	0,19	0,06	40	75	8,5	33
900712	13	10	13	14	76	1	21	<1	0,12	0,04	42	74	8,8	29
900713	12	6,1	8,8	8,5	193	1,1	24	<1	0,28	0,04	44	81	9,7	35

Muestra	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
900698	6,5	2,7	5,2	0,94	4,6	0,91	2,9	0,36	2,4	0,36
900712	5,3	2,9	4,4	0,77	3,5	0,73	2,3	0,3	2,1	0,33
900713	6,2	3,1	5,1	0,89	4,1	0,85	2,7	0,36	2,4	0,39

En el diagrama normalizado a N-Morb (figura 8b), se observa el patrón típico de magmatismo de márgenes continentales con contenidos mayores de Ba, K y Pb, ya que estos elementos tienden a concentrarse en los fundidos tardíos. Los valores de Pb en la muestra IGM 900698 indican una roca un poco menos evolucionada con respecto a los de las muestras IGM 900712 e IGM 900713, las cuales presentan una concentración mayor de Pb; esto puede deberse a fraccionamiento del magma.

Se observan ligeros empobrecimientos en U, Ce, Zr y anomalías negativas de P y Ti. En el caso del Ti es clara la relación de mayores valores en la muestra IGM 900678 y menores concentraciones en las ligeramente más ácidas (IGM 900713 y 900712, respectivamente). Estos empobrecimientos evidencian una remoción de P y Ti del magma hacia fases cristalinas, habitualmente en cristales de apatita, ilmenita y titanita, de acuerdo con lo propuesto por Winter (2001).

Discriminación de ambiente tectónico

Las rocas se distribuyen de forma uniforme en campos graníticos de arco volcánico de tipo orogénico de la serie magnesiana (figura 9). No obstante, se observa una dispersión de la muestra IMG 900698 debido a su menor contenido en sílice.

Las figuras 10 y 11 muestran la afinidad de los circones separados en la datación de este cuerpo ígneo con respecto a su magma generador. Las relaciones Hf y Y permiten discriminar el tipo de roca que hospeda a este mineral, ya que la mayoría de los cristales se concentran en los campos II y III, que corresponden a rocas ígneas máficas a intermedias, respectivamente, estas últimas con contenidos bajos de cuarzo (Belousova *et al.* 2002). En el diagrama de Nardi *et al.* (2013) (figura 11) se observa una concentración de circones en el campo de los granitos tipo I, lo cual es consistente con la petrografía y litogeoquímica.

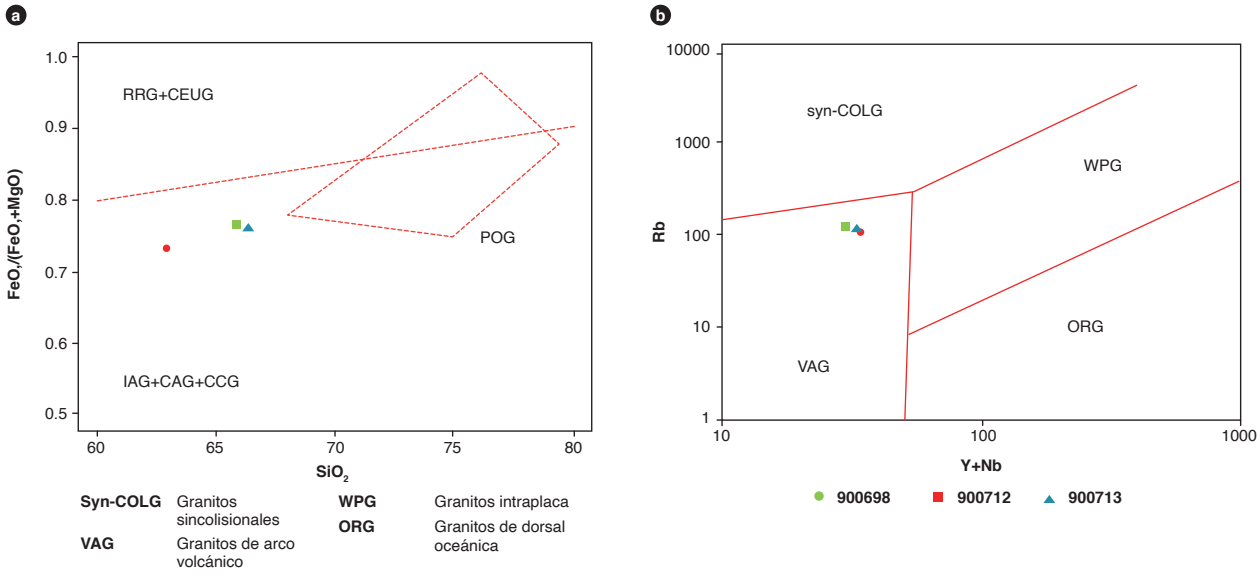


Figura 9. Diagramas de discriminación tectónica
a) Diagrama de Maniar y Piccoli (1989). b) Diagrama de Pearce *et al.* (1984).

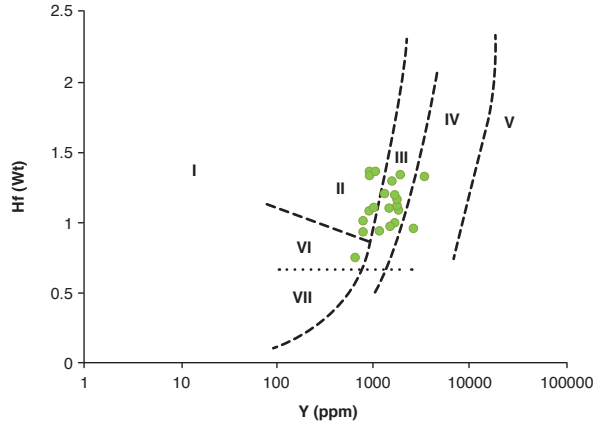


Figura 10. Diagrama de discriminación de ambientes de los circones I) Kimberlitas; II) rocas ultramáficas, máficas e intermedias; III) rocas intermedias con cuarzo e intermedias; IV) rocas félsicas con alto contenido de SiO_2; V) greisen; VI) rocas alcalinas; VII) carbonatitas. Fuente: modificado de Shnukov *et al.* (1997) por Belousova *et al.* (2002).

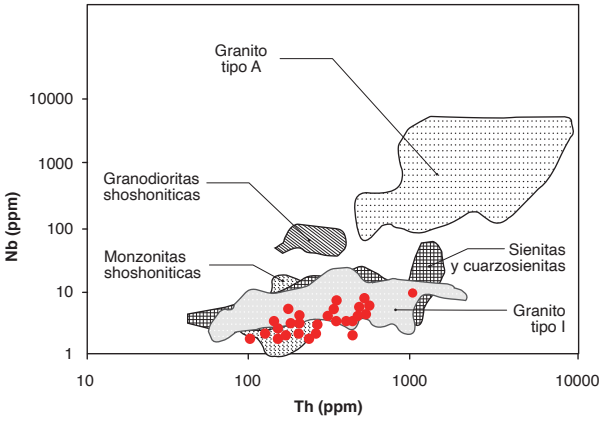


Figura 11. Diagrama de discriminación para la identificación de la fuente de los circones de la cuarzolatita de Teruel, desde granitos tipo A, granitos tipo I y granitoides shoshoníticos
Fuente: modificado de Nardi *et al.* (2013).

5. Posición estratigráfica y edad

Las labores de cartografía geológica adelantadas por Ingeominas en las planchas 345 Campoalegre (Morales *et al.*, 1998) y 323 Neiva (Ferreira *et al.*, 2002) indican que la Cuarzolatita de Teruel se encuentra en contacto intrusivo con la Formación Saldaña (rocas piroclásticas de edad Jurásica) y discordante con la Formación Caballos (intercalaciones de areniscas y lodolitas carbonosas de edad Cretácica). La relación con las sedimentitas del Grupo Olini (areniscas, lutitas y liditas de edad Cretácica) y de la Formación Seca (arcillolitas, lodolitas rojizas y areniscas de grano fino de edad Cretácica) es fallada.

Ferreira *et al.* (2002) asignan una edad Triásico Superior-Jurásico Inferior a este plutón, teniendo en cuenta el contacto discordante con la Formación Caballos, de edad Cretácica, y por su contacto intrusivo con la Formación Saldaña.

En el proyecto "Magmatismo jurásico del valle superior del Magdalena y cuenca del Putumayo" se colectó un saprolito de roca, muestra MIA-458, y una roca, muestra MIA-460, que fue clasificada como dacita de la Cuarzolatita de Teruel. Dichas muestras fueron tomadas para la concentración y separación de circones para datación por el método U-Pb.

El saprolito colectado se localiza sobre la vía El Alto del Almorzadero, al SE del municipio de Teruel, con coordenadas E = 840365 y N = 798576 origen Bogotá; la muestra de roca fue colectada en la quebrada Papayala, al sur del municipio de Teruel (coordenadas E = 837303 y N = 794375).

La roca se encuentra meteorizada y presenta color blanco moteado de negro. Los cristales preservados tienen tamaños de medio a grueso, entre 3 y 5 mm, donde aún se reconoce la textura porfídica de la roca. Los minerales conformantes corresponden a plagioclasa, que se encuentra alterada a minerales arcillosos, feldespatos potásicos de color rosado, que se encuentran en menor proporción con respecto a la plagioclasa y que adicionalmente presentan alteración a arcillas, anfíboles alterados a epidota y clorita, biotitas lixiviadas y finalmente cristales frescos de cuarzo.

Los circones presentan formas prismáticas alargadas euhedrales menores de 200 um. Bajo CL (figuras 12 y 13), los circones se observan zonados y luminiscentes. Los datos obtenidos fueron procesados en el software de Isoplot/Ex vers. 4.15 (Ludwig, 2008). Inicialmente se realizó un filtro de los datos para descartar los circones con valores discordantes (Discor > al 15%), de acuerdo con la relación $[(^{207}Pb/^{235}U)-(^{206}Pb/^{238}U)/^{206}Pb/^{238}U)]$, con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad. Finalmente se completó el análisis con veintiún circones para la muestra MIA-458 y veintidós para la muestra MIA-460.

El diagrama de concordia total presenta en cada una de las muestras granos que son concordantes. En la muestra MIA-458 hay dispersión en la edad entre 190 y 170 Ma (figura 12a). Una aproximación más detallada entre la edad arrojada y el error emitido en cada circón muestra un agrupamiento en dos poblaciones (figura 12b). La primera se marca entre 177,7 y 189,2 Ma, con una edad ponderada de 181,10 ± 1,70 Ma, y los circones se interpretan como antecristales. Un solo circón con edad de 195,2 Ma indica cuál es el material más antiguo.

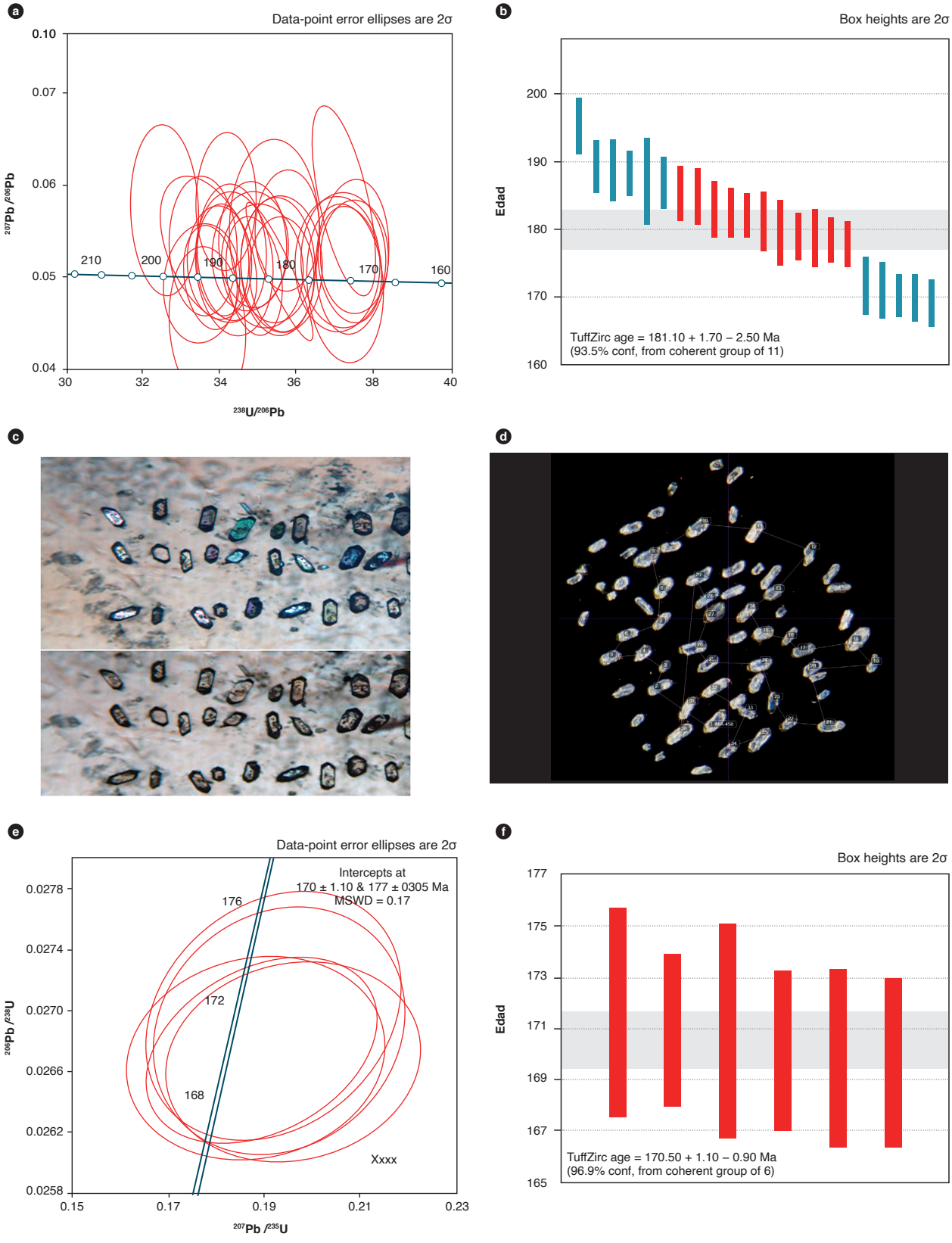


Figura 12. Edad U-Pb en circones de la roca MIA-458 (saprolito)
a) Diagrama Tera-Wasserburg de circones totales. b) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar. c) Circones separados en microscopio con nícoles cruzados y nícoles paralelos. d) Imagen de catodoluminiscencia del total de circones. e) Diagrama de concordia de circones filtrado según su desviación estándar y su discordia. f) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar filtrado según su desviación estándar y su discordia.

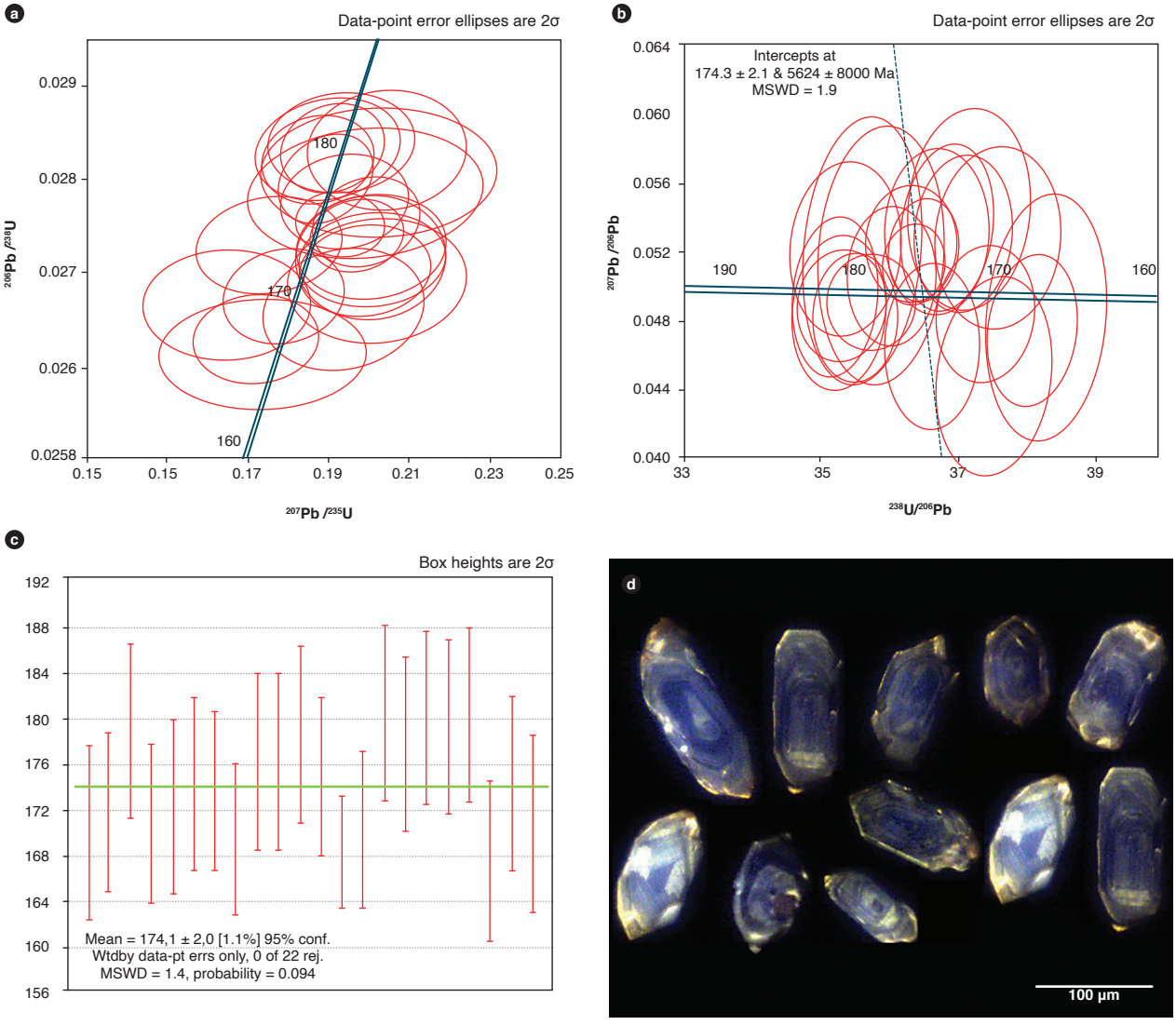


Figura 13. Edad U-Pb en circones de la roca MIA-460
a) Diagrama de concordia. b) Diagrama Tera-Wasserburg. c) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar. d) Imagen de catodoluminiscencia de algunos de los circones seleccionados.

Este tipo de cristales se interpretan como "circones heredados". En la segunda población se distingue un rango de circones más jóvenes, desde 169,6 hasta 171,6 Ma, con una edad ponderada de 170,50 ± 1,10 Ma, que se atribuye a los procesos de cristalización del plutón (figura 12e).

En cambio, en la muestra MIA-460 los circones se muestran bien agrupados en la edad de 174,1 ± 2 Ma, sin datos que demuestren edades heredadas.

De acuerdo con lo dicho, la Cuarzolatita de Teruel muestra edades de 170 ± 1,10 Ma hacia el centro del cuerpo, y de 174,1 ± 2 Ma hacia el borde del plutón, edades que corresponden al Jurásico Medio (Bajociano), con un MSDW = 0,11, y 1,4, respectivamente. En promedio, la concentración de uranio en los circones es de 249 ppm, y el cociente Th/U entre 0,79 y 1,17 ppm, valores que se relacionan con un origen ígneo.

El análisis químico de los circones (ICP-MS) de la muestra MIA-458 (saprolito) permitió determinar la abundancia de los elementos traza de cada circón. Los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* en cada uno de ellos. En la figura 14 se puede observar un comportamiento homogéneo de los veintiún circones analizados, de lo que se infiere que todos provienen de una misma fuente y, por ende, presentan una química similar.

Los circones tienen una tendencia a presentar menores concentraciones de las REE ligeras y mayores con-

centraciones hacia las REE pesadas. Asimismo, se pueden distinguir al menos tres poblaciones con base a su contenido de La, donde se tienen valores entre 0,011 y 0,3, 0,79 y 4,5 y 10,6 hasta 76; adicionalmente, presentan una fuerte anomalía positiva de Ce que suele indicar cristalización en las primeras fases de fraccionamiento magmático (Nardi *et al.,* 2013).

Los valores de la relación Ce/Ce* son típicos de circones graníticos con un promedio de 5,3 ppm (Belousova *et al.*, 2002). Tres datos presentan altas concentraciones en Ce de alrededor de 191 ppm, y corresponden a los contenidos más bajos de La, lo que posiblemente refleja la química de impurezas en la red cristalina del circón. La química del circón presenta una anomalía negativa en el Eu que, según Belousova *et al.* (2002), es significativa en rocas que han sufrido fraccionamiento magmático con una tendencia hacia las rocas felsíticas.

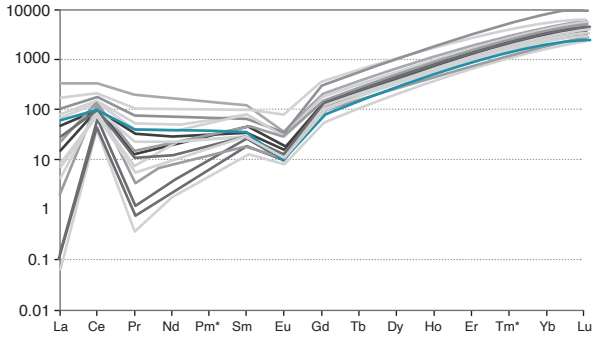


Figura 14. Diagrama REE correspondiente a los circones de la Cuarzolatita de Teruel normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1995)

6. Correlaciones

La correlación se hace teniendo en cuenta los diferentes pulsos magmáticos reconocidos en el magmatismo jurásico del valle superior del río Magdalena (Rodríguez *et al.* 2018).

La edad de cristalización de la Cuarzolatita de Teruel se estima con respecto a la población de circones más jóvenes de la muestra MIA-458, es decir, 170 ± 1,10 Ma con un MSDV = 0,11. Este dato es concordante con las edades obtenidas en otros plutones del borde oriental del valle superior del Magdalena, como son el Monzogranito de Algeciras, con dos edades U/Pb: 171 ± 2,5 Ma y 169,6 ± 1,2 Ma; el Granito de Garzón, con dos edades U/Pb: 172,3 ± 2,0 Ma y 170,8 ± 2,4 Ma; y con el Monzogranito de Altamira, con dos edades obtenidas por U/Pb de 169,4 ± 3,2 Ma, que corresponde a la roca MIA-478, y de 172 ± 3,9 Ma, correspondiente a la muestra JGB-390.

Todas estas edades son concordantes con el dato obtenido en rocas volcánicas que afloran en la margen oriental del valle superior del Magdalena y que regionalmente se incluyeron en la Formación Saldaña (Velandia *et al.*, 2001).

La edad obtenida para la población de circones más viejos en la muestra MIA-458 es de 181,10 ± 1,70 Ma, y se interpreta como antecristales heredados de pulsos magmáticos anteriores en el interior de la cámara magmática. Esto, teniendo en cuenta la concordancia de los datos de REE de los circones de ambas poblaciones, es concordante con las edades de los plutones que afloran en el borde occidental del valle superior del Magdalena: Cuarzomonzonita de Anchique, Cuarzomonzonita de Los Naranjos, Cuarzomonzodiorita de El Astillero, Cuarzomonzodiorita de Las Minas y Cuarzomonzodiorita de Páez.

7. Localidad tipo

Aunque este intrusivo generalmente está mal expuesto en el sector, se propone como localidad tipo la carretera que de Teruel conduce a Palermo, porque allí se encuentran los afloramientos más accesibles, como en la hacienda Miraflores y en la vereda El Almorzadero.

8. Génesis

La textura porfídica propia de las rocas de la Cuarzolatita de Teruel indica una cristalización cercana a la superficie, en un ambiente hipoabisal.

De acuerdo con los resultados químicos obtenidos en rocas y en circones, corresponde a un granito de tipo I (cordillerano), de la serie calcoalcalina alta en K, formado en un ambiente de arco magmático de margen continental que, por correlación con otros plutones, cristalizó a partir del evento magmático jurásico de 168 a 172 Ma, que corresponde a los plutones más jóvenes y orientales del valle superior del Magdalena.

9. Recursos minerales

A pesar de la presencia de pirita diseminada en algunos sectores, no se cuenta con datos de exploraciones que indiquen mineralizaciones y anomalías de interés. Sin embargo, son frecuentes los enjambres de diques con desarrollo de alteración hidrotermal y mineralización de polisulfuros, que deberían ser prospectados.

10. Marco geológico regional

En Colombia, el magmatismo jurásico está representado por varios cuerpos plutónicos y unidades volcánicas que afloran desde el norte en la península de la Guajira hasta la frontera con Ecuador, en el sur del país.

El área donde aflora la Cuarzolatita de Teruel se localiza en el valle superior del río Magdalena. En esa zona hay variedad de cuerpos intrusivos de edad Jurásica, que están limitados al occidente por el flanco oriental de la cordillera Central, y al oriente por el flanco occidental de la cordillera Oriental, en los departamentos de Tolima y Huila.

La presencia de estos cuerpos se da en zona de convergencia de los terrenos geológicos Chibcha y Tahamí, que fueron nombrados por Restrepo y Toussaint (1988), cuyo límite, en el norte, sería la falla Otú-Pericos-Palestina, y en el sur, la falla de Chusma.

El terreno Chibcha representa el basamento precámbrico correlacionado con la orogenia Nickeriense. Está representando por el Grupo Garzón, Migmatitas de Las Minas y neises de Guapotón y Mancagua, unidades sedimentarias paleozoicas como las calizas de Granadillo, la Formación El Hígado, Paleozoico de La Jagua, y calizas y arenitas de La Batalla, que suprayacen el basamento cristalino precámbrico. Todas estas unidades se localizan al oriente de la falla de Chusma.

El terreno Tahamí, por su parte, aflora al oeste de la falla de Chusma, que representa el basamento permotriásico de la cordillera Central. Comprende metasedimentos, neises, granulitas, metabásitas y migmatitas que conforman el complejo Cajamarca.

La configuración de stocks y cuerpos plutónicos intruidos en una componente volcánica representada por la Formación Saldaña al este de la cordillera Central. Son evidencia de la existencia de un arco volcánico relacionado con una zona de subducción (Butler, 1983, en Morales *et al.*, 1998).

Referencias

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*(5), 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Ferreira, P., Núñez, A. y Rodríguez, M. (2002). *Mapa geológico de la plancha 323 Neiva. Escala 1:100.000*. Bogotá: Ingeominas.

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/9780813774022

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, *99*(3), 440-442. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2

Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.° 4. Berkeley Geochronology Center.

Maniar, P. y Piccoli, P. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, *101*(5), 635-643. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2

Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, *37*(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Morales, C., Velandia, F., Núñez, A. y Caicedo, J. (1998). *Mapa geológico de la plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Nardi, L., Formoso, M., Müller, I., Fontana, E., Jarvis, K. y Lamarão, C. (2013). Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, *335*, 1-7. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.043

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Restrepo, J. y Toussaint, J. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, *11*(3), 189-193. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1988/v11i3/006

Rodríguez, G. y Fuquen, J. (1989). *Geología y prospección geoquímica de la plancha 302-Aipe (Huila)*. Informe 2023. Ingeominas.

Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2018). Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 10-30. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.012

Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: Evaluation, presentation and interpretation*. Longman.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Streckeisen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. *Geology*, 7(7), 331-335. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<331:-CANOVR>2.0.CO;2

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

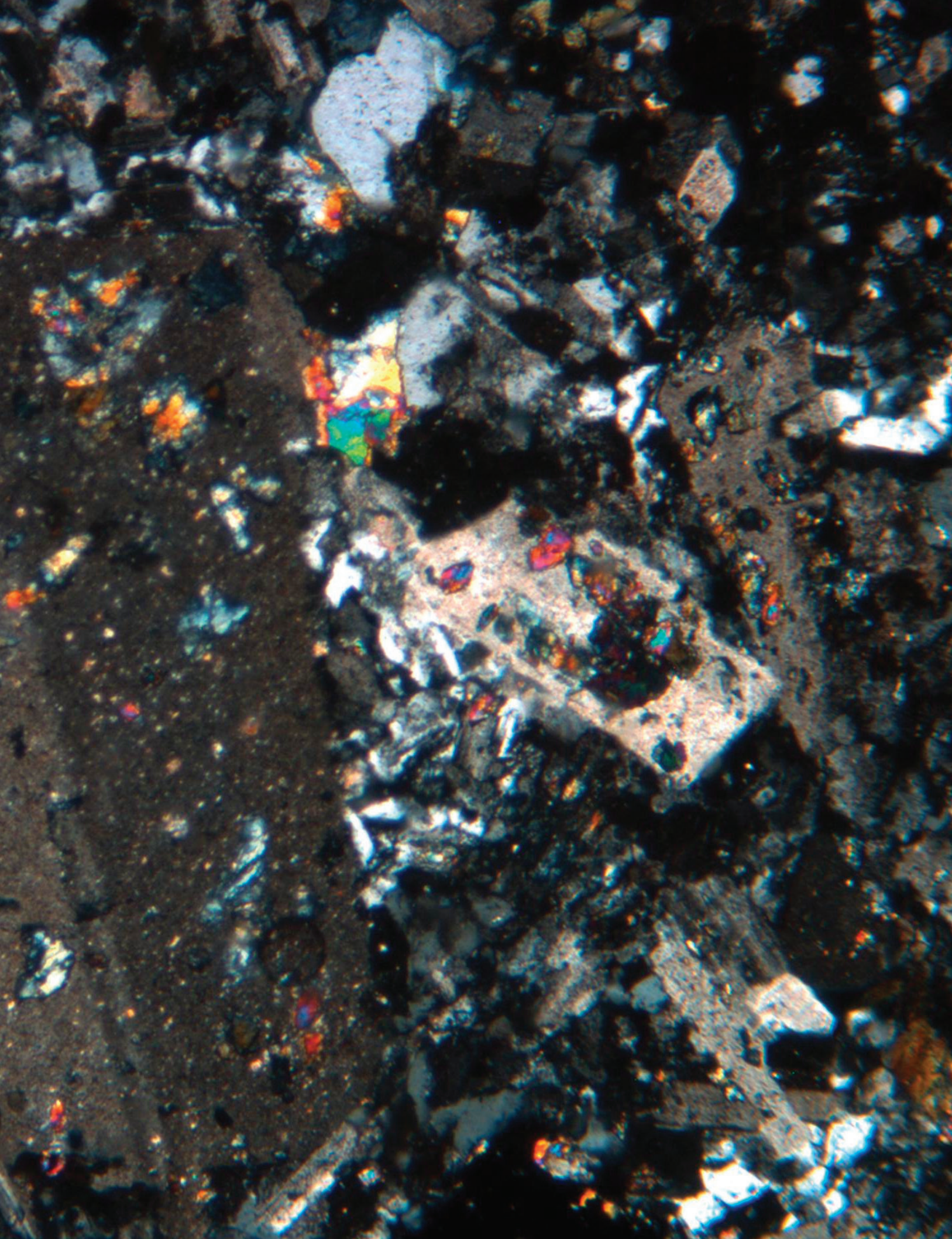
Velandia, F. (2001). *Fallas transversales de basamento en el departamento del Huila, valle superior del Magdalena, Colombia*. XI Congreso Latinoamericano de Geología. Montevideo, Uruguay.

Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Chapman & Hall. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4

Winchester, J. y Floyd, P. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Fenocristal de plagioclasa con alteración a epidota, muestra IGM-900713, Cuarzolatita de Teruel




Huila

Monzogranito de Algeciras

Cordillera Oriental
Departamento del Huila

Gabriel Rodríguez, Gilberto Zapata,
María Isabel Arango y José Gilberto Bermúdez

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Rodríguez, G., Zapata, G., Arango, M. I. y Bermúdez, J. G. (2022). Monzogranito de Algeciras. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.10

Este catálogo es resultado del proyecto "Magmatismo Jurásico de Colombia", que tiene por objeto mejorar la información geológica básica y el conocimiento sobre los eventos magmáticos jurásicos en el territorio nacional. Por tanto, desde 2014, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha adelantado este proyecto dentro del cual se han desarrollado actividades de compilación, control de campo, muestreo para petrografía, química mineral, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb en circón. Para esto, se ha recurrido a la información tanto de las muestras aquí recolectadas como de los estudios anteriores y datos del SGC y de otros investigadores, ya publicados.

El Monzogranito de Algeciras es un batolito que aflora en el flanco occidental de la cordillera Oriental de Colombia y en el Valle Superior del Magdalena. El catálogo integra datos de campo y petrográficos de trabajos anteriores, y presenta nueva información petrográfica, litogeoquímica y geocronológica U-Pb para mejorar el conocimiento de este cuerpo intrusivo y del magmatismo de arco que ocurrió durante el Jurásico inferior y el Jurásico medio en este sector del Valle Superior del Magdalena.

1. Proponente del nombre

Paulina Ferreira, Alberto Núñez y Miguel Rodríguez, en Geología de la plancha 323 Neiva (1998).

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

El Monzogranito de Algeciras toma su nombre del municipio de Algeciras, cuya cabecera municipal se localiza en la margen oriental del cuerpo. Aflora en las planchas 323 Neiva, 324 Tello, 345 Campoalegre y 367 Gigante, todas a escala 1:100.000 (figura 1). Se encuentra entre el flanco oeste de la cordillera Oriental, en la cuenca de Neiva, y al oriente está limitado por la falla de Algeciras. Se extiende por el norte desde el río Venados, en la plancha 324 Tello, hasta la quebrada Guandinosa, en la plancha 367 Gigante.

La composición petrográfica predominante es monzogranito con variaciones a granodioritas, granitos y cuarzomonzonitas. Es un cuerpo intrusivo que se extiende por 111 km de largo y 13 km como máxima amplitud, para conformar una geometría alargada en dirección NNE (Marquínez y Velandia, 2001), con un área aproximada de 470 km^2 (figura 1).

3. Reseña histórica

El nombre inicialmente propuesto para el Monzogranito de Algeciras fue *plutón de Hobo-Algeciras* (Radelli, 1962), ya que fue clasificado como un cuerpo ígneo porfiroide. Los trabajos posteriores de cartografía regional realizados por el Ingeominas permitieron reconocer un cuerpo de dimensión batolítica que aflora a lo largo del flanco occidental de la cordillera Oriental, en el departamento del Huila. A este intrusivo, Morales *et al.* (1998), en la memoria de la plancha 345 Campoalegre, y Ferreira *et al.* (1998), en la memoria de la plancha 323 Neiva, propusieron denominarlo *Monzogranito de Algeciras*. También fue llamado *batolito de Algeciras* por Velandia *et al.* (1999). Ingeominas y Geoestudios (2000), en la plancha 367 Gigante, propusieron el nombre de *granito de Algeciras*.

Se denomina finalmente *Monzogranito de Algeciras*, teniendo en cuenta que la mayoría de rocas del cuerpo hacen parte de los monzogranitos en el triángulo de Streckeisen (1974); además, se conserva el nombre del sitio geográfico de la descripción original, conforme a las sugerencias de la International Subcommissionon Stratigraphic Classification (ISSC) (1987 y 1994).

4. Descripción geológica

El Monzogranito de Algeciras corresponde a un cuerpo litológicamente homogéneo con variaciones composicionales menores. Generalmente se encuentra meteorizado y desarrolla un saprolito arcillo-arenoso profundo de color blanco crema. Está constituido por granitoides faneríticos de grano medio, holocristalinos, en los que predomina la textura granular e inequigranular bimodal, de color gris con tonalidades rosadas. Este cuerpo es atravesado por diques aplíticos-riolíticos de color blan-

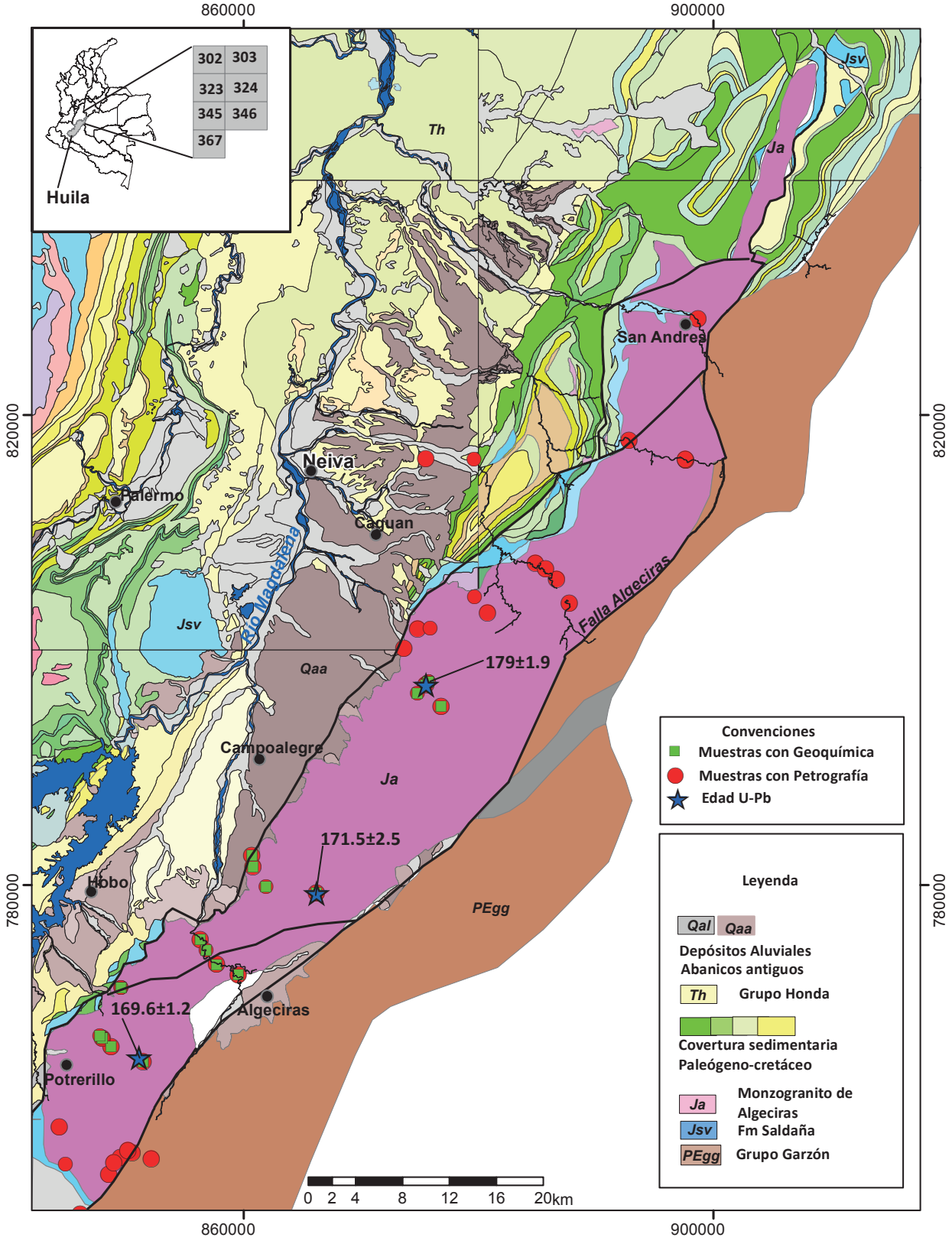


Figura 1. Localización del Monzogranito de Algeciras. Origen de coordenadas: Bogotá
Fuente: cartografía 1:100.000: Plancha 324 (Acosta y Osorno, 1999), Plancha 345 (Caicedo *et al*., 2000) y plancha 367 (Ingeominas y Geoestudios, modificada por Rodríguez *et al*., 2010).

co, diques microdioríticos y andesíticos de colores grises con tonalidades verdes y venas de cuarzo (figura 2). Son frecuentes los enclaves, xenolitos y techos colgantes de rocas granulíticas y neises migmatíticos del grupo Garzón, que sobresalen por estar menos alterados que la roca plutónica.

Monzogranitos, granodioritas, granitos y cuarzomonzonitas

De estos tipos de rocas se analizaron 34 secciones delgadas. El plutón está constituido principalmente por monzogranitos que pueden variar a granitos de feldespato alcalino, granodioritas y cuarzomonzonitas. En general, las rocas son faneríticas de grano medio y texturas alotriomorfas a subidiomorfas inequigranulares, de colores blanco moteadas de negro, blanco y rosadas moteadas de negro (figura 3).

Los monzogranitos están constituidos predominantemente por cuarzo (19,7 a 30,8%), plagioclasa (24,7 a 37,8%), feldespato potásico (25,8 a 45,6%), biotita (0,6 a 6,8%) y hornblenda (hasta 12%). Como minerales accesorios se presentan opacos, circón, apatito, titanita, y en algunas rocas, clinopiroxeno y allanita. Las cuarzomonzonitas presentan valores menores al 20% de cuarzo. Los contenidos de plagioclasa y ortoclasa son similares a los de los monzogranitos y tienen los mismos minerales característicos y accesorios. De manera similar, las granodioritas tienen menores contenidos de feldespato alcalino (10 a 18%) (figura 4 y tabla 1). Los productos de alteración más frecuentes son sericita, clorita y epidota.

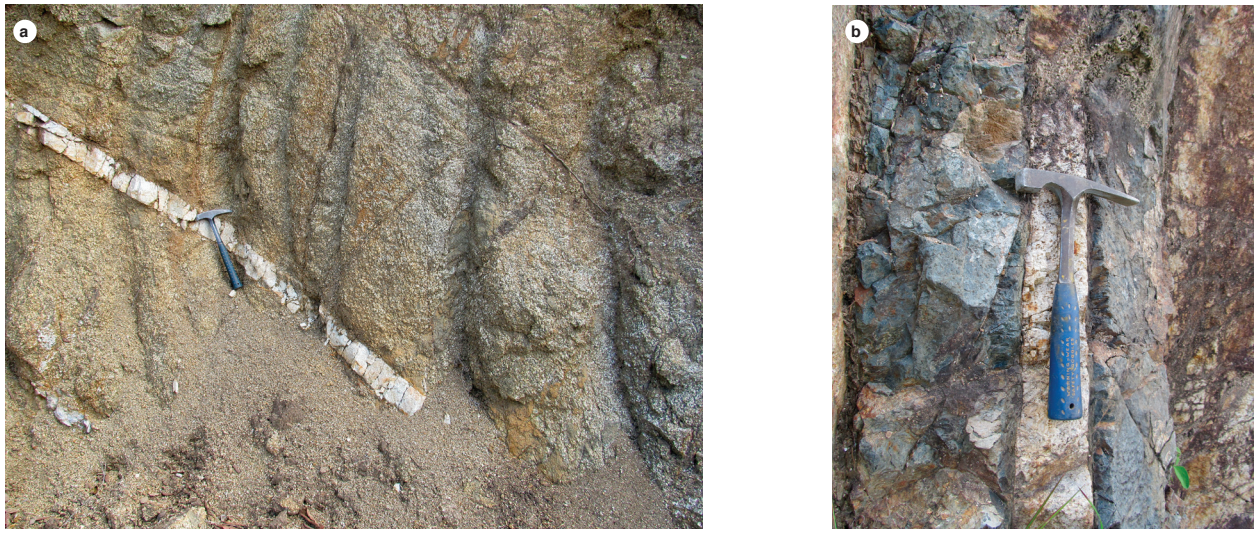


Figura 2. Diques intruyendo rocas del Monzogranito de Algeciras
a) Dique de riolita. b) Dique de microdiorita.

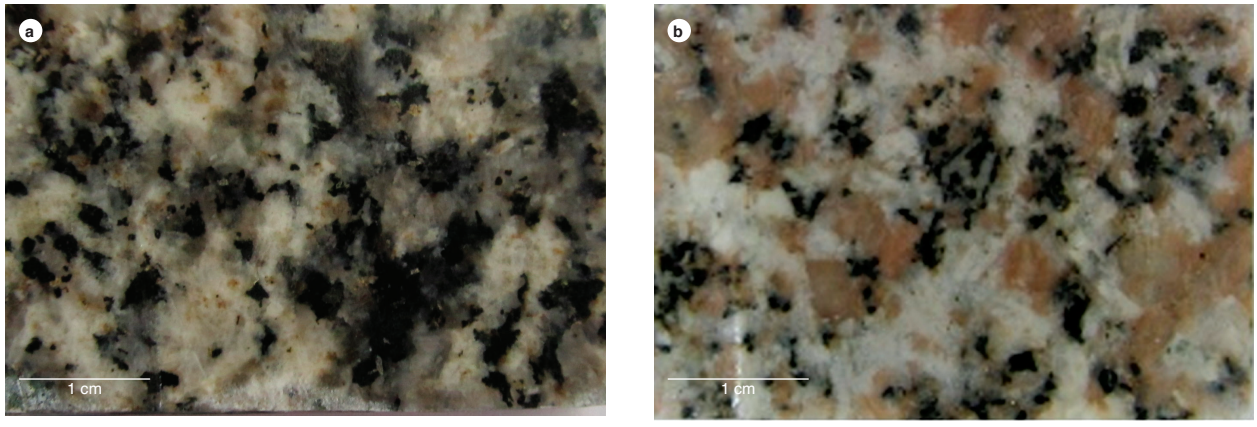


Figura 3. Aspecto macroscópico de las rocas del Monzogranito de Algeciras

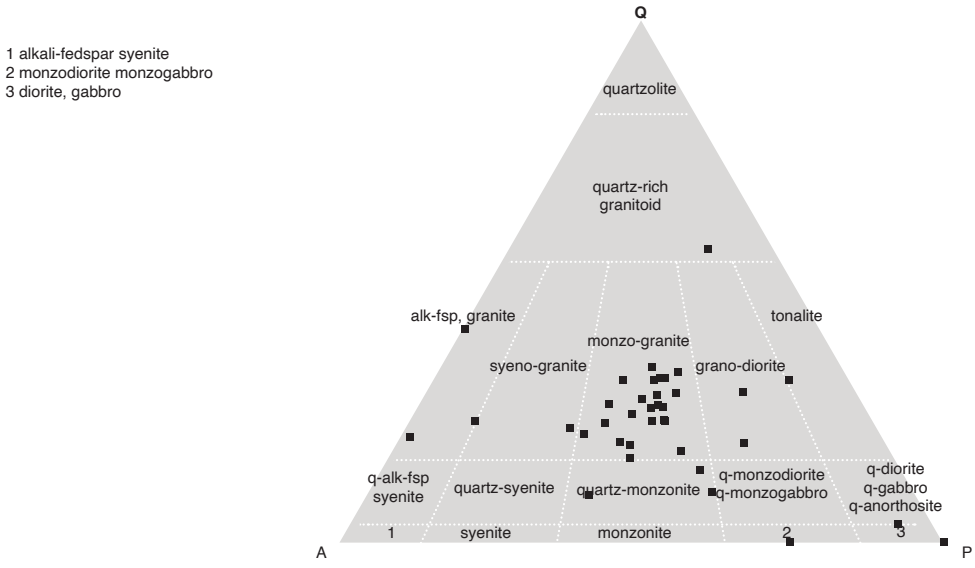


Figura 4. Clasificación modal de rocas del Monzogranito de Algeciras
Fuente: este trabajo y Streckeisen (1974).

Tabla 1. Composición modal del Monzogranito de Algeciras

IGM	X (E)	Y (N)	Qz	Pl	Kfs	Cpx	Hbl	Bt	Op	Ap	Zrn	Ttn	Ep	Otros	Clasificación
900699	876809	795215	13,0	50,3	32,0		0,5	1,7	1,5		Tr	1,0			Cuarzomonzodiorita
162429	874840	801800	17,8	34,8	41,2	2,8	0,8	1,8	0,2	0,3	0,1	0,2			Cuarzomonzonita
162444	880800	803160	15,1	41,5	30,0	1,4	2,5	4,8							Cuarzomonzonita
900703	875526	797035	7,0	43,0	25,3		15,2	6,3	1,9			1,3			Cuarzomonzonita
900704	848727	766206	17,8	36,9	40,7		0,1	2,0	1,9			0,6			Cuarzomonzonita
900706	847983	766926	8,0	32,6	47,6		8,0	1,7	1,6		Tr	0,5			Cuarzomonzonita
900697	851450	764930	18,8	56,5	23,2			1,5	TR	TR	TR	TR			Cuazomonzodiorita
706085	850534	757226	0,1	65,0	0,0		30,0	5,0	TR			TR			Diorita
706099	846094	751940	23,0	35,0	30,0			8,0	2,0	TR	TR	2,0	TR		Granito
706111	844340	759367	25,0	38,0	35,0			0,5	1,5	TR	TR		TR	TR	Granito
50001467	898709	828194	28,8	35,8	24,7		2,8		0,8	0,3	0,1	2,0	0,3	0,1	Granito
R382	849529	756777	17,0	25,0	40,0		10,9	5,0	0,1		TR	2,0	TR		Granito
162428	873660	800150	38,5	0,6	56,0			1,4	0,7	0,2	0,2		2,6		Granito de Fk
706086	852152	756687	21,0	10,3	60,0		0,5	7,0	0,3	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	Granito de Fk
50001464	897659	816156	19,4	1,8	76,1			0,3	TR				0,3	2,1	Granito de Fk
50001466	875510	816294	27,5	29,3	26,0		5,3	8,8	2,0		0,3		0,8	0,3	Granito de Fk
706084	850139	757375	50,0	30,0	10,0			10,0	TR	TR	TR	TR			Granodiorita
706092	848529	755342	30,0	58,0	10,0			1,0	TR	TR	TR	1,0	TR		Granodiorita
706091	848941	756336	0,0	35,0	12,0		44,0	3,0	1,0	0,1	TR	4,9	TR		Monzodiorita
900691	860716	782496	30,8	37,8	30,1			0,6	0,1		TR			0,6	Monzogranito
900692	860824	781564	30,6	36,3	31,9			1,2	TR	TR	TR	TR			Monzogranito
900694	866205	779303	25,0	36,6	26,7		4,7	4,7	1,7	TR	TR	0,6			Monzogranito
900708	856324	775325	20,0	28,6	39,0	0,4	3,6	4,4	1,8	TR	TR	2,2			Monzogranito
900709	859538	772323	29,4	29,4	35,0	2,6		2,8	0,2	TR		0,6			Monzogranito
900711	857715	773237	21,5	29,7	25,8		6,5	6,0	1,2		1,0	4,0	3,5	0,8	Monzogranito
50001456	884836	807406	19,7	26,7	26,4	0,3	5,6	6,8	1,3	0,3	0,3	0,8		11,2	Monzogranito
50001458	886640	806026	23,5	27,9	37,7		3,8	4,6	1,1	0,8		0,6			Monzogranito
50001459	885707	806901	26,6	31,8	26,7		6,3	4,2	2,2			2,2			Monzogranito
50001460	887751	803957	19,7	24,7	45,6		1,8	5,0	0,9	0,3	TR	1,8	TR	0,3	Monzogranito
50001465	897588	816244	21,5	33,9	28,0		12,8	0,3	2,5	0,8	0,3				Monzogranito
50001471	892795	817836	12,4	30,3	33,2	2,2	11,3	6,0	1,6	TR	0,3	1,9		0,8	Monzonita

TR: contenido inferior a 0,1% del mineral. Abreviatura de los minerales según Whitney y Evans (2010).

La plagioclasa varía principalmente entre oligoclasa y andesina (An_{28} a An_{35}), en cristales incoloros a levemente empolvados, de formas tabulares cortas, subhedrales a euhedrales, inequigranulares, con tamaño entre 0,25 y 4 mm, y relieve mayor al bálsamo. Se encuentran maclas de albita, albita-Carlsbad y periclina. Algunos cristales presentan zonación normal, con el núcleo más cálcico que los bordes de los cristales. La plagioclasa se encuentra parcialmente alterada a sericita, saussurita y epidota. En algunos bordes, en el contacto con el feldespato potásico, desarrolla mirmequitas. Presenta inclusiones de biotita, cuarzo, hornblenda, opacos y apatito (figura 5).

El feldespato potásico es microclina, incolora a levemente empolvada por alteración a minerales de arcilla. En algunas rocas se encuentran cristales prismáticos alargados, anhedrales a subhedrales, de hasta 10 mm, pero en promedio, de 1 a 2 mm. Pueden presentar inclusiones poiquilíticas de plagioclasa y cuarzo a manera de gotas. El relieve del feldespato potásico se observa bajo (n < b), con bordes irregulares a rectilíneos y color de interferencia gris de primer orden. Presenta desmezclas pertíticas en forma de parches y filoncillos. Pueden o no presentar maclas de Carlsbad y microclina.

El cuarzo se presenta en cristales incoloros, anhedrales, granulares, con tamaños menores de 1 mm. Los contactos entre cristales son irregulares, el relieve, moderadamente mayor al del bálsamo (n > b) y color de interferencia blanco del primer orden. El cuarzo se

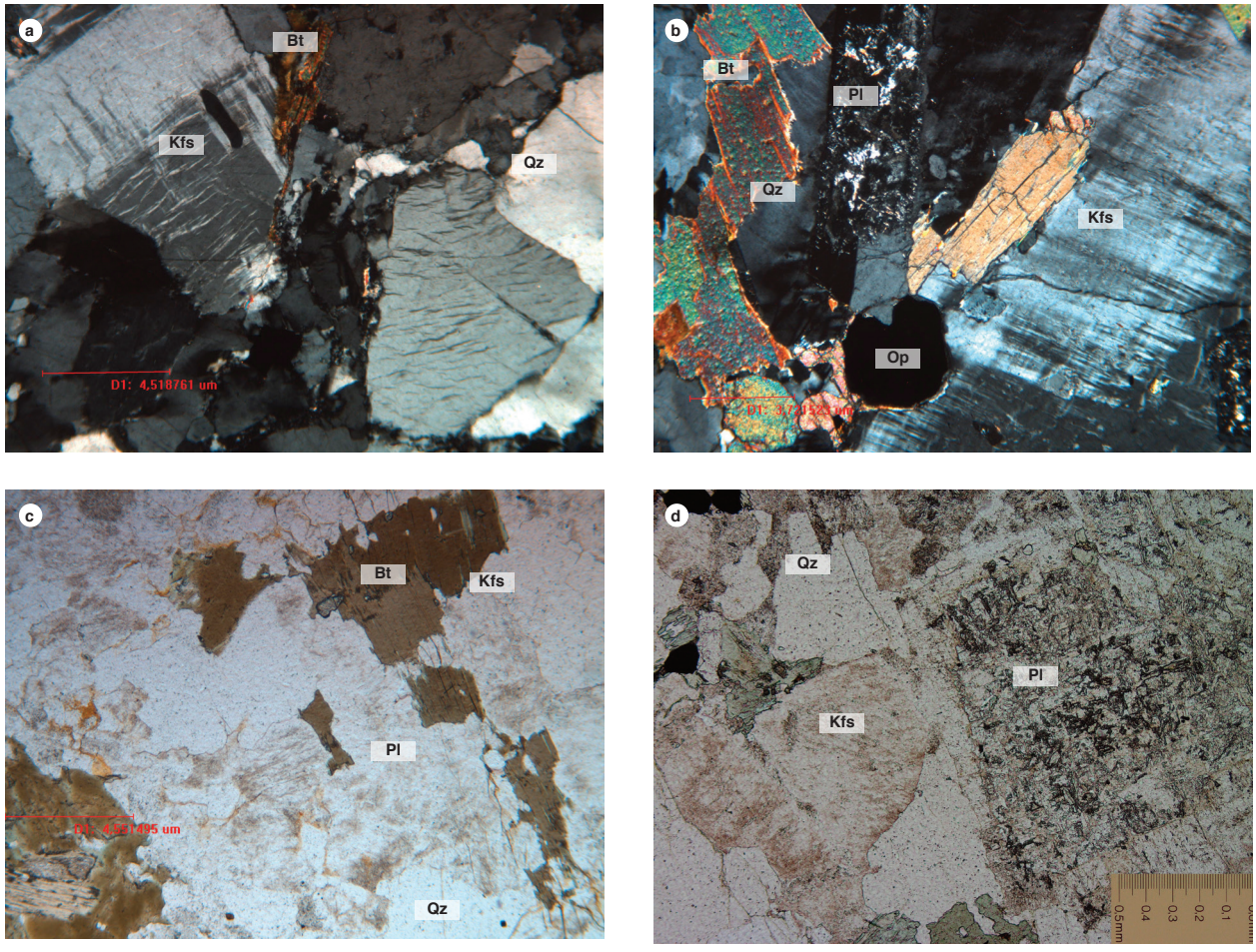


Figura 5. Aspecto microscópico del Monzogranito de Algeciras
a) IGM-900693, monzogranito. Cristales anhedrales inequigranulares de feldespato pertítico (Kfs), junto a cuarzo (Qz) y biotita (Bt) de menor tamaño. b) IGM-900694, monzogranito. Cristales inequigranulares de feldespato alcalino (Kfs) con macla de microclina, plagioclasa (Pl) cuarzo, (Qz) biotita (Bt), hornblenda (Hbl) y opacos (Op). c) IGM 900704, cuarzomonzonita. Textura hipidiomorfa inequigranular, roca conformada por feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), biotita, titanita y opaco. d) IGM-900708, monzogranito. Feldespato potásico (Kfs) exhibiendo texturas pertíticas; plagioclasa (Pl) zonada alterándose a sericita; cuarzo (Qz) limpio.

encuentra formando agrupaciones de cristales policristalinos con extinción ondulatoria. Tiene inclusiones de polvo, opacos, feldespato alcalino y circón.

La biotita se encuentra en láminas anhedrales a subhedrales levemente dobladas, inequigranulares, de tamaño menor a 1,2 mm, de color pardo verdoso con pleocroísmo pardo, relieve moderado (n > b), exfoliación en una dirección y bordes fibrosos irregulares. La biotita está parcialmente alterada a clorita y epidota, presenta inclusiones de cuarzo, apatito, titanita, circón y opacos. Se observa color de interferencia del segundo orden, con extinción paralela incompleta.

La hornblenda aparece en cristales anhedrales a subhedrales, inequigranulares. Es de color verde, con pleocroísmo pardo verdoso. Puede tener maclas dobles y polisintéticas, relieve alto, color de interferencia amarillo a rojo del primer orden, ángulo de extinción 13° a 15°. La hornblenda muestra inclusiones de opacos, cuarzo, biotita y titanita. Se observa parcialmente alterada a clorita y epidota. Algunos cristales muestran uralitización definida por hábito fibroso. Este mineral no está presente en todas las rocas.

Los minerales opacos se encuentran como cristales individuales diseminados, o en agregados asociados a titanita y apatito, como inclusión o bordeando titanita, hornblenda, biotita y clorita. A veces se encuentra formando textura coronítica. Forman cristales anhedrales a subhedrales inequigranulares con tamaños que van desde polvo hasta 0,5 mm.

La titanita es de color pardo claro, de aspecto terroso, en forma de cristales rómbicos anhedrales a euhedrales, inequigranulares, con tamaño menor de 0,5 mm. Su relieve es muy alto, con exfoliación en una dirección, birrefringencia del tercer orden y ensombrecida por el color del mineral, con extinción paralela incompleta. La titanita se encuentra asociada con biotita y con minerales opacos. Los agregados cristalinos de menor tamaño rodean los opacos formando una textura coronítica incipiente.

El circón es incoloro, con relieve muy alto, de hábito prismático, birrefringencia alta del tercer orden y tamaño menor de 0,04 mm. Se encuentra como inclusión en biotita y titanita, con halo pleocroico.

El apatito se presenta en cristales individuales, incoloros, euhedrales, con relieve alto, birrefringencia gris del primer orden y extinción paralela. Aparece como inclusiones en plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico.

La epidota se encuentra como cristales de color pardo claro, con pleocroísmo débil y agregados finocristalinos de aspecto terroso. Se observa como cristales anhedrales, con colores de interferencia de segundo al tercer orden. Aparece como alteración de plagioclasa o en venas asociada a carbonatos.

Rocas de dique

Los diques que atraviesan el Monzogranito de Algeciras se clasifican petrográficamente como andesitas, dacitas, riolitas, microdioritas, microcuarzodioritas y monzogranitos aplíticos (tabla 2). Predominan las andesitas, dacitas y riolitas con texturas porfídicas y matriz microcristalina, al igual que las microdioritas y cuarzodioritas con texturas hipidiomorfas intergranulares a ofíticas. Igualmente se encuentran monzogranitos con texturas aplíticas finas.

Tabla 2. Clasificación petrográfica de rocas de dique que atraviesan el Monzogranito de Algeciras

IGM	X (E)	Y (N)	Qz	Pl	Kfs	Cpx	Hbl	Bt	Op	Ap	Zr	Ttn	Ep	Matriz	Otros	Clasificación
900707	847983	766926		13,0			13,0					Tr		73,8	1,2	Andesita porfídica
162430	875880	801870	5,0	60,0	19,0	3,0			5,0		1,0		1,0		4,5	Andesita
900710	856797	774472	2,0	51,0				34,0	6,0	2,0	1,0	3,0	1,0		1,0	Andesita
162445	879640	804520	1,0	86,0			7,0		2,0	TR	TR		3,0			Dacita
50001436	879635	816202	4,6	1,1		2,0	TR		TR	TR			TR	75,6	12,5	Dacita
900702	875740	797262	2,0	73,0	1,0		17,0	3,0	3,0	TR	TR	2,0				Diorita
900701	875740	797262	3,0	40,0			48,0	8,0	0,0			1,0			0,1	Diorita
900695	849565	771232	6,0	7,0	12,0				TR		TR			75,8		Fenorriolita
900696	849565	771232	4,0	65,0				6,0	TR			1,0				Microcuarzodiorita
R482A	844818	756225	8,0	57,0	4,0		29,0		2,0	TR		1,0				Microdiorita
900705	847751	767152	11,0	9,0	8,0			1,0	0,0					72,0		Riolita porfídica
900693	861907	779863	24,3	36,4	39,3			TR	TR		TR	TR				Monzogranito
900700	874791	796309	28,3	51,7	18,5			1,5				TR				Microgabro

Tabla 3. Muestras de xenolitos y cuerpos metamorfos incluidos dentro del Monzogranito de Algeciras

Xenolitos metamorfos																
IGM	X (E)	Y (N)	Qz	Pl	Kfs	Px	Hbl	Bt	Cl	Op	Ap	Zrn	Tnt	Ep	Ru	Clasificación
50001470	896644	811890	45,4		49,4		1,3	2,6	1,0	0,2		0,1				Granofels de Qz, Kfs, Bt
50001469	896644	811890	33,0		64,8	TR	1,3	0,3	0,3	0,3	0,2			TR	TR	Granulita
162428	873660	800150	23,0	8	69,0			TR		TR		TR				Granofels de Kfs, Qz, Pl,
162449	876700	804440	43,0	37,0	20,0			0,2				TR				Granofels de Qz, Pl, Kfs
50001437	896137	810908	5,0	49,6	5,9	38,0				1,8	TR	TR	TR	0,2		Granofels de Pl, Cpx

Xenolitos

Corresponden a bloques metamorfos embebidos dentro de la roca granitoide del Monzogranito de Algeciras. Se presentan como cuerpos medianos (<1 km^2) y techos colgantes de rocas metamorfas del grupo Garzón. Aparecen dispersos dentro del plutón o hacia los bordes de contacto, tanto en la margen occidental como en la oriental del intrusivo.

Los xenolitos se clasificaron como granofels cuarzo feldespático, granofels de Pl-Cpx y granulita (tabla 3). En general, las rocas tienen textura granoblástica y son comunes los intercrecimientos simplectíticos mirmequíticos y las desmezclas pertíticas de tipo *string, stringlet* y *boat*. Algunos xenolitos muestran efectos de metamorfismo térmico con recristalización parcial de los minerales a mosaicos microcristalinos granulares.

4.1. Litogeoquímica

La caracterización litogeoquímica del Monzogranito de Algeciras se realizó a partir de once análisis en rocas de la litología predominante del batolito y en nueve muestras de diques que atraviesan los granitoides, incluido el análisis petrográfico. Los análisis químicos se hicieron en el Laboratorio del Servicio Geológico Colombiano, sede Bogotá. Con los óxidos mayores se utilizó el método de fluorescencia de rayos X, y con elementos traza y tierras raras se utilizó el equipo de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) y fluorescencia de rayos X. Para la interpretación de los óxidos mayores se hizo el recálculo, teniendo en cuenta los valores de LOI (perdidas por ignición). Los resultados de óxidos mayores se muestran en la tabla 4.

Óxidos mayores

Los valores de SiO_2 en rocas granitoides del Monzogranito de Algeciras varían entre 65,13 y 79,3%. Los valores de Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, MnO, P_2O_5 y CaO disminuyen con el aumento de SiO_2. El Na_2O y K_2O son relativamente constantes con el aumento de SiO_2, y el TiO_2 es menor de 0,6% en todas las rocas. Los contenidos de Al_2O_3 están entre 12,37 y 15,73%, y el MgO es menor del 1,5%. Presentan un alto contenido de álcalis ($Na_2O + K_2O > 7\%$), altas razones de $K_2O/Na_2O > 1$, bajo TiO_2 (<0,5%).

En las rocas de dique, el contenido de SiO_2 varía entre 49,5 y 79,3%. Los diques basálticos, andesíticos y microdioríticos presentan valores entre 49,5 y 54,01%, mientras que los diques de riolita y granito aplítico están entre 77,4 y 79,3%. Los diques se agrupan en dos poblaciones: a) un primer grupo, con contenidos de SiO_2 entre 48,6 y 54,01%, que corresponden a andesitas, basaltos, microdioritas y microgabros, y b) un segundo grupo con contenidos de SiO_2 entre 77,4 y 79,3%, que corresponden a riolitas y monzogranitos aplíticos. Los valores de Al_2O_3 en diques más básicos varía entre 12,1 y 17,1%; en los diques riolíticos y aplíticos varía entre 11,9 y 12,6%. Los contenidos de Fe_2O_3, MgO, CaO, TiO_2, MnO y P_2O_5 son mayores en los diques básicos a intermedios que en los ácidos riolíticos (tabla 4). Los valores de Na_2O son similares en todos los diques (entre 2,7 y 3,9%), mientras el K_2O es mayor en los diques ácidos que presentan valores entre 4,3 y 5,1% (tabla 4), con valores de álcalis (Na_2O+K_2O) en estos últimos del orden de 7,9 a 8,3%, mientras que en los básicos a intermedios el valor de álcalis varía entre 3,4 y 6,5%. La muestra 900702 presenta un valor de álcalis de 8,3% para un contenido de SiO_2 de 57,05%, anómalo con respecto de las demás muestras.

En el diagrama K_2O, contrastado con SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976), correspondiente a rocas granitoides del Monzogranito de Algeciras, las muestras quedan clasificadas en las series calcoalcalinas altas en K; dos de ellas alcanzan el campo de las series shoshoníticas (900699 y 900703), que corresponden a las rocas con menores contenidos de SiO_2 (65,82 a 66,44%), pero se ubican cerca del límite con la serie calcoalcalina alta en K (figura 6a). Las rocas más ricas en SiO_2 muestran un leve em-

pobrecimiento de K_2O (IGM-900704, IGM-900692 y IGM-900697), con valores entre 4,18 y 4,30%, mientras el contenido más alto en las once muestras es de 4,59%, un cambio que no es notable, y hay un contenido de K_2O similar en todas ellas.

Respecto a los diques, la mayoría de las muestras se localizan en la serie calcoalcalina alta en K, en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (figura 6b). Únicamente la muestra IGM-900702 grafica en el campo de la serie shoshonítica, roca clasificada como diorita. Se corrobora, entonces, que los diques se agrupan en dos poblaciones: aquellos que tienen contenidos de SiO_2 entre 49 y 63%, que corresponden a andesitas, dacitas, microdioritas y microgabros, y los que tienen contenidos de SiO_2 entre 77 y 79%, que corresponden a riolitas y monzogranitos aplíticos. La muestra 900702 se aparta de ambas poblaciones y se clasifica en el campo de las rocas shoshoníticas.

En el diagrama TAS de Middlemost (1994) (figura 7a), las rocas del Monzogranito de Algeciras se localizan en facies ácidas, en el campo de los granitos.

Para los diques se utiliza el diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986) (figura 7b). Los diques intermedios a básicos (grupo 1) pertenecen a series subalcalinas y a los campos de los basaltos, andesitas basálticas y andesitas, con aumento del contenido de álcalis a medida que aumenta el contenido de SiO_2. Los diques de riolitas y aplitas graníticas (grupo 2) se agrupan en las series subalcalinas y en el campo de las riolitas.

Las rocas del Monzogranito de Algeciras se distribuyen en los campos metaluminoso y peraluminoso, con valores de A/NK >1, lo que sugiere una posible contaminación del magma con rocas de caja. Las muestras peraluminosas corresponden específicamente a rocas con los valores más altos de SiO_2 > 73,6%, lo cual puede deberse a una probable contaminación ocasionada por el gran número de xenolitos, techos colgantes y cuerpos menores de rocas metamorfas incluidos dentro del plutón, o bien a un mayor grado de diferenciación magmática. Las rocas con contenidos de SiO_2 < 73,6% se encuentran en el campo metaluminoso (figura 8a).

Tabla 4. Composición de óxidos mayores en rocas granitoides y diques del Monzogranito de Algeciras

IGM	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	LOI
Rocas granitoides											
900691	78,030	12,370	0,540	< 0,10	0,466	3,629	4,497	0,045	<0,024	0,000	0,310
900692	74,710	13,250	1,640	0,433	1,475	3,518	4,263	0,230	0,066	0,000	0,300
900694	67,330	14,720	4,070	1,583	3,195	3,131	4,395	0,526	0,186	0,070	0,620
900697	73,600	14,040	1,670	0,632	0,310	3,863	4,242	0,256	0,090	0,040	1,170
900699	65,130	15,730	4,120	1,341	3,651	3,653	4,431	0,520	0,187	0,070	0,900
900703	66,070	15,510	4,090	1,481	3,426	3,396	4,544	0,545	0,186	0,070	0,430
900704	75,040	13,030	1,540	0,400	1,362	3,507	4,153	0,217	0,060	0,000	0,570
900706	69,510	14,460	3,120	1,087	2,594	3,460	4,379	0,416	0,139	0,050	0,580
900708	67,590	14,540	3,670	1,368	3,124	3,338	4,330	0,468	0,167	0,050	1,160
900709	69,250	14,200	3,560	1,189	2,585	3,276	4,562	0,471	0,164	0,070	0,510
900711	68,160	14,330	3,810	1,358	2,969	3,306	4,254	0,501	0,169	0,060	0,890
Rocas de dique											
900693	77,380	12,580	0,490	< 0,10	1,169	2,773	5,107	0,052	<0,024	0,000	0,290
900695	79,250	11,900	< 0,10	< 0,10	< ,10	3,873	4,297	0,074	<0,024	0,000	0,420
900696	54,010	16,360	9,290	4,151	6,121	3,254	1,997	1,132	0,356	0,190	2,890
900700	48,640	12,140	11,450	11,210	9,078	1,691	1,664	1,146	0,310	0,200	2,230
900702	57,050	17,080	7,150	2,415	5,559	3,805	4,412	0,755	0,473	0,130	0,830
900707	52,070	15,720	8,590	6,766	7,112	3,401	1,610	1,054	0,446	0,170	2,760
900705	78,040	12,020	0,670	< 0,10	0,507	3,486	4,689	0,094	<0,024	0,000	0,370
900710	49,510	14,680	12,670	6,515	4,669	2,742	4,206	1,573	0,771	0,150	2,120
900701	50,860	16,440	10,680	5,086	8,626	2,750	1,621	1,520	0,425	0,160	1,550

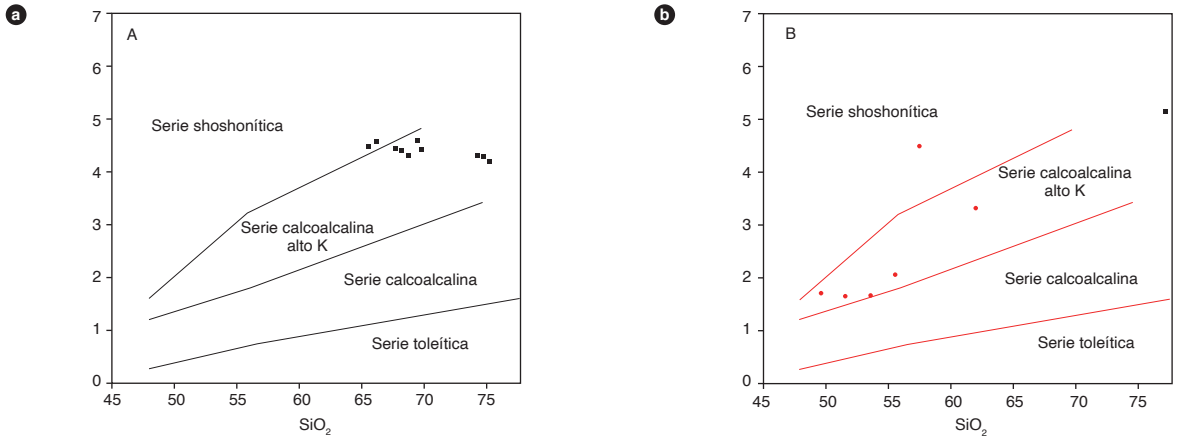


Figura 6. Diagrama K_2O contrastado con SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976)
a) Granitoides del Monzogranito de Algeciras. b) Rocas de dique que atraviesan el Monzogranito de Algeciras. En rojo, diques básicos a intermedios, de composición andesítico-basáltica; en negro, diques riolíticos y graníticos aplíticos.

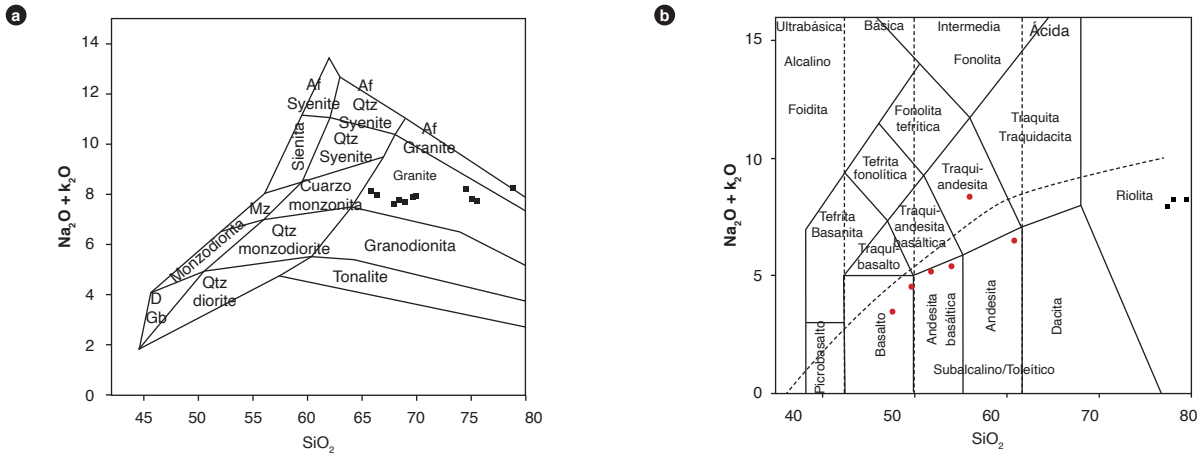


Figura 7. Diagramas de clasificación química de rocas del Monzogranito de Algeciras
a) Diagrama de Middlemost (1985) correspondiente a rocas granitoides del Monzogranito de Algeciras. b) Rocas de dique que atraviesan el Monzogranito de Algeciras. En rojo, diques básicos a intermedios, de composición andesítico-basáltica; en negro, diques riolíticos y graníticos aplíticos.

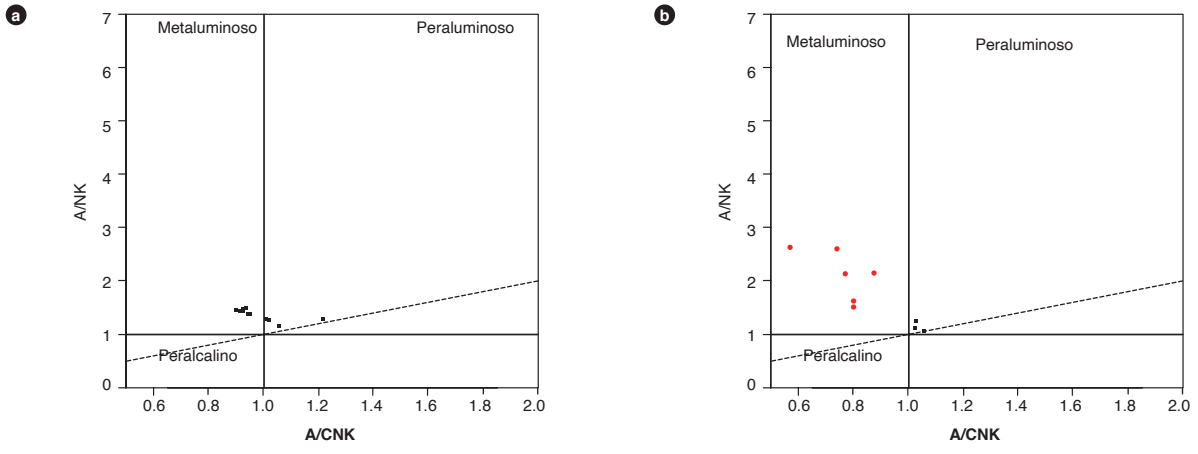


Figura 8. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943)
a) Rocas granitoides del Monzogranito de Algeciras. b) Rocas de dique que atraviesan el Monzogranito de Algeciras. En rojo, diques básicos a intermedios, de composición andesítico-basáltica; en negro, diques riolíticos y graníticos aplíticos.

Los diques basálticos, andesíticos, microgabroicos y dioríticos (grupo 1) se encuentran en el campo metaluminoso, con valores de A/NK ≤ 1,5 y valores de A/CNK < 1, mientras que los diques riolíticos y graníticos aplíticos (grupo 2) son peraluminosos, con valores de A/NK > 1 y valores de A/CNK > 1. Es importante resaltar que estos diques presentan valores altos de SiO_2: entre 77,4 y 79,3% (figura 8b).

Elementos traza y tierras raras

En la tabla 15 se presentan los resultados de los análisis químicos de elementos traza y tierras raras correspondientes a las rocas del Monzogranito de Algeciras y los diques que atraviesan el plutón.

El diagrama de elementos de las tierras raras (REE) normalizado a condrito, según los valores de Nakamura (1974), muestra en las rocas granitoides del Monzogranito de Algeciras un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) con un patrón homogéneo, que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE). Las muestras presentan una tendencia paralela entre todas ellas; sin embargo, las muestras con mayores valores de SiO_2 presentan menores enriquecimientos en tierras raras pesadas y livianas con relación al valor del condrito, y se localizan en la parte inferior del diagrama.

Tabla 5. Resultados de elementos traza y tierras raras correspondientes a rocas del Monzogranito de Algeciras y diques que atraviesan el plutón

Muestra	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Cd	In	Cs	Ba
Rocas granitoides																	
900691	1,60	1,17	3,00	<66,00	1,70	4,10	0,92	4,30	7,70	14,00	74,00	66,00	7,20	0,03	0,01	0,23	675,00
900692	6,00	2,70	6,00	<66,00	2,90	7,00	4,30	5,70	25,00	17,00	117,00	238,00	18,00	0,05	0,01	0,45	782,00
900694	11,00	2,90	12,00	73,00	6,00	13,00	9,50	13,00	54,00	17,00	135,00	454,00	26,00	0,06	0,04	0,89	955,00
900697	6,00	1,90	5,00	<66,00	4,10	7,00	3,10	5,60	44,00	14,00	118,00	142,00	12,00	0,03	0,01	0,46	857,00
900699	7,00	3,40	12,00	73,00	5,90	8,40	9,20	7,20	47,00	20,00	121,00	677,00	35,00	0,07	0,05	0,75	1564,00
900703	5,00	2,70	13,00	<66,00	5,70	12,00	9,30	21,00	51,00	19,00	117,00	564,00	35,00	0,07	0,04	0,64	1452,00
900704	4,00	3,50	4,00	<66,00	1,50	9,20	3,30	6,10	25,00	17,00	107,00	243,00	16,00	0,07	0,01	0,28	777,00
900706	4,00	4,30	9,00	<66,00	3,30	11,00	7,40	10,00	38,00	18,00	146,00	414,00	25,00	0,07	0,02	0,64	1002,00
900708	7,00	3,80	13,00	<66,00	6,70	10,00	10,00	23,00	43,00	19,00	145,00	602,00	29,00	0,08	0,03	0,69	999,00
900709	11,00	4,20	13,00	<66,00	4,90	11,00	8,30	20,00	46,00	20,00	203,00	420,00	30,00	0,07	0,03	0,88	1051,00
900711	6,00	3,70	14,00	<66,00	6,00	13,00	9,90	36,00	45,00	19,00	151,00	569,00	33,00	0,07	0,03	0,68	1029,00
Rocas de dique																	
900693	0,70	2,40	1,00	<5,00	34,00	4,30	1,40	10,00	8,70	12,00	133,00	244,00	5,90	0,04	0,00	0,37	576,00
900695	1,10	2,60	2,00	<5,00	25,00	3,80	< 0,50	4,20	8,20	15,00	199,00	48,00	11,00	0,11	0,01	0,38	83,00
900696	15,00	1,70	31,00	16,00	0,00	35,00	25,00	44,00	169,00	20,00	49,00	707,00	27,00	0,33	0,07	0,15	885,00
900700	15,00	1,36	43,00	804,00	0,00	54,00	130,00	19,00	133,00	17,00	79,00	385,00	26,00	0,13	0,08	0,89	413,00
900702	2,50	3,50	13,00	1,40	0,00	20,00	14,00	56,00	86,00	23,00	89,00	821,00	41,00	0,10	0,09	0,30	1679,00
900707	19,00	2,10	34,00	186,00	0,00	40,00	90,00	18,00	97,00	19,00	85,00	831,00	25,00	0,11	0,06	0,21	988,00
900705	1,20	2,90	3,00	<5,00	206,00	8,50	0,72	6,50	15,00	14,00	128,00	135,00	9,00	<0,08	0,02	0,33	429,00
900710	62,00	2,80	30,00	229,00	0,00	37,00	71,00	35,00	140,00	31,00	487,00	1526,00	49,00	0,09	0,03	6,70	895,00
900701	7,00	1,28	40,00	52,00	0,00	39,00	39,00	98,00	116,00	22,00	38,00	736,00	33,00	0,15	0,08	0,27	876,00

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Th	U	Nb
Rocas granitoides																			
900691	12,00	25,00	3,40	13,00	2,70	1,10	1,90	0,31	1,30	0,22	0,65	0,08	0,54	0,08	0,31	12,00	4,00	0,38	7,50
900692	45,00	73,00	7,30	25,00	3,80	1,40	3,40	0,55	2,60	0,55	1,80	0,25	1,70	0,28	0,43	9,30	9,00	1,00	10,60
900694	53,00	108,00	12,00	47,00	7,90	2,40	6,50	1,10	4,80	0,96	3,00	0,40	2,70	0,41	0,41	12,00	10,00	2,20	16,60
900697	37,00	68,00	6,40	22,00	3,40	1,60	3,00	0,46	2,00	0,38	1,30	0,17	1,20	0,19	0,52	3,80	12,00	3,30	8,90
900699	73,00	139,00	16,00	64,00	10,00	3,50	9,00	1,40	6,40	1,20	3,90	0,50	3,30	0,49	0,40	13,00	13,00	2,90	17,80
900703	83,00	146,00	16,00	56,00	9,40	3,10	8,00	1,30	5,90	1,20	3,80	0,49	3,30	0,51	0,36	11,00	11,00	2,30	19,20
900704	38,00	61,00	5,90	20,00	3,10	1,40	2,90	0,44	2,10	0,44	1,60	0,22	1,70	0,27	0,36	9,50	15,00	2,70	12,40
900706	55,00	100,00	11,00	38,00	6,60	2,30	5,70	0,93	4,20	0,81	2,70	0,35	2,40	0,38	0,39	9,20	18,00	4,20	18,30
900708	67,00	114,00	13,00	45,00	7,90	2,40	6,40	1,10	4,80	0,98	3,10	0,41	2,80	0,43	0,44	10,00	22,00	4,50	16,90
900709	67,00	122,00	14,00	48,00	8,20	2,50	6,80	1,10	5,20	1,00	3,40	0,44	3,00	0,47	0,60	9,90	28,00	6,10	18,60
900711	64,00	122,00	15,00	52,00	9,00	2,70	7,20	1,30	5,60	1,10	3,60	0,48	3,30	0,51	0,47	9,50	20,00	4,10	18,50
Rocas de dique																			
900693	7,60	13,00	1,30	5,30	0,94	0,73	0,76	0,14	0,75	0,16	0,53	0,08	0,57	0,10	0,40	10,00	<0,05	8,50	4,50
900695	15,00	29,00	2,80	8,50	1,30	0,27	1,30	0,22	1,10	0,26	1,00	0,19	1,70	0,32	0,81	9,70	<0,05	41,00	29,10
900696	23,00	54,00	7,10	32,00	7,10	2,90	5,50	1,10	5,20	1,00	3,00	0,36	2,30	0,34	0,32	20,00	<0,05	1,70	4,80
900700	21,00	49,00	6,10	27,00	6,00	2,10	5,00	0,98	4,80	0,95	2,80	0,36	2,40	0,35	0,34	1,90	<0,05	2,00	6,00
900702	99,00	195,00	23,00	93,00	14,00	4,80	11,00	1,70	7,00	1,40	4,50	0,57	4,00	0,65	0,28	15,00	<0,05	12,00	21,40
900707	32,00	71,00	9,30	40,00	8,00	3,20	6,20	1,10	4,60	0,87	2,70	0,30	1,90	0,27	0,29	2,70	0,05	1,30	6,70
900705	22,00	39,00	3,30	8,80	1,30	0,62	1,40	0,20	0,92	0,21	0,78	0,11	0,86	0,14	0,52	13,00	<0,05	11,00	10,00
900710	50,00	105,00	14,00	54,00	11,00	3,60	9,00	1,80	8,30	1,70	5,10	0,66	4,50	0,68	1,50	2,10	0,14	3,20	18,50
900701	27,00	62,00	8,10	36,00	8,20	3,20	6,30	1,30	6,00	1,20	3,50	0,44	2,80	0,42	0,15	3,70	<0,05	2,20	6,80

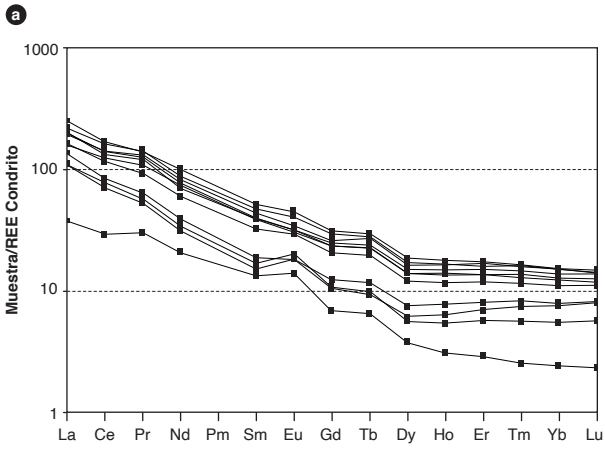


Figura 9. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito
Fuente: Nakamura (1974) y este trabajo.

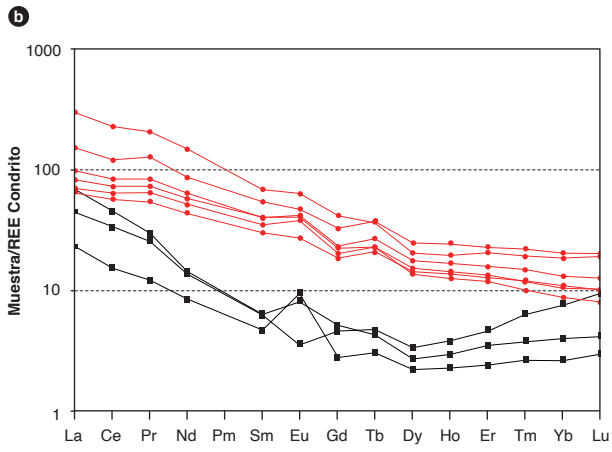


Figura 10. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974), correspondiente a diques del Monzogranito de Algeciras
En rojo, diques basálticos, andesíticos, microgabroicos y dioríticos. En negro, diques de riolitas y granitos aplíticos. Fuente: Nakamura (1974) y este trabajo.

Las muestras más ácidas presentan una leve anomalía positiva de Eu, que se relaciona con la cristalización de plagioclasa (figura 9).

En el diagrama de elementos de las tierras raras (REE) normalizado a condrito de Nakamura (1974) (figura 10), correspondiente a las rocas de dique, se presentan dos tendencias, que coinciden con los dos grupos de diques reconocidos en el plutón.

Los diques basálticos, andesíticos, microgabroicos y dioríticos, tienen mayor enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE), con un patrón homogéneo y paralelo que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas, que son más planas (HREE), con leve anomalía positiva de Eu en las muestras IGM-900707 e IGM-900696. La muestra IGM-900702 presenta los mayores valores de LREE, con mayor pendiente que los demás diques básicos e intermedios, lo que refleja el mayor contenido de álcalis y la afinidad shoshonítica de este dique, y sugiere que probablemente corresponde a otra serie de diques. Las demás muestras de este grupo tienen tendencias paralelas.

Los diques de riolitas y granitos aplíticos se agrupan de manera diferente que los diques básicos e intermedios. Presentan menores enriquecimientos en LREE y HREE, una pendiente negativa alta en los LREE y una pendiente positiva suave entre Dy y Lu (HREE), y muestran leve enriquecimiento hacia las HREE más pesadas. Tienen comportamiento diferente respecto a Eu, con enriquecimiento en este elemento en las muestras IGM-900693 e IGM-900705, y empobrecimiento en la muestra IGM-900695, pero en general la tendencia de los tres diques es paralela y forman un grupo bien definido. El patrón de las muestras de dique corresponde a rocas generadas en ambientes de arco, de acuerdo con los patrones de Winter (2001) (figura 10).

Los diagramas de multielementos normalizados a MORB (Pearce, 1983) y NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondientes a rocas del Monzogranito de Algeciras (figura 11) muestran empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, Ti y P, que puede corresponder a separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, lo que reflejaría una evolución magmática (Winter, 2001), donde el Nb puede comportarse geoquímicamente de forma similar al Ti. Los mayores valores de los elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) Cs, Ba y Th indican una afinidad de corteza continental (márgenes convergentes), donde abundan estos elementos altamente incompatibles. Valores mayores en Sr, K, Ba y Rb se deben a su movilización desde fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma (figura 11b). Las anomalías negativas de Nb, Ti y P son características de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción, con empobrecimiento progresivo hacia los elementos pesados (figura 11a). Además de ello se encuentra una anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, una signatura geoquímica típica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados con arcos, con patrón subparalelo en todas las muestras (Winter,

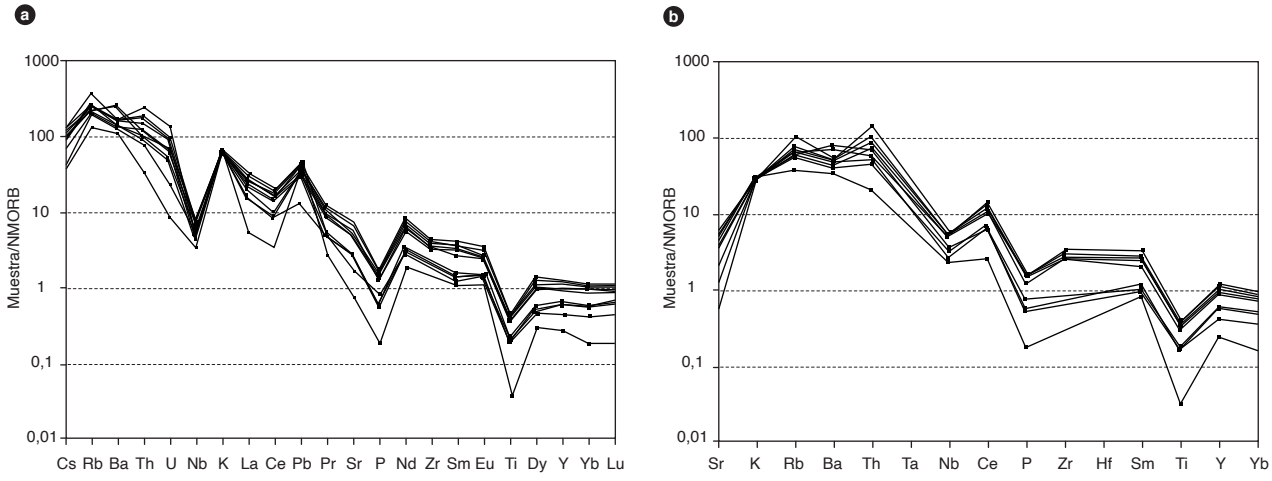


Figura 11. Diagramas multielementos correspondientes a rocas granitoides del Monzogranito de Algeciras
a) Diagrama multielemental normalizado al NMORB (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama multielemental normalizado a MORB (Pearce, 1983).

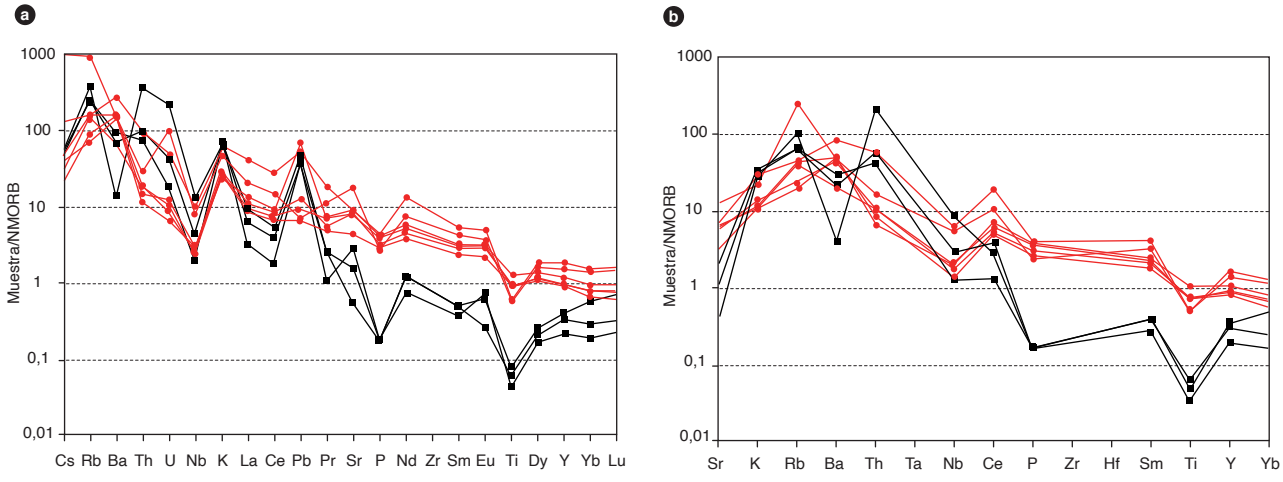


Figura 12. Diagramas multielementos correspondientes a rocas de dique del Monzogranito de Algeciras
a) Diagrama multielemental normalizado al NMORB (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama multielemental normalizado a MORB (Pearce, 1983). En rojo, diques basálticos, andesíticos, microgabroicos y dioríticos; en negro, diques de riolita y granitos aplíticos.

2001). Los elementos traza más móviles (LILE) tienen concentraciones mayores que el N-MORB.

En los diagramas de multielementos normalizados a MORB (Pearce, 1983) y NMORB (Sun y McDonough, 1989) se observa que los dos grupos de diques que atraviesan el Monzogranito de Algeciras presentan tendencias que corresponden a rocas generadas en ambientes de subducción (arcos). Los diques basálticos, andesíticos, microgabroicos y dioríticos (en rojo), tienen anomalía negativa en Nb, P y Ti; empobrecimientos en P y Ti se relacionan con la remoción de minerales como apatito, ilmenita y titanita (Winter, 2001) (figura 12).

Los valores altos de elementos litófilos de alto radio iónico (LILE), como Cs, Rb, Ba y Th, tanto de los diques como del plutón, indican una afinidad de corteza continental (márgenes convergentes), con anomalías positivas de Rb, Ba, K y Pb; en general, presentan una mayor dispersión de estos elementos, explicable por la mayor movilidad (Winter, 2001). De manera similar se comportan los diques riolíticos y graníticos en lo relacionado con los elementos de radio iónico grande (LILE). En los elementos más inmóviles y de radio iónico pequeño, las líneas de ambos grupos de diques (diques basálticos, andesíticos, microgabroicos, dioríticos, riolíticos y graní-

ticos) se separan, y muestran menores valores de Pr, Sr, P, Nd, Sm, Eu, Ti, Dy, Y, Yb y Lu en los diques riolíticos y graníticos. Generalmente estos últimos están empobrecidos con relación al NMORB. En los diques basálticos, andesíticos, microgabroicos y dioríticos, estos elementos en general están enriquecidos con relación al NMORB (figura 12a).

En el diagrama de multielementos normalizados al MORB (Pearce, 1983), las rocas de diques muestran un patrón comparable a los patrones de rocas generadas en arcos continentales (figura 12b) (Winter, 2001), con patrones diferentes en ambos grupos de diques, con empobrecimiento en Nb, La, Cs, P y Ti.

Discriminación de ambiente tectónico y tipo de granitoide

Las rocas y diques del Monzogranito de Algeciras se localizan en el diagrama de Pearce *et al.* (1984) en el campo de los granitos de arco volcánico, como se muestra en la figura 13. En las muestras de diques basálticos,

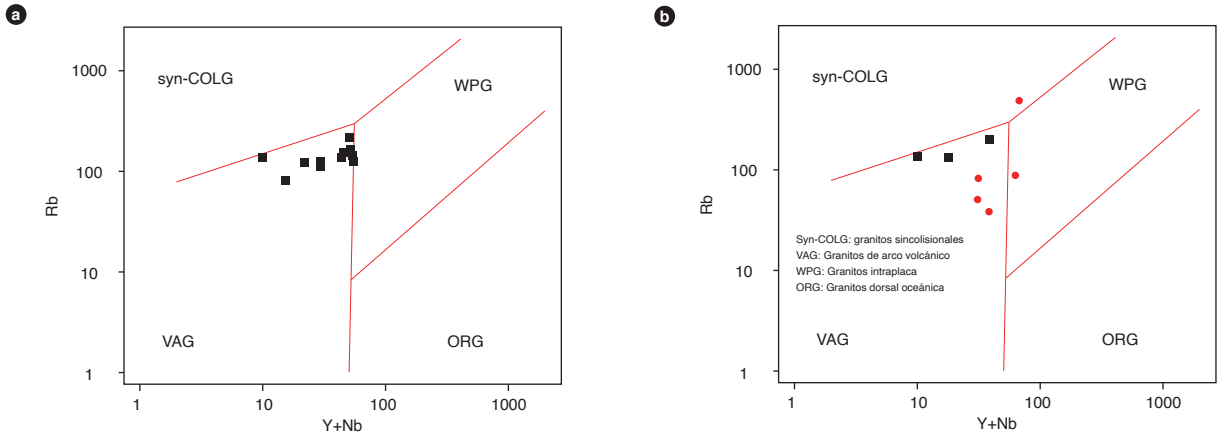


Figura 13. Diagramas de discriminación de ambiente de Pearce *et al.* (1984).
a) Granitoides del monzogranito de Algeciras. b) Rocas de dique. En rojo, diques basálticos, andesíticos, microgabroicos y dioríticos; en negro, diques de riolita y granitos aplíticos.

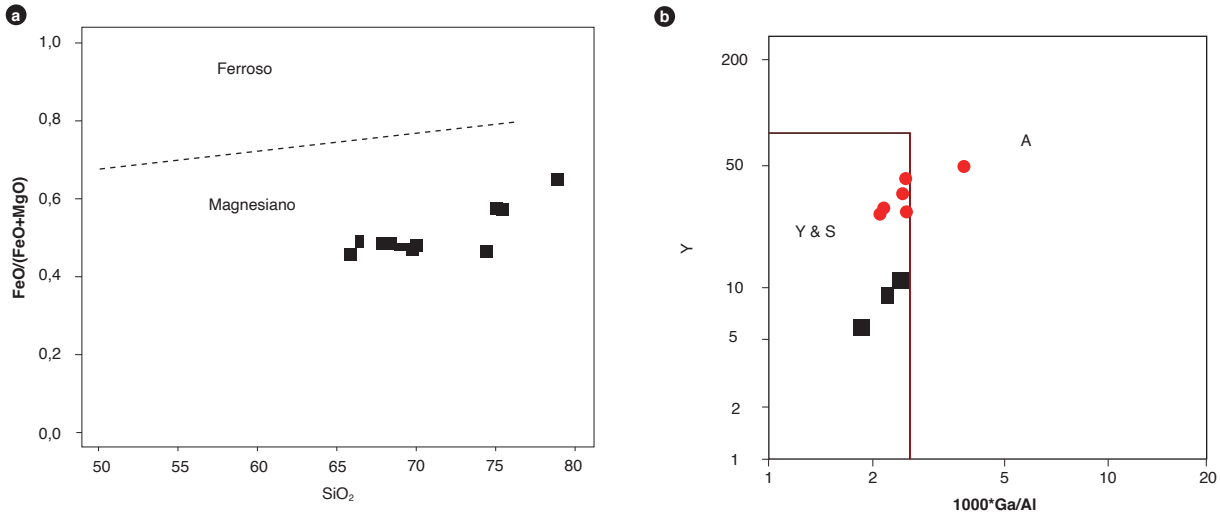


Figura 14. Diagramas de Frost *et al.* (2001) y Whalen *et al.* (1987)
a) Granitoides del Monzogranito de Algeciras. b) Rocas de dique. En rojo, diques basálticos, andesíticos, microgabroicos y dioríticos; en negro, diques de riolita y granitos aplíticos.

andesíticos, microgabroicos y dioríticos, dos rocas grafican en los campos de los granitos intraplaca y granitos de dorsal oceánica, aunque se observan muy cercanas a las demás muestras.

En la figura 14 las rocas del Monzogranito de Algeciras, como sus diques, muestran características de magmas tipo I (andino o cordillerano), de series magnesianas.

Wang *et al.* (2012) sugieren patrones químicos característicos en circones que permiten diferenciar granitos tipo I, S y A. Los contenidos de tierras raras en los circones del Monzogranito de Algeciras (muestras GR-6586, GR-6589 y GZ-6750) presentan rasgos que se relacionan con ambientes de granitos tipo I, con valores de Pb, en la mayoría de circones, en el rango propuesto por estos autores, con Pb < 25 ppm. Igualmente, se encuentran concentraciones típicas de Th en granitos tipo I, entre 30 y 700 ppm, con algunos valores por encima del rango, pero en un mismo *trend* de datos (figura 15), y escasos datos (2) en el campo de granitos tipo A.

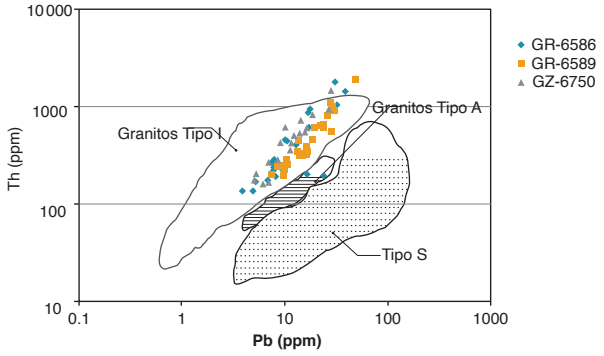


Figura 15. Discriminación de ambientes de circones
Fuente: modificado de Wang *et al.* (2012) y este trabajo.

5. Posición estratigráfica y edad

El Monzogranito de Algeciras, según Rodríguez *et al.* (2002), presenta contactos intrusivos y fallados con la formación Saldaña y el complejo Garzón, con desarrollo de cornubianitas. Hacia el lado occidental el contacto es fallado (falla Altamira) con sedimentitas cretácicas, paleógenas y neógenas, y está cubierto discordantemente por depósitos cuaternarios. Hacia el lado oriental está limitado parcialmente por la falla de Algeciras. Hacia el norte, Ferreira *et al.* (2001) reportan que el Monzogranito de Algeciras intruye las calizas y lodolitas paleozoicas de cerro Neiva, así como las rocas volcanosedimentarias de la formación Saldaña. Además, se encuentra atravesado por diques y pequeños cuerpos de composición andesítica-diorítica y riolítica-granítica con texturas afanítica, fanerítica fina y porfirítica.

Rodríguez *et al.* (2015a) realizaron la datación de tres muestras del Monzogranito de Algeciras, previa descripción petrográfica y análisis litogeoquímico de las muestras. Su localización se presenta en la figura 1 y en la tabla 6.

La separación de minerales densos se realizó en el Laboratorio Químico del Servicio Geológico Colombiano, sede Medellín, utilizando separación hidrodinámica, magnética y, por último, el montaje de los circones, que presentan formas prismáticas alargadas, euhedrales. Posteriormente los minerales fueron enviados al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) para que fueran analizados por la técnica LA-ICP-MS (espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo). Las muestras se obtuvieron a partir de saprolito, con muestra de roca colectada en el mismo afloramiento.

Los circones de las muestras GR-6586 y GR-6589 son prismáticos, con terminaciones bipiramidales (figura 15). Las imágenes de catodoluminiscencia (CL) evidencian zonación oscilatoria, así como la ausencia de núcleos heredados. Su tamaño está comprendido entre 150 y 300 µm. En la muestra GZ-6750 (IGM-900703), los circones son generalmente menores de 200 µm, y en CL se observan algunos núcleos oscuros de un zonamiento más luminiscente (figura 16).

Los datos obtenidos a partir de las muestras GR-6586 y GR-6589 (n = 35) fueron manipulados en el software de Isoplot/Ex vers. 4.15 (Ludwig, 2008) para el proceso de gráfica e interpretación. Inicialmente se filtraron los datos para descartar los circones con valores

Tabla 6. Resultados de geocronología en muestras del Monzogranito de Algeciras por el método LA-MC-ICP-MS U-Pb. Origen de coordenadas: Bogotá

IGM	N.° campo	Unidad	N	W	Clasificación	Edad ($^{206}Pb/^{238}U$)
900694	GR-6586	Monzogranito de Algeciras	779303	866205	Monzogranito	171,5 ± 2,5
	GR-6589	Monzogranito de Algeciras	765299	851101	Granito	169,6 ± 1,2
900703	GZ-6750	Monzogranito de Algeciras	797035	875526	Cuarzomonzonita	179 ± 1,9

discordantes (Discor > 15%), de acuerdo con la relación [($^{207}Pb/^{235}U$)-($^{206}Pb/^{238}U$)/$^{206}Pb/^{238}U$)], con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad. Se trabajó con 27 circones de la muestra GR-6586, 35 circones de la muestra GR-6589, y 35 y 23 circones de la muestra GZ-6750.

Se obtuvieron tres edades del Monzogranito de Algeciras, distribuidas de sur a norte así: 169,6 ± 1,2 Ma de la muestra GR-6589; 171,5 ± 2,5 Ma de la muestra GR-6586, y 179 ± 1,9 Ma de la muestra GZ-6750. Estas edades corresponden al rango entre Jurásico Medio y Jurásico Inferior (Bajociano al Toarciano), con un MSDW < 4.1 correspondiente a las tres muestras (figura 17). Al analizar la distribución espacial de las edades se observa que la edad del plutón disminuye de norte a sur, lo que sugiere

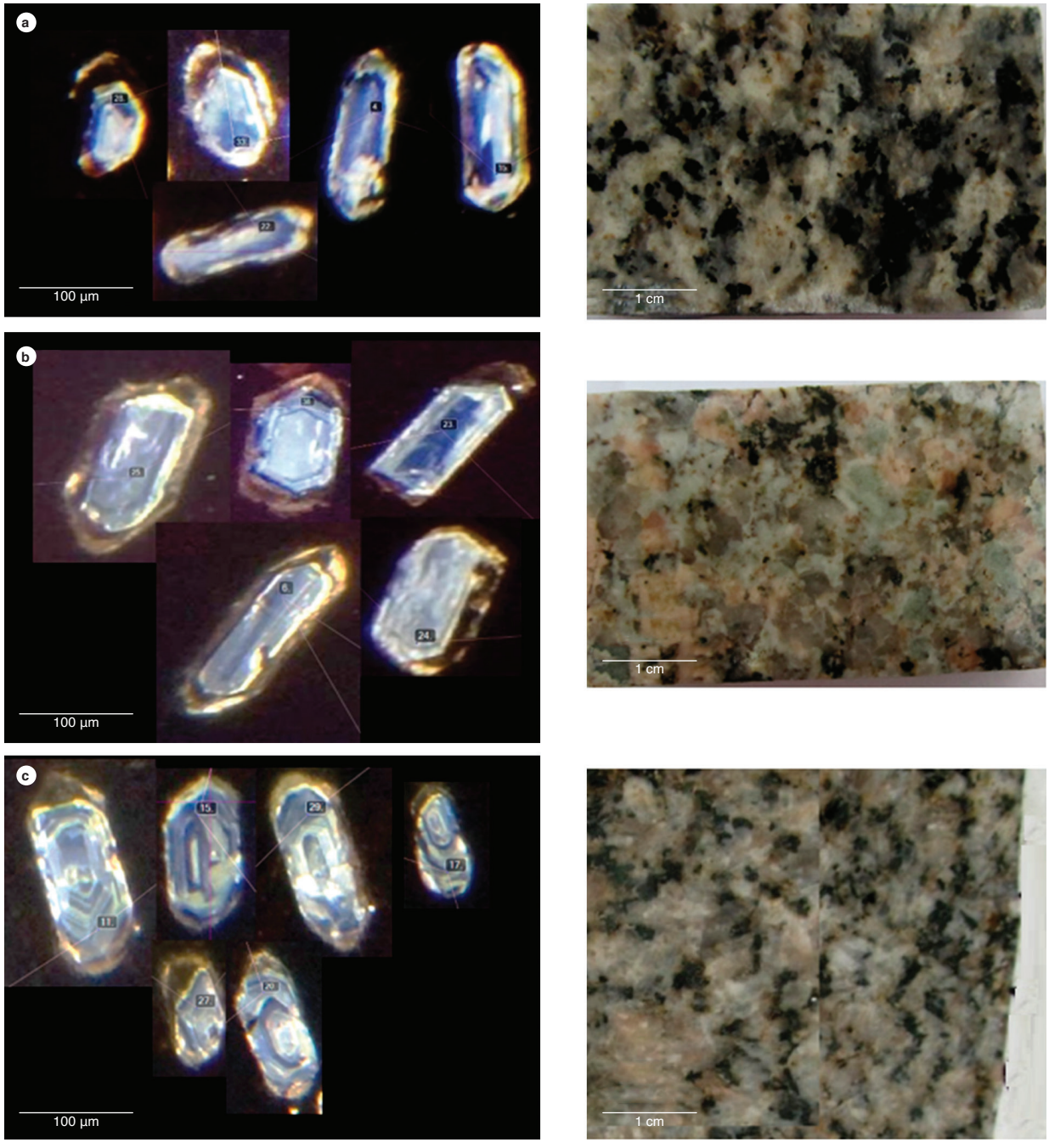


Figura 16. Imágenes de catodoluminiscencia de las muestras GR-6586 (A), GR-6589 (B) y GZ-6750 (C) y la respectiva roca

que este cuerpo pudo cristalizar primero en el norte, y fue migrando, o tuvo un pulso posterior hacia el sur, en un periodo de 10 Ma, siendo más antiguo al norte que en las zonas centro y sur del plutón, donde las edades son más jóvenes y similares.

La relación Th/U varía entre 0,32 y 1,75 ppm en la muestra GR-6586, entre 0,22 y 1,25 en la muestra GR-6589, y entre 0,70 a 1,67 ppm en la muestra GZ-6750, valores alrededor de 1 ppm que se relacionan a un origen ígneo, concordante con la forma prismática y el carácter oscilatorio de los circones en las imágenes de catodoluminiscencia.

El análisis de ICP-MS permitió determinar la abundancia de los elementos traza de cada circón de las tres

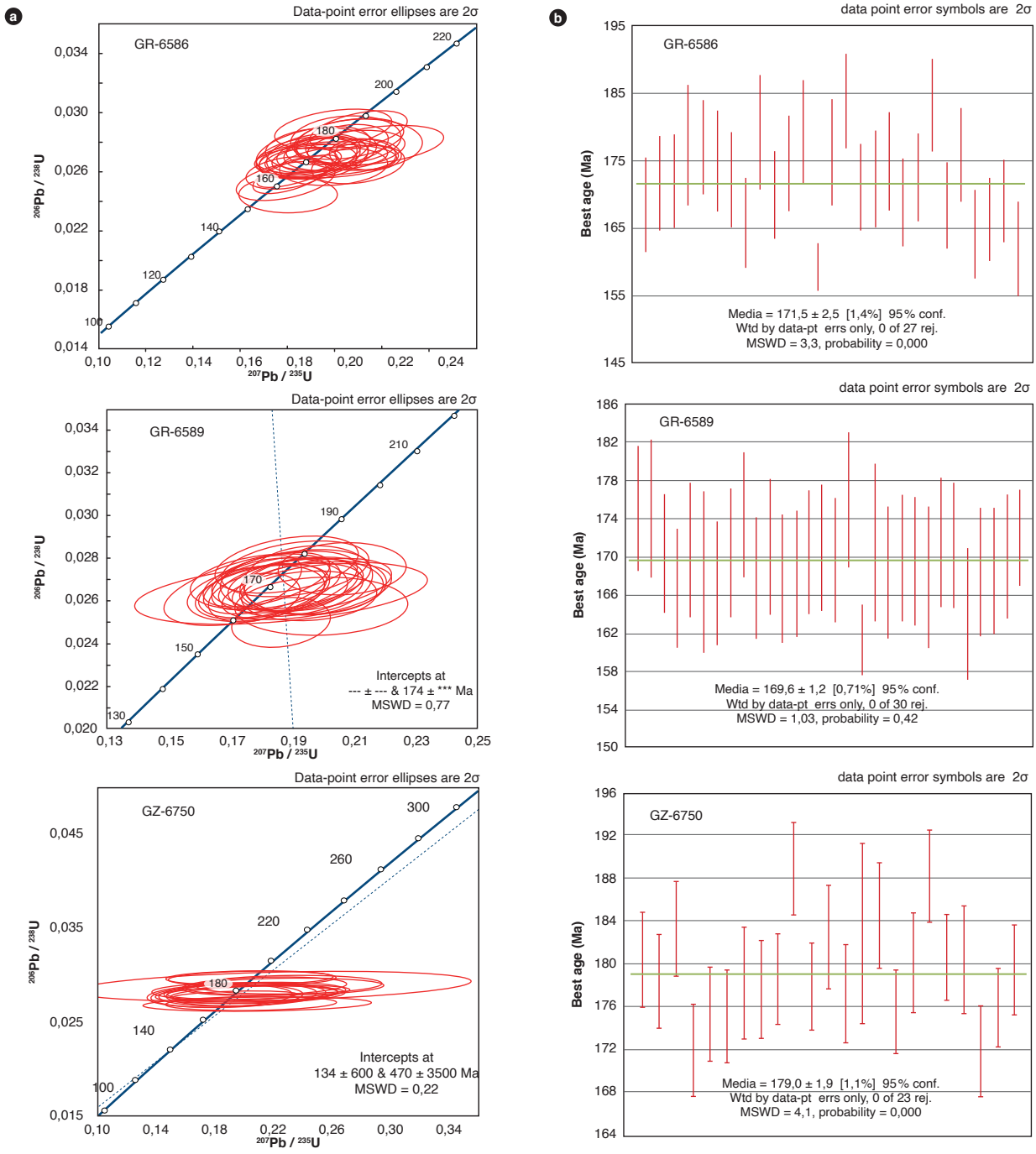
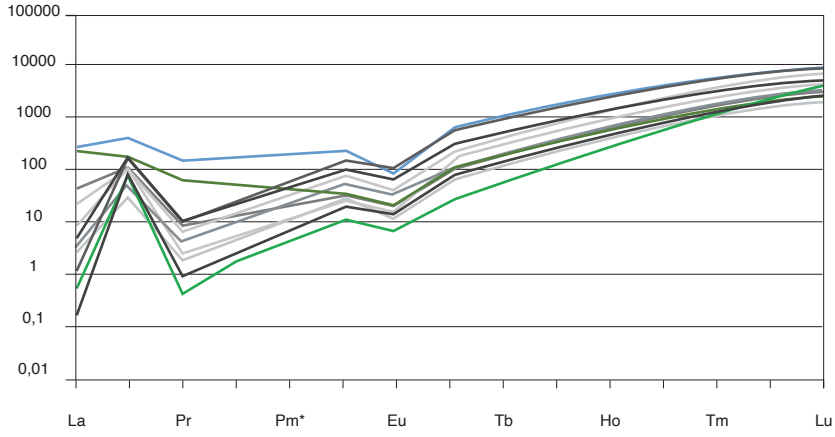
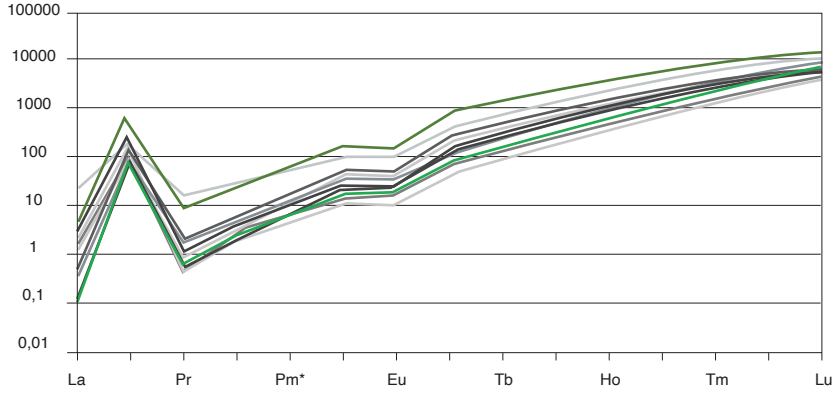


Figura 17. Edad U-Pb en circones de las muestras pertenecientes al Monzogranito de Algeciras
a) Diagramas de concordia. b) Diagramas del cálculo de media ponderada y desviación estándar.

a



b



c

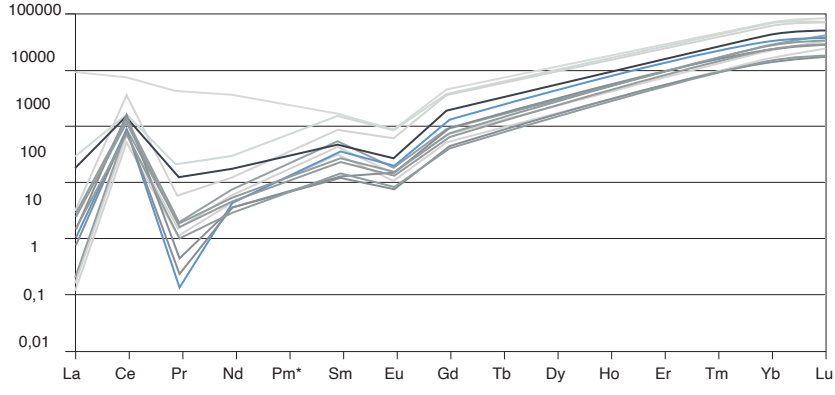


Figura 18. Patrón de tierras raras normalizadas al condrito de análisis de circones de las muestras GR-6586 (a), GR-6589 (b) y GZ-6750 (c) Normalizado a valores del condrito de McDonough y Sun (1995). Pm* = (Nd*Sm)^2 y Tm* = (Er*Yb)^2.

muestras. Los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* en cada uno de ellos. En la figura 18 se observa un comportamiento homogéneo en la mayoría de circones de las muestras GR-6586, GR-6589 y GZ-6750, con dos circones enriquecidos en tierras raras livianas (LREE) de la muestra GR-6586 y un circón enriquecido en LREE de la muestra GZ-6750. Lo anterior puede sugerir que estos tres circones cristalizaron junto con otro mineral enriquecido en los elementos de las LREE.

Los circones, en general, muestran en las tres rocas una anomalía negativa de Eu, que según Hoskin y Schaltegger (2003) es una característica de todos los circones de origen ígneo y, junto a la anomalía positiva de Ce, sugiere condiciones reducidas del magma (Wang *et al.*, 2012). Para Nardi *et al.* (2013), una fuerte anomalía positiva de Ce suele indicar cristalización en las primeras fases de fraccionamiento magmático (figura 18).

Adicionalmente, presentan una tendencia de menores concentraciones de LREE y mayores concentraciones hacia las HREE.

6. Correlaciones

Por posición estratigráfica, geotectónica y geocronológica, el Monzogranito de Algeciras se correlaciona con los plutones que afloran en el borde oriental del valle superior del Magdalena, como son el Monzogranito de Altamira, con edades de 169,4 ± 3,2 Ma, 172 ± 3,9 Ma, y hacia el sur tiene una edad de 171,6 ± 1. La cuarzolatita de Teruel tiene una edad de 170 ± 1,10 Ma, y el Granito de Garzón, una edad de 170,8 ± 2,4 Ma y 172,3 ± 2.

Por la ubicación, edad Jurásica (en el rango de 169,6 a 179 Ma) y características litológicas, el Monzogranito de Algeciras puede correlacionarse con el Granito de Garzón y el Monzogranito de Altamira. De igual forma, estos tres cuerpos pueden correlacionarse por su posición tectonoestratigráfica, dado que están alineados al oeste de la falla Algeciras, lo que podría indicar la existencia de un pulso magmático, en este espacio de tiempo geológico, en el borde occidental de la cordillera Oriental de Colombia.

Por su posición geotectónica, el Monzogranito de Algeciras es correlacionable con el *stock* de Dolores, expuesto en la plancha 283 Purificación (Cossio *et al.* 1994), datado en 166 ± 4 Ma por Sillitoe *et al.* (1982), y en 176 y 182 Ma por Guerrero y Támara (1982), que corresponden al Jurásico Temprano-Medio. Estos datos, aportados por Restrepo-Pace *et al.* (1997), confirman la existencia de un evento tectono-termal durante el Triásico-Jurásico que corresponde a la intrusión del granito de Suaza-Altamira (cuya edad está datada en ese periodo).

7. Localidad tipo

Se propone como localidad tipo del Monzogranito de Algeciras la carretera Campoalegre-Algeciras, paralela al río Neiva en la plancha 345 Campoalegre. Otras secciones se encuentran sobre los carreteables Neiva-Caguán-cerro Neiva y Algeciras-La Arcadia-El Toro (Velandia *et al.*, 2001). En la plancha 367 Gigante los mejores afloramientos del Monzogranito de Algeciras se encuentran en las carreteras El Toro-La Gran Vía, La Gran Vía-vereda Santa Lucía y El Recreo-Vueltas Arriba (Rodríguez *et al.* 2003).

8. Génesis

De acuerdo con los resultados geoquímicos en roca total y en circones, el Monzogranito de Algeciras corresponde a un granito de tipo I (cordillerano), de la serie calcoalcalina alta en K, magnesiano con afinidad metaluminosa y peraluminosa en las rocas más diferenciadas, formado en un ambiente de arco magmático de margen continental. El Monzogranito de Algeciras hace parte de un evento plutónico emplazado en el valle superior del Magdalena ocurrido entre 170 a 179 Ma.

9. Recursos minerales

Ingeominas y Geoestudios (2000) reportan varios afloramientos con sulfuros como relleno de fracturas y/o diaclasas en el Monzogranito Algeciras.

Como minerales metálicos en la mineralización se encuentra pirita asociada con calcopirita y magnetita. En algunos sectores de la plancha 367 Gigante la calcopirita tiene aureola de alteración. También existen posibilidades de encontrar yacimientos hidrotermales de sulfuros, oro-plata y depósitos de *skarn* relacionados al Monzogranito Algeciras.

Referencias

Belousova, E., Griffin, W, O'reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*, 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Cossio, U., Rodríguez, G. y Rodríguez, M. (1994). *Mapa geológico de la plancha 283-Purificación, departamento Tolima. Escala 1:100.000. Memoria explicativa.* Ingeominas.

Ferreira, P., Núñez, A. y Rodríguez, M. (1998). *Geología de la plancha 323 Neiva. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Ferreira, P., Núñez, A. y Rodríguez, M. (2001). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la plancha 323 Neiva*. Ingeominas.

Frost, R., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2043. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Guerrero, B. y Tamara, A. (1982). *Petrografía de los intrusivos triásico-jurásicos y sus relaciones con la Formación Saldaña, al occidente de Dolores, Tolima* [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional de Colombia.

Hoskin, P. y Shaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *53*(1), 27-62. https://doi.org/10.2113/0530027

Ingeominas y Geoestudios. (2000). *Mapa geológico de Colombia: plancha 367 Gigante. Escala 1:100.000*. Informe interno. Ingeominas.

Le Bas, M., Le Maitre R., Streckeisen, A. y Zanetin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, *27*(3), 745-750. https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745

Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.° 4. Berkeley Geochronology Center.

Marquínez, G. y Velandia, F. (2001). *Mapa geológico departamento del Huila. Escala 1:300.000*. Ingeominas.

Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. (1985). *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman.

Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, *37*(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Morales, C., Caicedo, J., Velandia, F. y Núñez, A. (1999). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Morales, C., Velandia, F., Núñez, A. y Caicedo, J. (1998). *Mapa geológico de la plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Nardi, L., Formoso, M., Müller, I., Fontana, E., Jarvis, K. y Lamarão, C. (2013). Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, *335*, 1-7. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.043

Paton, C., Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., Greig, A. y Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *11*(3). https://doi.org/10.1029/2009GC002618

Pearce, J. (1983). Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C. Hawkesworth, y J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths* (pp. 230-249). Shiva.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Petrus, J. y Kamber, B. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *36*(3), 247-270. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x

Radelli, L. (1962). Introducción al estudio de la petrografía del Macizo de Garzón (Huila-Colombia). *Geología Colombiana*, 3, 16-46.

Restrepo-Pace, P., Ruiz, J., Gehrels, G. y Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth*

and Planetary Science Letters, 150(3-4), 427-441. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5

Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2015). *Características petrográficas, geoquímicas y edad U-Pb de los plutones jurásicos del Valle Superior del Magdalena*. XV Congreso Colombiano de Geología.

Rodríguez, G., Zapata, G., Velásquez, M., Cossio, U. y Londoño, A. (2003). *Geología de las planchas 367 Gigante, 368 San Vicente del Caguán, 389 Timaná, 390 Puerto Rico, 391 Lusitania (parte noroccidental) y 414 El Doncello. Mapa, escala 1:100.000*. Ingeominas.

Rodríguez, G., Zapata, G., Velásquez, M., Cossio, U. y Londoño, C. (2002). *Geología de las planchas 367 Gigante, 368 San Vicente del Caguán, 389 Timaná, 390 Puerto Rico, 391 Lusitania (parte noroccidental) y 414 El Doncello, departamentos de Caquetá y Huila. Memoria explicativa*. Ingeominas.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Sillitoe, R., Jaramillo, L., Damon, P., Shafiquillan, H. y Escobar, R. (1982). Setting, characteristics and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology*, *77*(8), 1837-1850. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.8.1837

Solari, L., Gómez Tuena, A., Bernal, J., Pérez Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *34*(1), 5-18. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x

Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologishe Rundschau*, *63*(2), 773-786. https://doi.org/10.1007/BF01820841

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (2001). *Levantamiento geológico de la plancha 366 Garzón. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Wang, Q., Zhu, D., Zhao, Z., Guan, Q., Zhang, X., Sui, Q., Hu, Z. y Mo, X. (2012). Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences*, *53*, 59-66. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.027

Whalen, J., Currie, K. y Chappell, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *95*(4), 407-419. https://doi.org/10.1007/BF00402202

Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, *95*(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Anexo 1

Tabla de resultados analíticos U-Pb utilizados en el cálculo de las edades LA-ICP-MS en circón de las muestras del Monzogranito de Algeciras

Circón	U (ppm)[1]	Th (ppm)[1]	Th/U	Relaciones corregidos										Edades corregidas (Ma)								
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σabs	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σabs	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σabs	$^{208}Pb/^{232}Th$	±2σabs	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	Edad optima (Ma)	±2σ	Disc %
Circón 071_GR-6586	251,30	260,00	1,03	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,13	174,90	7,40	175,00	15,00	450,00	150,00	174,90	7,00	0,06
Circón 072	166,60	132,10	0,79	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,31	171,50	7,00	177,00	17,00	425,00	96,00	171,50	7,00	3,11
Circón 073	295,00	230,40	0,78	0,05	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,42	174,50	7,10	183,00	16,00	390,00	130,00	174,50	7,00	4,64
Circón 074	550,00	830,00	1,51	0,05	0,00	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,29	172,20	7,10	175,00	13,00	310,00	160,00	172,20	7,00	1,60
Circón 075	418,80	395,60	0,94	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,39	183,70	7,00	178,00	16,00	320,00	110,00	183,70	7,00	-3,20
Circón 076	256,00	282,00	1,10	0,05	0,00	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,36	172,10	7,00	170,00	15,00	252,00	81,00	172,10	7,00	-1,24
Circón 077	887,00	188,50	0,21	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,63	168,20	6,40	167,00	11,00	269,00	85,00	168,20	6,00	-0,72
Circón 078	429,60	455,00	1,06	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,41	170,90	6,50	175,00	15,00	340,00	120,00	170,90	7,00	2,34
Circón 079	317,00	444,00	1,40	0,05	0,00	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,38	179,10	7,60	184,00	15,00	330,00	120,00	179,10	8,00	2,66
Circón 080	1100,00	1020,00	0,93	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,50	175,80	7,00	168,00	12,00	116,00	89,00	175,80	7,00	-4,64
Circón 081	222,50	144,30	0,65	0,08	0,01	0,34	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	1,11	184,00	18,00	299,00	23,00	1310,00	180,00	184,00	18,00	38,46
Circón 082	117,80	88,20	0,75	0,12	0,02	0,51	0,11	0,03	0,00	0,02	0,01	0,75	190,00	11,00	398,00	70,00	1750,00	340,00	190,00	11,00	52,26
Circón 083	233,00	205,00	0,88	0,05	0,01	0,21	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,38	176,80	7,00	192,00	18,00	580,00	110,00	176,80	7,00	7,92
Circón 084	1740,00	1876,00	1,08	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,66	168,90	6,10	168,00	11,00	150,00	110,00	168,90	6,00	-0,54
Circón 085	1503,00	1386,00	0,92	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,75	166,20	6,10	167,00	12,00	180,00	110,00	166,20	6,00	0,48
Circón 086	336,00	428,00	1,27	-0,03	0,01	-0,12	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,35	155,80	6,00	-123,00	29,00	no value	no value	no value	no value	226,67
Circón 087	179,20	150,90	0,84	-0,24	0,03	-0,74	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,61	144,50	7,30	-1460,00	300,00	no value	no value	no value	no value	109,90
Circón 088	346,00	346,00	1,00	0,07	0,01	0,26	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,29	170,60	6,70	232,00	18,00	970,00	110,00	170,60	7,00	26,47
Circón 089	96,20	100,00	1,04	0,09	0,02	0,35	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	179,60	8,40	295,00	46,00	1440,00	200,00	179,60	8,00	39,12
Circón 090	159,00	162,00	1,02	0,06	0,01	0,23	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,39	175,30	7,10	214,00	20,00	660,00	130,00	175,30	7,00	18,08
Circón 091	1104,00	1727,00	1,56	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,67	164,10	6,60	165,00	12,00	260,00	130,00	164,10	7,00	0,55
Circón 092	279,00	237,00	0,85	0,05	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,14	179,10	8,50	183,00	15,00	370,00	110,00	179,10	9,00	2,13
Circón 093	597,00	195,00	0,33	0,06	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,31	168,80	6,40	187,00	13,00	400,00	130,00	168,80	6,00	9,73
Circón 094	333,20	224,10	0,67	0,05	0,01	0,18	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	156,30	6,40	164,00	13,00	420,00	110,00	156,30	6,00	4,70
Circón 095	631,00	934,00	1,48	0,05	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	172,50	6,50	182,00	15,00	300,00	140,00	172,50	7,00	5,22
Circón 096	277,00	233,00	0,84	0,05	0,01	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,40	165,80	6,60	167,00	14,00	430,00	150,00	165,80	7,00	0,72
Circón 097	130,60	134,80	1,03	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	168,50	6,90	180,00	18,00	500,00	110,00	168,50	7,00	6,39
Circón 098	563,00	603,00	1,07	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,50	174,80	7,20	175,00	13,00	294,00	82,00	174,80	7,00	0,11
Circón 099	281,00	190,50	0,68	0,05	0,00	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,43	169,90	6,50	170,00	14,00	340,00	140,00	169,90	7,00	0,06
Circón 100	215,00	172,00	0,80	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,10	171,90	7,00	179,00	18,00	450,00	170,00	171,90	7,00	3,97
Circón 101	358,00	442,00	1,23	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,42	176,20	7,80	179,00	14,00	350,00	110,00	176,20	8,00	1,56
Circón 102	163,60	179,60	1,10	0,06	0,01	0,23	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,37	185,90	7,60	215,00	21,00	660,00	130,00	185,90	8,00	13,53
Circón 103	227,00	201,30	0,89	0,05	0,01	0,21	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	177,20	8,90	188,00	16,00	380,00	130,00	177,20	9,00	5,74
Circón 104	684,00	1200,00	1,75	0,05	0,00	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,49	183,20	6,90	187,00	14,00	270,00	100,00	183,20	7,00	2,03
Circón 105_GR-6586	1904,00	612,00	0,32	0,05	0,00	0,17	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,45	161,80	7,00	163,00	13,00	170,00	130,00	161,80	7,00	0,74

Circón	U (ppm)[1]	Th (ppm)[1]	Th/U	Relaciones corregidos										Edades corregidas (Ma)								
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σabs	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σabs	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σabs	$^{208}Pb/^{232}Th$	±2σabs	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	Edad optima (Ma)	±2σ	Disc %
Circón 001_GR-6589	642,00	605,00	0,94	0,05	0,01	0,21	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,10	175,10	6,50	189,00	14,00	370,00	95,00	175,10	6,50	7,35
Circón 002	485,00	306,00	0,63	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,38	175,10	7,20	176,00	17,00	360,00	150,00	175,10	7,20	0,51
Circón 003	619,00	456,00	0,74	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	170,40	6,20	174,00	14,00	350,00	120,00	170,40	6,20	2,07
Circón 004	612,70	311,90	0,51	0,05	0,00	0,17	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,20	166,80	6,20	162,00	13,00	370,00	120,00	166,80	6,20	-2,96
Circón 005	914,00	983,00	1,08	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,56	170,80	7,00	166,00	12,00	156,00	72,00	170,80	7,00	-2,89
Circón 006	509,00	438,00	0,86	0,05	0,01	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,52	168,50	8,40	163,00	19,00	260,00	120,00	168,50	8,40	-3,37
Circón 007	794,00	624,00	0,79	0,05	0,00	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,42	167,30	6,50	171,00	13,00	290,00	100,00	167,30	6,50	2,16
Circón 008	386,00	239,90	0,62	0,07	0,01	0,26	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,14	179,20	7,10	236,00	32,00	800,00	260,00	179,20	7,10	24,07
Circón 009	241,00	243,70	1,01	0,06	0,01	0,23	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	172,30	6,90	212,00	23,00	720,00	130,00	172,30	6,90	18,73
Circón 010	568,00	367,00	0,65	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,54	170,50	6,70	172,00	12,00	360,00	120,00	170,50	6,70	0,87
Circón 011	976,00	869,00	0,89	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,28	174,40	6,50	173,00	12,00	150,00	100,00	174,40	6,50	-0,81
Circón 012	493,00	306,00	0,62	0,05	0,01	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,40	167,90	6,40	167,00	14,00	370,00	130,00	167,90	6,40	-0,54
Circón 013	124,00	69,70	0,56	0,07	0,01	0,26	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,14	174,20	8,10	234,00	34,00	940,00	180,00	174,20	8,10	25,56
Circón 014	289,00	240,00	0,83	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,32	171,10	7,10	173,00	15,00	340,00	130,00	171,10	7,10	1,10
Circón 015	255,00	195,00	0,76	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	167,80	6,70	174,00	19,00	520,00	150,00	167,80	6,70	3,56
Circón 016	518,00	328,10	0,63	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,42	168,30	6,60	177,00	14,00	378,00	94,00	168,30	6,60	4,92
Circón 017	421,00	337,00	0,80	0,05	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,37	170,50	6,50	182,00	16,00	430,00	120,00	170,50	6,50	6,32
Circón 018	763,60	621,00	0,81	0,05	0,00	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,38	171,00	6,60	174,00	13,00	270,00	120,00	171,00	6,60	1,72
Circón 019	543,00	315,00	0,58	0,05	0,00	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,10	169,70	6,50	172,00	13,00	300,00	140,00	169,70	6,50	1,34
Circón 020	341,00	191,00	0,56	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,39	176,00	7,00	176,00	17,00	360,00	150,00	176,00	7,00	0,00
Circón 021	1181,00	905,00	0,77	0,05	0,00	0,16	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	161,10	6,10	151,00	11,00	119,00	83,00	161,10	6,10	-6,69
Circón 022	1840,00	1830,00	0,99	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,20	159,20	5,90	173,00	11,00	380,00	140,00	159,20	5,90	7,98
Circón 023	829,00	593,00	0,72	0,05	0,00	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,13	171,50	8,20	183,00	14,00	310,00	110,00	171,50	8,20	6,28
Circón 024	366,00	249,00	0,68	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,35	168,40	6,90	172,00	19,00	580,00	180,00	168,40	6,90	2,09
Circón 025	345,00	246,00	0,71	0,05	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,19	169,90	6,60	185,00	16,00	390,00	110,00	169,90	6,60	8,16
Circón 026	817,00	777,00	0,95	0,05	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,07	169,60	6,70	181,00	17,00	340,00	160,00	169,60	6,70	6,30
Circón 027	598,00	355,00	0,59	0,05	0,01	0,19	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,41	167,90	7,40	172,00	32,00	810,00	160,00	167,90	7,40	2,38
Circón 028	350,00	159,80	0,46	-0,06	0,01	-0,18	0,04	0,02	0,00	-0,01	0,00	0,11	149,50	5,80	-202,00	44,00	no value	no value	no value	no value	174,01
Circón 029	351,00	276,00	0,79	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,32	171,60	6,80	176,00	19,00	450,00	120,00	171,60	6,80	2,50
Circón 030	974,00	558,00	0,57	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,42	171,20	6,50	178,00	14,00	330,00	140,00	171,20	6,50	3,82
Circón 031	887,00	1106,00	1,25	0,06	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,09	164,10	6,90	184,00	19,00	460,00	150,00	164,10	6,90	10,82
Circón 032	737,00	631,00	0,86	0,05	0,00	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,15	168,50	6,70	171,00	13,00	280,00	110,00	168,50	6,70	1,46
Circón 033	577,00	342,00	0,59	0,06	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,46	168,60	6,50	185,00	15,00	480,00	130,00	168,60	6,50	8,86
Circón 034	344,00	233,00	0,68	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,37	170,10	6,50	175,00	16,00	430,00	120,00	170,10	6,50	2,80
Circón 035_GR-6589	2500,00	550,00	0,22	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,65	170,30	6,80	172,00	12,00	230,00	120,00	170,30	6,80	0,99
Circón 036_GZ-6750	182,00	210,00	1,15	0,06	0,02	0,26	0,06	0,03	0,00	0,01	0,01	0,11	180,40	4,80	230,00	50,00	760,00	220,00	180,40	4,80	21,57
Circón 037	571,00	536,00	0,94	0,05	0,01	0,20	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,10	180,40	4,40	185,00	43,00	280,00	270,00	180,40	4,40	2,49
Circón 038	541,00	724,00	1,34	0,05	0,01	0,21	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,28	178,40	4,30	196,00	43,00	410,00	270,00	178,40	4,30	8,98

Circón	U (ppm)[1]	Th (ppm)[1]	Th/U	Relaciones corregidos									Edades corregidas (Ma)								
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σabs	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σabs	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σabs	$^{208}Pb/^{232}Th$	±2σabs	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	Edad optima (Ma)	±2σ	Disc %
Circón 039	264,70	269,80	1,02	0,06	0,01	0,23	0,06	0,03	0,00	0,01	0,01	0,15	183,30	4,40	215,00	45,00	540,00	220,00	183,30	4,40	14,74
Circón 040	171,30	172,30	1,01	0,06	0,01	0,22	0,06	0,03	0,00	0,01	0,01	0,09	171,90	4,30	197,00	47,00	550,00	280,00	171,90	4,30	12,74
Circón 041	633,00	812,60	1,28	0,05	0,01	0,20	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,10	175,30	4,30	181,00	42,00	350,00	270,00	175,30	4,30	3,15
Circón 042	521,00	517,00	0,99	0,05	0,01	0,19	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,12	174,80	4,60	174,00	35,00	450,00	600,00	174,80	4,60	-0,46
Circón 043	205,00	218,00	1,06	0,05	0,01	0,22	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,10	193,00	4,50	204,00	43,00	520,00	240,00	193,00	4,50	5,39
Circón 044	164,50	81,50	0,50	0,18	0,05	0,76	0,24	0,03	0,00	0,02	0,02	0,14	203,40	8,90	570,00	110,00	2590,00	290,00	2590,00	290,00	64,32
Circón 045	253,00	263,00	1,04	0,05	0,01	0,18	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,24	178,20	5,20	178,00	38,00	460,00	190,00	178,20	5,20	-0,11
Circón 046	348,00	246,00	0,71	0,05	0,01	0,19	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,43	177,60	4,50	176,00	38,00	290,00	270,00	177,60	4,50	-0,91
Circón 047	293,00	282,40	0,96	0,05	0,01	0,20	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,26	178,60	4,20	181,00	44,00	490,00	290,00	178,60	4,20	1,33
Circón 048	453,00	328,00	0,72	0,05	0,01	0,19	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,46	169,20	4,50	174,00	41,00	470,00	360,00	169,20	4,50	2,76
Circón 049	261,00	206,00	0,79	0,05	0,01	0,21	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,11	196,40	4,60	199,00	42,00	300,00	210,00	196,40	4,60	1,31
Circón 050	866,00	789,00	0,91	0,05	0,01	0,20	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,24	188,90	4,30	188,00	38,00	260,00	270,00	188,90	4,30	-0,48
Circón 051	160,40	74,10	0,46	0,07	0,01	0,26	0,07	0,03	0,00	0,01	0,01	0,12	189,00	6,30	244,00	52,00	850,00	250,00	189,00	6,30	22,54
Circón 052	643,00	815,00	1,27	0,05	0,01	0,20	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,24	177,90	4,00	185,00	42,00	320,00	300,00	177,90	4,00	3,84
Circón 053	313,00	266,50	0,85	0,06	0,01	0,24	0,06	0,03	0,00	0,01	0,01	0,11	179,40	4,20	219,00	47,00	610,00	260,00	179,40	4,20	18,08
Circón 054	199,70	156,50	0,78	0,05	0,01	0,21	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,34	182,50	4,80	192,00	42,00	400,00	210,00	182,50	4,80	4,95
Circón 055	374,00	350,00	0,94	0,05	0,01	0,21	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,11	177,20	4,60	191,00	42,00	540,00	270,00	177,20	4,60	7,23
Circón 056	359,00	600,00	1,67	0,06	0,02	0,22	0,11	0,03	0,00	0,01	0,01	0,35	182,90	8,40	203,00	80,00	460,00	450,00	182,90	8,40	9,90
Circón 057	224,00	159,80	0,71	0,06	0,01	0,23	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,12	184,50	4,90	210,00	43,00	550,00	300,00	184,50	4,90	12,14
Circón 058	580,00	573,00	0,99	0,05	0,01	0,19	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,42	175,50	3,90	173,00	36,00	220,00	190,00	175,50	3,90	-1,45
Circón 059	324,00	421,00	1,30	0,05	0,01	0,21	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,06	180,10	4,60	190,00	42,00	410,00	300,00	180,10	4,60	5,21
Circón 060	389,50	498,00	1,28	0,05	0,01	0,21	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,10	188,20	4,30	189,00	40,00	290,00	280,00	188,20	4,30	0,42
Circón 061	389,00	409,70	1,05	0,05	0,01	0,20	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,15	180,60	4,00	184,00	38,00	290,00	220,00	180,60	4,00	1,85
Circón 062	172,90	200,50	1,16	0,05	0,01	0,20	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,30	180,40	5,00	187,00	43,00	510,00	300,00	180,40	5,00	3,53
Circón 063	103,50	35,30	0,34	0,09	0,02	2,49	0,51	0,21	0,01	0,08	0,05	0,48	1253,00	36,00	1270,00	160,00	1330,00	280,00	1330,00	280,00	1,34
Circón 064	470,20	367,90	0,78	0,05	0,01	0,18	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01	0,10	178,20	3,80	169,00	33,00	240,00	280,00	178,20	3,80	-5,44
Circón 065	326,00	275,00	0,84	0,05	0,01	0,21	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,10	190,00	4,40	193,00	39,00	450,00	250,00	190,00	4,40	1,55
Circón 066	924,00	1440,00	1,56	0,05	0,01	0,20	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,19	171,80	4,20	183,00	44,00	330,00	360,00	171,80	4,20	6,12
Circón 067	2250,00	3290,00	1,46	0,05	0,01	0,19	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01	0,37	175,90	3,60	176,00	36,00	190,00	220,00	175,90	3,60	0,06
Circón 068	157,30	164,20	1,04	0,07	0,02	0,30	0,07	0,03	0,00	0,01	0,01	0,11	204,00	5,80	265,00	56,00	930,00	280,00	204,00	5,80	23,02
Circón 069	893,00	923,00	1,03	0,05	0,01	0,20	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01	0,11	179,50	4,20	182,00	37,00	260,00	250,00	179,50	4,20	1,37
Circón 070_GZ-6750	239,80	197,00	0,82	0,07	0,02	0,29	0,07	0,03	0,00	0,01	0,01	0,11	190,60	4,90	258,00	54,00	960,00	260,00	190,60	4,90	26,12


HELIOS


Huila

Granito de Garzón

Cordillera Oriental
Departamento del Huila

Gabriel Rodríguez, María Isabel Arango,
Gilberto Zapata, José Gilberto Bermúdez

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). Granito de Garzón. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano https://doi.org/10.32685/9789585313194.11

El magmatismo jurásico del Valle Superior del Magdalena comprende batolitos, *stocks* y unidades volcanosedimentarias espacialmente distribuidos en los bordes oriental de la cordillera Central y occidental de la cordillera Oriental de Colombia. Todos estos cuerpos fueron agrupados de acuerdo con su posición espacial actual, composición y edad, en plutones occidentales y orientales (Rodríguez *et al.*, 2018). El Granito de Garzón forma parte de los plutones orientales que afloran en el Valle Superior del Magdalena.

En este trabajo presentamos nuevos datos de petrografía, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb (LA-ICP-MS) en circón, y se recopilan los datos publicados del magmatismo jurásico del VSM para mejorar el conocimiento y la evolución geológica jurásica de los Andes del norte.

1. Proponente del nombre

Francisco Velandia, Paulina Ferreira, Gabriel Rodríguez y Alberto Núñez (2001).

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

Este plutón, homónimo del municipio donde se encuentra, es parte de los plutones que afloran en el borde occidental de la cordillera Oriental, en el valle superior del Magdalena (plancha 366-Garzón).

Se trata de un cuerpo intrusivo de forma alargada, con una extensión de 13 km, en dirección NE, y con una amplitud máxima de 2,5 km, de composición monzogranítica predominante, con variaciones a granodiorita. Aflora al oriente de la falla de Garzón-Algeciras en la plancha 366, con un área de exposición aproximada de 15 km^2 (figura 1).

3. Reseña histórica

La primera referencia de este plutón corresponde a Radelli (1962), quien lo llamó *pequeño plutón de Garzón*, y lo describe como un granito porfiroideo con cristales de ortosa hasta de 6 cm en una matriz cuarzo-plagioclásica con biotita y anfíbol. Posteriormente Rodríguez (1995), en un estudio petrográfico del grupo Garzón y del granito de anatexis de El Recreo, lo denomina *stock de Garzón*. Por último, Rodríguez *et al.* (1998) lo llaman *Granito de Garzón* en el mapa geológico de la plancha 366-Garzón, al igual que Velandia *et al.* (2001), quienes lo definen y describen en la memoria de la plancha 366.

4. Descripción geológica

De acuerdo con los análisis petrográficos, el cuerpo consiste predominantemente en un monzogranito con variaciones a granodiorita. Velandia *et al.* (2001) consideran que las rocas de este cuerpo corresponden a la serie granito-cuarzomonzodiorita-monzodiorita. Hacia el norte, el plutón presenta composición monzogranítica, es de color blanco moteado de rosado, con texturas hipidiomórfica inequigranular y granular, fanerítico de grano medio a grueso (figura 2), y hacia el sur varía a monzodiorita-cuarzomonzodiorita, con textura hipidiomórfica inequigranular, con rocas de borde con textutra subofítica y un tamaño de grano fanerítico medio a fino. El plutón tiene meteorización con desarrollo de saprolitos arenosos de espesores mayores de 7 m, por lo cual se torna difícil obtener muestras frescas. Además, por la influencia de la falla Garzón-Suaza, que lo limita al occidente, y sistemas de fallas conjugadas que deforman de manera frágil gran parte del cuerpo, se desarrolla una intensa fracturación. El Granito de Garzón se encuentra emplazado en un bloque de basamento metamórfico precámbrico denominado *Grupo Garzón*.

4.1. Petrografía

Se estudiaron petrográficamente cinco secciones delgadas (900715, 900716, 161837, 161908, 162012), cuyos resultados se presentan en la tabla 1, y la clasificación petrográfica se muestra en la figura 3.

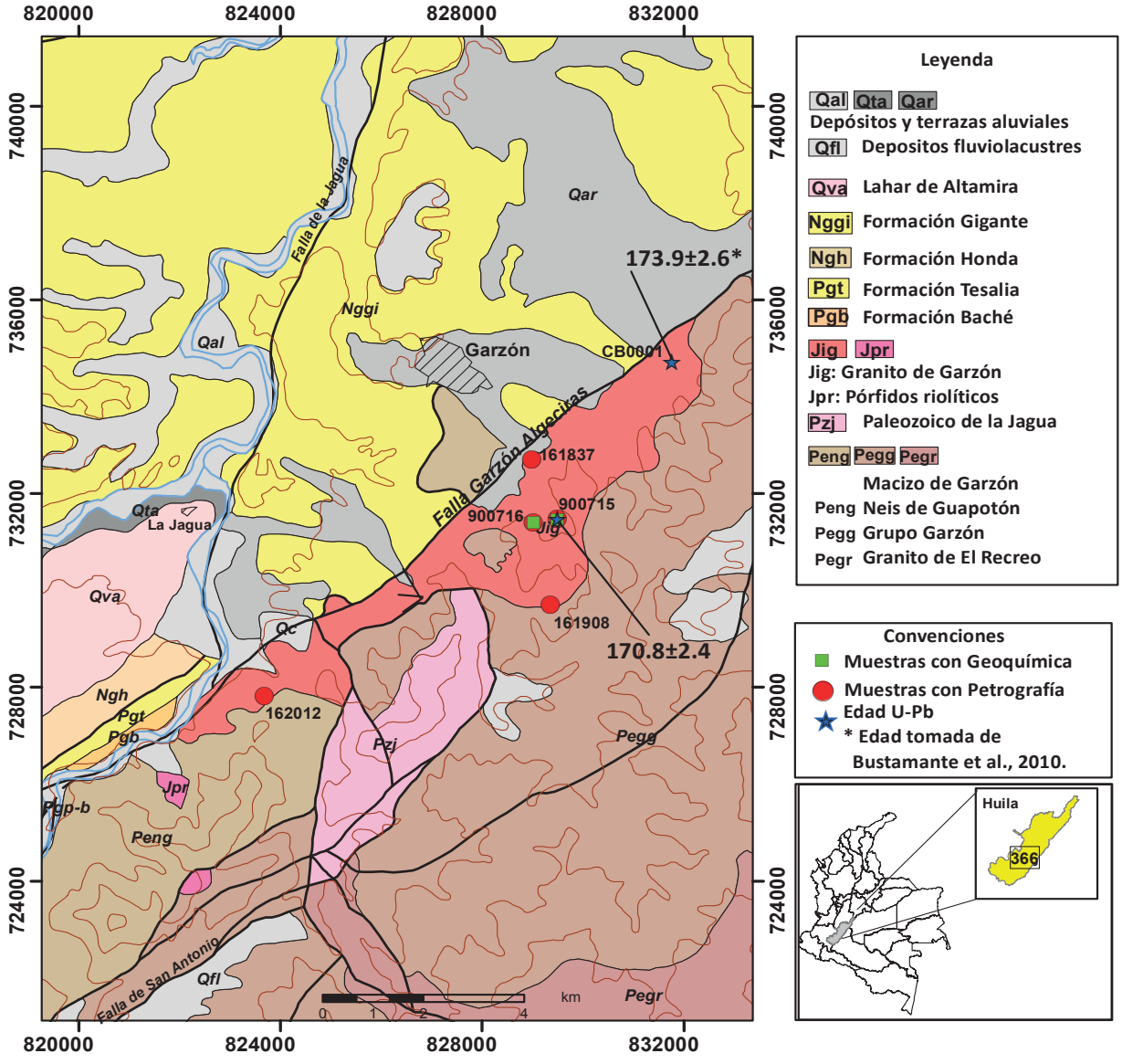


Figura 1. Localización del Granito de Garzón. Cartografía tomada de la plancha 366
Fuente: Rodríguez *et al.* (1998).

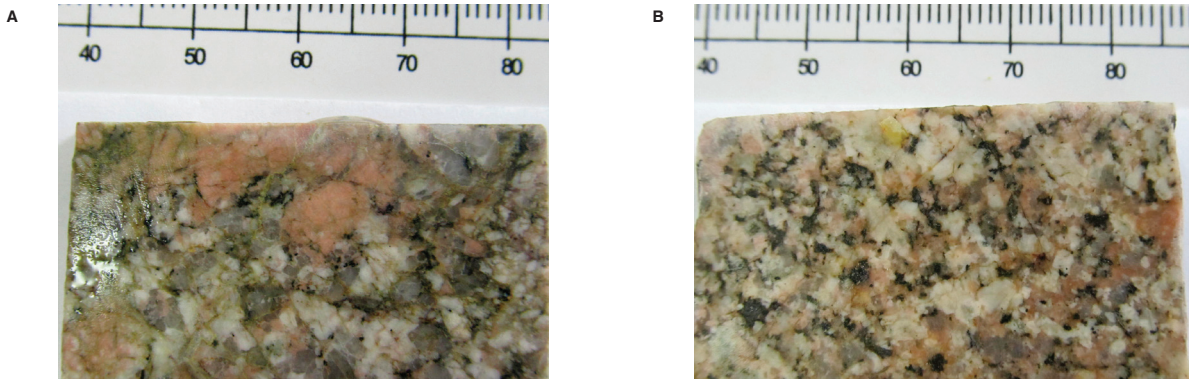


Figura 2. Aspecto macroscópico de rocas del granito de Garzón

4.2. Facies monzogranito-granodiorita

Los monzogranitos y granodioritas están constituidos por plagioclasa de tipo oligoclasa a andesina (An_{28} a An_{34}) en un 35 a 50%, feldespato potásico ortosa (23 a 39%), cuarzo (23 a 38%), y como mineral máfico se presenta la biotita en proporción menor al 4%. Las fases accesorias son circón, titanita, apatito y minerales opacos (figura 4).

La plagioclasa se encuentra en cristales euhedrales a subhedrales, inequigranulares, de tamaños que varían entre 0,16 mm y 2 mm, de formas tabulares, generalmente con maclas de albita, albita-Carlsbad y periclina, con el relieve cercano y levemente mayor que el del bálsamo. Al igual que el cuarzo, pueden estar afectada por deformación de la roca y presentar fracturas irregulares. En ocasiones la plagioclasa presenta contactos con desarrollo de intercrecimientos mirmequíticos con feldespato.

El feldespato potásico es ortosa, aparece como cristales anhedrales inequigranulares de tamaños entre 0,25 y 2,5 mm, con desmezclas pertíticas en parches y filoncillos, con extinción ondulatoria, relieve menor que el del bálsamo, y color de birrefringencia gris del primer orden. El feldespato no tiene maclas, presenta inclusiones de plagioclasa, y en algunos casos se presenta ligeramente poiquilítico (figura 4).

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales inequigranulares, con tamaños variables entre 0,2 mm y 2,5 mm. Los cristales son limpios, con extinción ondulatoria marcada, con inclusiones microcristalinas a manera de líneas. Localmente se disponen de manera intersticial entre los feldespatos, y generalmente son del mismo tamaño. Presenta microfracturas y deformación sobreimpuesta con desarrollo de subgranos en algunas rocas.

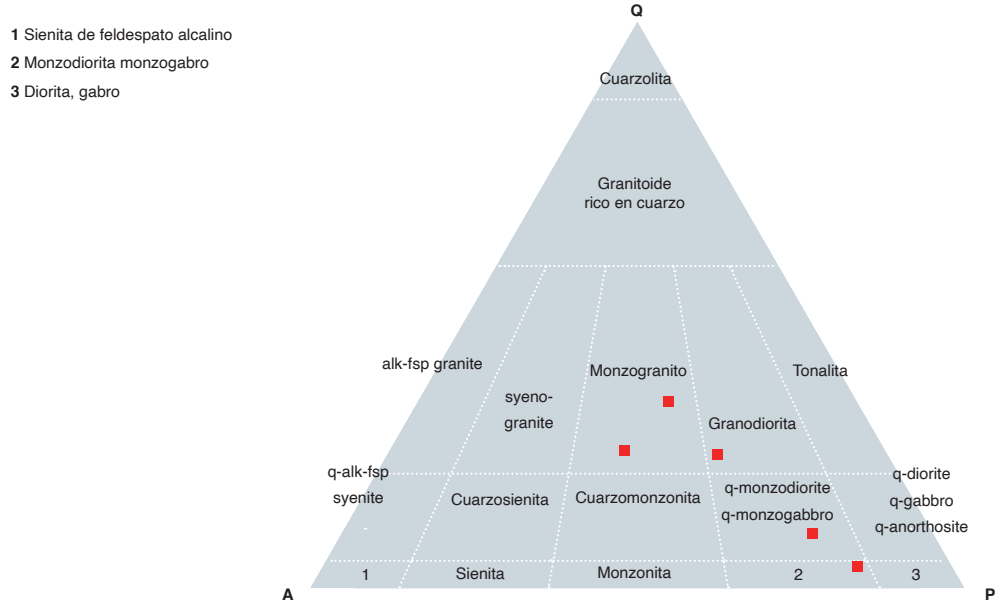


Figura 3. Diagrama QAP de Streckeisen (1976). Clasificación petrográfica con base en la composición modal del Granito de Garzón

Tabla 1. Resultados de los conteos modales de muestras del Granito de Garzón, expresados en porcentajes (símbolo de los minerales según Whitney y Evans, 2010)

N.° muestra	N.° campo	W	N	Qz	Pl	Fsp	Cpx	Hbl	Bt	Op	Tnt	Ap	Zrn	Clasificación petrográfica
900715	GR-6619	829485	731472	33,8	37,4	28,1	0,0	0,0	0,7	TR	TR	TR	TR	Monzogranito
900716	GR-6620	829015	731404	23,0	49,7	23,4	0,0	0,0	3,9	2	TR	TR	TR	Granodiorita
161837	GR-846	828980	732709	25,0	35,0	39,0	0,0	0,0	1,0	TR	TR	TR	TR	Monzogranito
161908	MR-428	829349	729708	3,0	65,0	10,0	13,0	1,0	6,0	1,0	0,0	1,0	TR	Monzodiorita piroxénica
162012	GR-1007	823670	727819	8,0	61,0	14,0	0,0	13,0	2,0	1,0	TR	TR	TR	Cuarzo monzodiorita

TR: trazas.

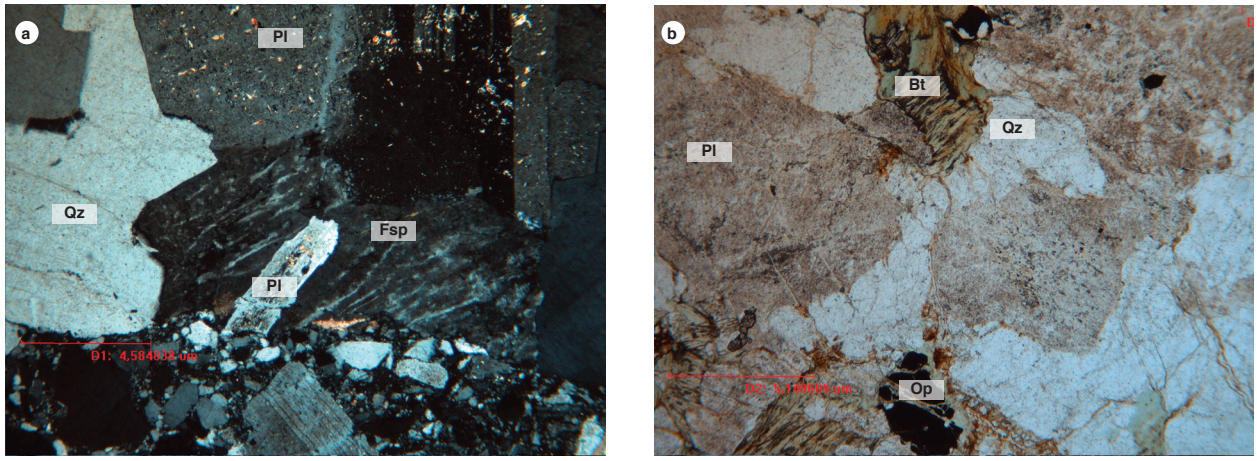


Figura 4. Microfotografías de rocas monzograníticas del Granito de Garzón. Cristales anhedrales de ortosa (Fsp) con desmezclas pertíticas en filoncillos, junto a cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt). Muestras IGM-900715 e IGM-900716

La biotita se encuentra en cristales euhedrales intersticiales a los cristales de feldespato y cuarzo, de tamaño entre 0,25 mm y 0,9 mm. Tiene inclusiones de opacos, apatito, circón y titanita.

El circón se encuentra en microcristales euhedrales, de relieve muy alto y birrefringencia azul del segundo orden. La titanita se encuentra en cristales anhedrales asociados a opacos y biotita, de color pardo, relieve alto y birrefringencia del tercer orden; es ligeramente pleocroico, en tonos pálidos y medios. El apatito aparece asociado a opacos y biotita, como microcristales euhedrales con hábitos hexagonales en cortes basales y prismáticos en secciones longitudinales. Los opacos son finos, de tamaños menores de 0,3 mm, subhedrales a anhedrales, generalmente hospedados en la biotita y frecuentemente con inclusiones de apatito.

La alteración se manifiesta en la plagioclasa con presencia de sericita en escamas finas y arcilla de color pardo. En el feldespato potásico, la alteración a caolín le imprime un color pardo sucio, y en el caso de la biotita, sus cristales se ven totalmente reemplazados por clorita de color verde, con separación residual de titanita y magnetita.

4.3. Facies monzodiorita y cuarzomonzodiorita

Según Velandia *et al.* (2001), las monzodioritas y cuarzodioritas afloran en la parte sur del Plutón y en zonas de borde del cuerpo. Estas rocas tienen texturas inequigranulares bimodales y granulares, algunas, porfídicas con matriz microgranular.

Están constituidas por plagioclasa de tipo andesina (An_{41}) (61 a 64%), ortosa (10 a 14%), cuarzo (3 a 8%), y como minerales máficos se presentan hornblenda verde (1 a 12%), biotita (2 a 6%) y clinopiroxeno, que ocasionalmente puede alcanzar el 13% o estar ausente en la roca. Los minerales accesorios son titanita, circón, apatito y minerales opacos, que se encuentran en cantidades menores al 1% (figura 5).

La plagioclasa tiene una composición de andesina y se presenta en cristales tabulares, frecuentemente con extinción oscilatoria, maclas de albita, albita Carlsbad y Carlsbad, y pueden tener corona de ortosa alrededor de los cristales. Las inclusiones de minerales opacos, apatito, biotita y piroxeno pueden distribuirse zonalmente dentro de los cristales. Pueden presentar intercrecimientos gráficos (figura 5).

El feldespato corresponde a ortoclasa, se encuentra en cristales subhedrales a anhedrales, puede presentar macla de Carlsbad, así como intercrecimientos gráficos con cuarzo en los bordes de fenocristales.

Los cristales de cuarzo se encuentran en la matriz, en cristales anhedrales intersticiales y bordeando fenocristales. El cuarzo cristalizó tardíamente junto a ortosa y desarrolla texturas gráficas alrededor de cristales de plagioclasa.

La biotita se encuentra en cristales anhedrales finos, forma aglomeraciones de cristales con pleocroísmo amarillo pálido en dirección de X, y marrón en direcciones Y y Z, y en ella son comunes las inclusiones de opacos y apatito.

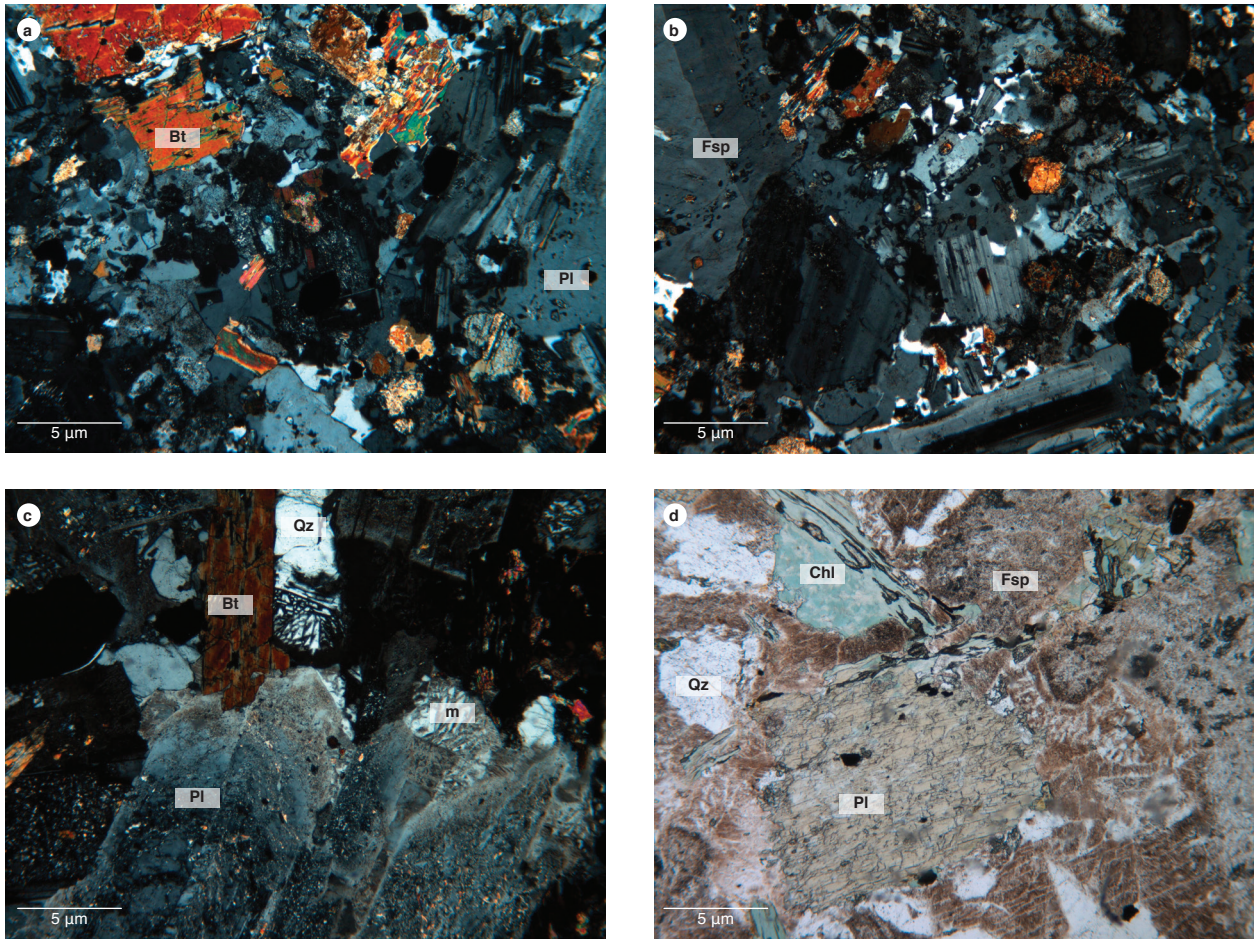


Figura 5. Aspecto microscópico de monzodioritas y cuarzomonzodioritas del Granito de Garzón
a y b) Muestra IGM-161908 monzodiorita, nicoles cruzados. c y d) Muestra IGM-162012 cuarzomonzodiorita, nicoles cruzados y nicoles paralelos. Simbología de los minerales según Whitney y Evans (2010).

Los cristales de clinopiroxeno son subhedrales y anhedrales, en cortes basales y prismáticos, con birrefringencia máxima azul de segundo orden. Pueden tener maclas dobles y polisintéticas, presentan leve pleocroísmo desde un verde pálido en dirección X y amarillo pálido en direcciones Y y Z, y son ligeramente poiquilíticos.

Los cristales de plagioclasa se alteran a saussurita, sericita y arcilla de manera zonal. El feldespato potásico se altera a caolín. La biotita se observa cloritizada, y el clinopiroxeno se uralitiza hacia los bordes.

5. Geoquímica

La caracterización geoquímica del Granito de Garzón se realizó a partir de dos análisis químicos de roca total en rocas clasificadas como monzogranitos, litología predominante del plutón. Los análisis se realizaron en el Laboratorio del Servicio Geológico Colombiano. Los óxidos mayores se analizaron por fluorescencia de rayos X, y los elementos traza por ICP.

5.1. Óxidos mayores

Los resultados de análisis químicos de óxidos mayores en las muestras del Granito de Garzón se muestran en la tabla 2. Los valores recalculados de porcentaje en peso de SiO_2 en muestras del Granito de Garzón varían entre 72,24 y 74,47 %. Los valores de Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, MnO, P_2O_5 y CaO disminuyen con el aumento de SiO_2; el Na_2O y el K_2O son relativamente constantes con el aumento de SiO_2, y el TiO_2 es menor de 0,5 % en las dos rocas. Los contenidos de Al_2O_3 están entre 14,1 y 14,9 %; el MgO es menor del 0,83 %. Las rocas presentan un alto contenido de álcalis ($Na_2O + K_2O > 8$ %), bajas razones $K_2O/Na_2O < 1$, bajo TiO_2 (<0,5 %).

Tabla 2. Composición de óxidos mayores en rocas del Granito de Garzón (valores en % en peso)

IGM	N	W	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	LOI	Total
900715	731472	829485	72,9	0,3	14,1	1,7	0,36	1,4	4,66	3,4	0,08	0,00	1	99,9
900716	731404	829015	69,7	0,4	14,9	2,82	0,83	1,4	4,42	3,6	0,13	0,01	1,6	99,8

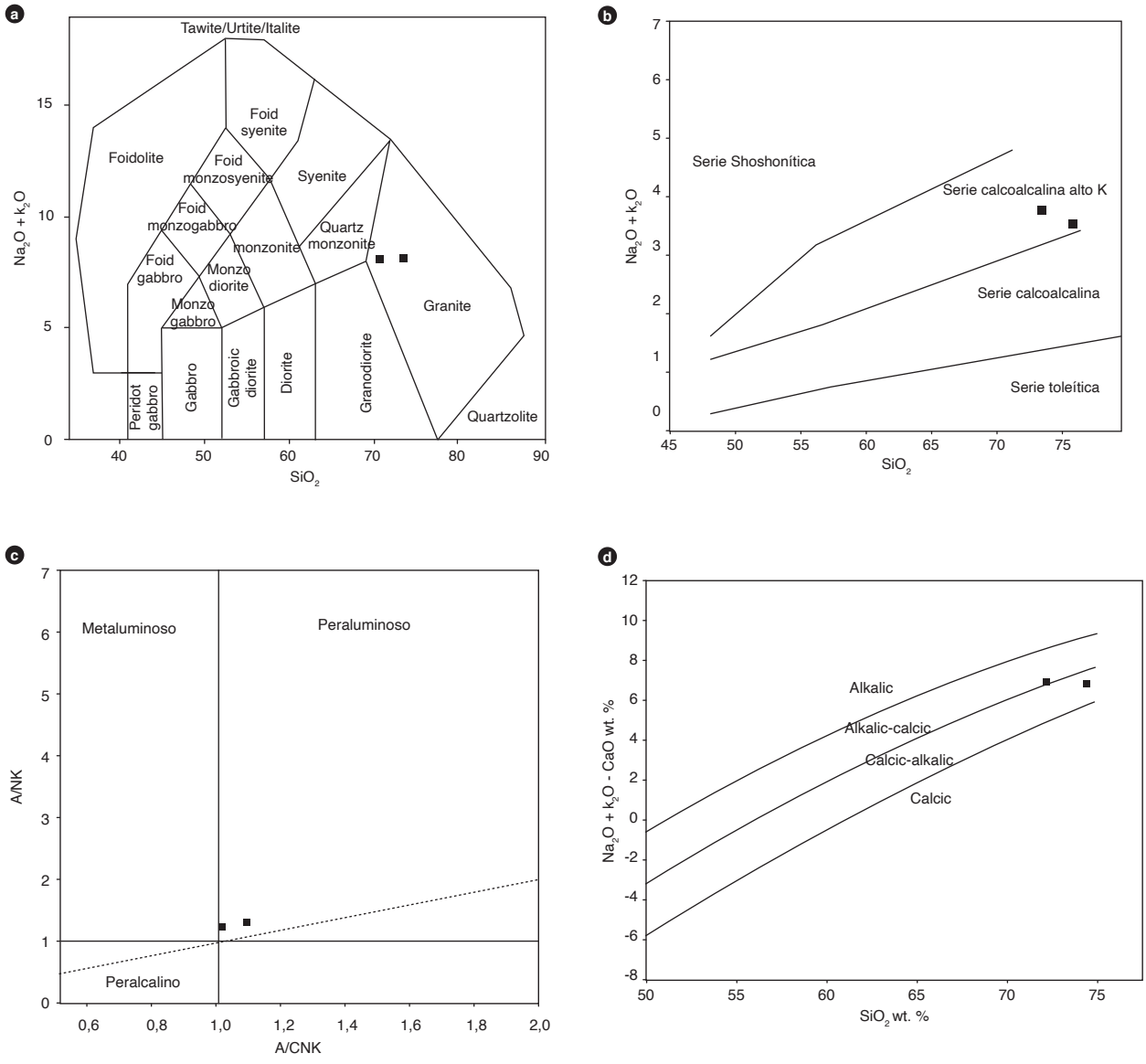


Figura 6. Diagramas de clasificación de rocas del Granito de Garzón
a) Diagrama de Middlemost (1994) del Granito de Garzón. b) Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). c) Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943). Los símbolos en negro representan las muestras del Granito de Garzón.

Según el diagrama TAS de Middlemost (1994) (figura 6a), las rocas se clasifican en el campo de los granitos, lo que concuerda con la clasificación modal resultado del estudio petrográfico. En el diagrama K_2O, contrastado con el SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976), las muestras del Granito de Garzón se ubican en las series calcoalcalinas altas en K, con contenidos de K_2O entre 3,4 y 3,6% (figura 6b), siendo los contenidos de $K_2O < Na_2O$, lo cual marca una diferencia con el monzogranito de Algeciras, donde el K_2O es mayor que el Na_2O (Rodríguez *et al.* 2015).

En el diagrama de Shand (1943), las rocas del Granito de Garzón grafican en el campo peraluminoso con valores de A/NK > 1 y valores de A/CNK > 1, lo que sugiere una posible contaminación del magma con corteza continental, roca de caja o alteración de las rocas. Específicamente corresponden a rocas con valores altos de SiO_2 > 69% (figura 6c). En el diagrama índice de MALI vs. sílice (Frost *et al.*, 2001), las rocas graníticas se catalogan en el campo calcoalcalino y álcalino-calcíco (figura 6d).

5.2. Elementos trazas y tierras raras

En la tabla 3 se resumen los resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza y tierras raras realizados a las rocas del Granito de Garzón, con valores expresados en partes por millón (ppm).

El diagrama de elementos de las tierras raras (REE) normalizado a condrito según los valores de Nakamura (1974) muestra en las rocas granitoides del Granito de Garzón un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), con un patrón homogéneo que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), que terminan en un patrón plano entre Dy y Lu (figura 7).

Las muestras tienen una tendencia paralela entre ellas, con un comportamiento normal en rocas generadas en ambientes de subducción por encima de la placa subducida; además, presentan una leve anomalía positiva de Eu, que está relacionada con la cristalización de plagioclasa.

Los diagramas de multielementos normalizados a MORB (Pearce, 1983) y NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondientes a las dos rocas del Granito de Garzón muestran empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, Ti y P, que puede corresponder a separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, lo que reflejaría una evolución magmática (Winter, 2001), donde el Nb puede comportarse geoquímicamente en forma similar al Ti. Los mayores valores de los

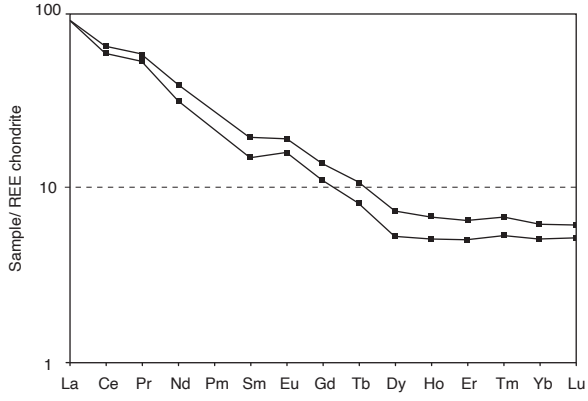


Figura 7. Diagrama de REE normalizado respecto a valores de condrito (Nakamura, 1974)

elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) Cs, Ba y Th indican una afinidad de corteza continental (márgenes convergentes), donde abundan estos elementos altamente incompatibles. Valores mayores en Sr, K, Ba y Rb se deben a su movilización desde fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma (figura 8a), y las anomalías negativas de Nb, Ti y P son características de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción, con empobrecimiento progresivo hacia los elementos pesados (Pearce, 1996) (figura 8b). Además, estos granitos tienen anomalía negativa de Nb, una signatura geoquímica típica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados a arcos (Pearce, 1996), con patrón subparalelo en las muestras.

5.3. Discriminación de ambiente tectónico y tipo de granitoide

Las rocas del Granito de Garzón muestran características de series magnesianas de magmas tipo andino o

Tabla 3. Resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza y tierras raras correspondientes a muestras del granito de Garzón, expresados en partes por millón (ppm)

IGM	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Cd	In	Cs	Ba	La	Ce	Pr
900715	2,00	3,47	31,44	2,81	7,41	4,07	2,89	30,33	13,22	87,90	366,03	11,09	0,07	0,02	0,36	691,91	29,73	51,42	5,93
900716	1,48	5,35	38,42	3,15	8,05	4,16	11,60	35,01	15,80	89,34	329,22	13,90	0,12	0,02	0,35	942,55	30,61	56,59	6,54

IGM	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Bi	Th	U	Nb	Zr
900715	19,98	3,05	1,23	3,07	0,39	1,81	0,36	1,14	0,16	1,13	0,18	0,44	4,89	0,08	7,94	1,71	6,90	133,25
900716	24,69	3,97	1,49	3,85	0,51	2,53	0,48	1,48	0,21	1,37	0,21	0,39	5,22	< 0,05	5,53	1,33	7,50	133,25

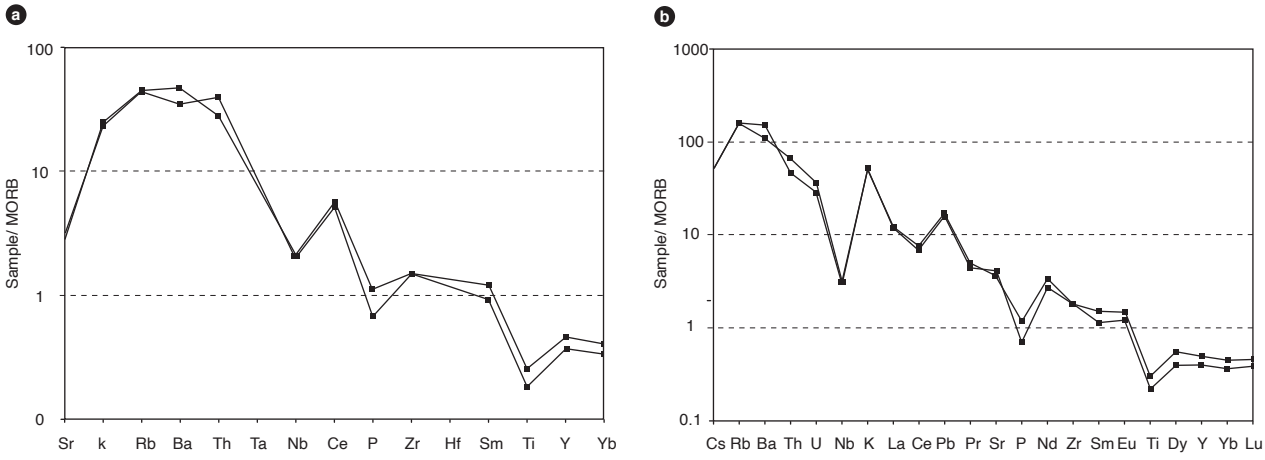


Figura 8. Diagramas multielementales para rocas del Granito de Garzón
a) Diagrama multielemental normalizado a MORB (Pearce, 1983). b) Diagrama multielemental normalizado al NMORB (Sun y McDonough, 1989).

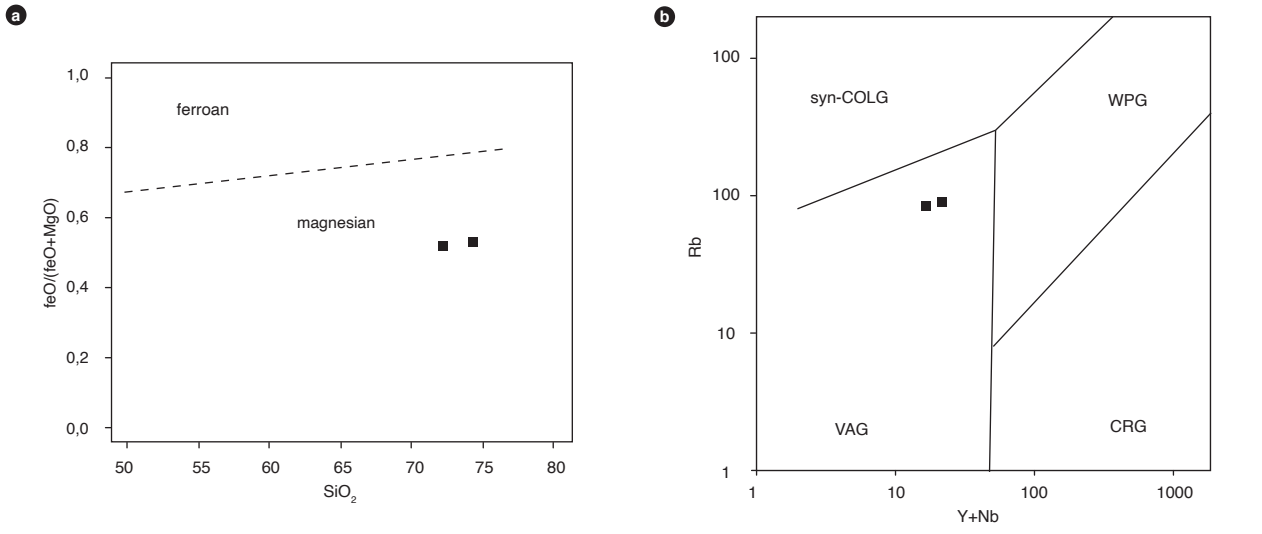


Figura 9. Diagramas de clasificación y discriminación del ambiente tectónico para rocas del Granito de Garzón
a) Diagrama de Frost *et al.* (2001). b) Diagrama de Pearce *et al.* (1984).

cordillerano, de acuerdo con el diagrama de Frost *et al.* (2001) (figura 9a). Se ubican en el diagrama de Pearce *et al.* (1984) en el campo de los granitos de arco volcánico (figura 9b).

6. Posición estratigráfica y geocronología

El Granito de Garzón intruye las rocas metamórficas del Grupo Garzón en el borde oriental del cuerpo (Velandia *et al.*, 2001), y presenta xenolitos de migmatitas y granulitas. No se observan efectos térmicos ni aureola de contacto clara y, además, Velandia *et al.* (2001) describen la presencia de cuerpos porfiríticos de composición similar que cortan las metamorfitas. El límite occidental del plutón está dado por la falla Garzón-Algeciras, que desarrolla una amplia zona de cizallamiento y milonitización del plutón, poniéndolo en contacto con la Formación Gigante, que consiste en rocas sedimentarias del Paleógeno.

Se realizó la datación de una muestra del Granito de Garzón (GR-6619) y se retomó la datación realizada por

Bustamante *et al.* (2010), mediante el método U/Pb LA-ICP-MS, con el cual obtuvo una edad de 173,9 ± 1,6 Ma. La localización de las dataciones se presenta en la figura 1, y para el cálculo de la edad se utilizó el programa Isoplot versión 3.5.

La muestra GR-6619 fue datada en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad Autónoma de México. Se encuentra localizada en las coordenadas N: 731472 y W: 829485, con origen Bogotá, y corresponde a un monzogranito de color blanco y rosado con motas negras debido a los minerales máficos. Su textura es hipidiomórfica inequigranular (figura 2a). De acuerdo con las imágenes de catodoluminiscencia, los circones son relativamente pequeños (50 a 100 micras), con formas prismáticas en tallos y con zonamientos oscilatorios en algunos de ellos. Los análisis de U-Pb revelan la presencia de dos cristales heredados, con edades de ca. 2583 (discordante) y 1610 Ma (figura 10a). El grupo restante de circones indica una cristalización durante el Mesozoico, entre ca. 165 y ca. 180 Ma.

De los veinticuatro análisis de isótopos U-Th-Pb obtenidos inicialmente de la muestra GR-6619, fueron descartados los circones con valores de discordancia mayores del 15%, de acuerdo con la relación [($^{207}Pb/^{235}U$)-($^{206}Pb/^{238}U$)/$^{206}Pb/^{238}U$)], con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad. Por lo tanto, para la interpretación de la edad de la muestra se trabajó con dieciséis circones.

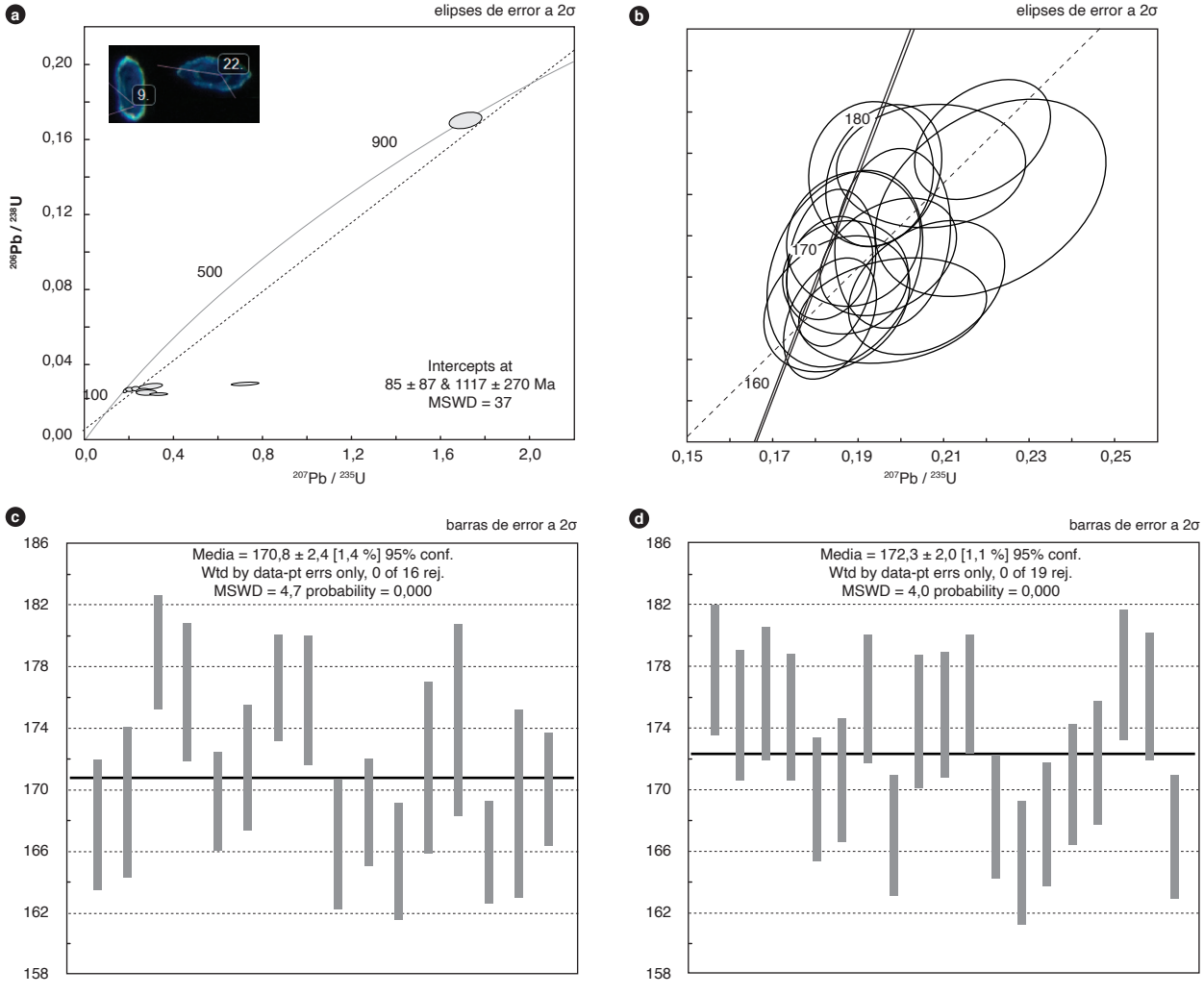


Figura 10. Resultados geocronológicos de las muestra GR-6619 y CB0001
a) Diagrama de concordia correspondiente a todos los circones de la muestra GR-6619, con cristales de circón prismáticos y zonados. b) Diagrama de concordia correspondiente a dieciséis circones escogidos. c) Diagrama del cálculo de la media y la desviación correspondiente a la muestra GR-6619. d) Diagrama recalculado de la media ponderada y la desviación correspondiente a la muestra CB0001, datada por Bustamante *et al.* (2010). Fuente: autores y Bustamante *et al.* (2010).

En la figuras 10b y c se muestra la edad de cristalización del Granito de Garzón, cuyos circones presentan un comportamiento concordante con respecto a las concentraciones de $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$. En el diagrama del cálculo de la media ponderada y la desviación se obtienen rangos moderadamente dispersos que se pueden integrar en un valor de edad representativo de la unidad litológica de 170,8 ± 2,4 Ma para la muestra GR-6619 (MSWD = 4,7), y de 172,3 ± 2,0 Ma (MSWD = 4,0) para el recálculo correspondiente a la muestra CB0001, datada por Bustamante *et al.* (2010) (figuras 10c y d).

Dichas edades, teniendo en cuenta la peculiaridad que tiene el circón en su temperatura de cierre cercana a los 900 °C, asociadas con eventos de cristalización magmática, indican que la edad de cristalización de la roca corresponde al Jurásico Medio. En términos generales, la edad del Granito de Garzón se encuentra en el intervalo entre 170,8 ± 2,4 y 172,3 ± 2,0 Ma, de acuerdo con los datos obtenidos.

En la muestra GR-6619, la relación Th/U varía entre 0,61 y 1,15 ppm. La mayoría de valores alrededor de 1 ppm se relacionan con un origen ígneo, consistente con la forma prismática corta de los circones y la zonación oscilatoria concéntrica.

El análisis de ICP-MS permitió determinar la abundancia de los elementos traza de cada circón analizado de la muestra GR-6619. Los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* de cada uno de ellos. En el diagrama correspondiente, expuesto en la figura 11, se observa un comportamiento paralelo y homogéneo en la mayoría de los circones.

La muestra GR-6619 tiene un circón enriquecido en tierras raras livianas (LREE), lo que sugiere que el circón cristalizó junto con otro mineral enriquecido en los elementos de las LREE.

6.1. Contactos

Este cuerpo intruye rocas metamórficas precámbricas del grupo Garzón y las sedimentitas de la formación La Jagua. Además, muestra un contacto por fallamiento con la formación Gigante, que cabalga sobre ella y se encuentra parcialmente cubierto por depósitos aluviales en el borde occidental.

7. Correlaciones

Debido a la ubicación, a su edad Jurásica entre 170,8 ± 2,4 y 172,3 ± 2,0 Ma, y a la similitud de características litológicas, el Granito de Garzón puede correlacionarse con el Monzogranito de Algeciras, la Cuarzolatita de Teruel y el Monzogranito de Altamira (Rodríguez *et al.*, 2015; Arango *et al.* 2015 a y b). Además, en cuanto a la posición tectonoestratigráfica, estos cuerpos intrusivos se hallan alineados al oriente de la falla Algeciras y representan un pulso magmático de edad Jurásica en el borde occidental de la cordillera Oriental de Colombia.

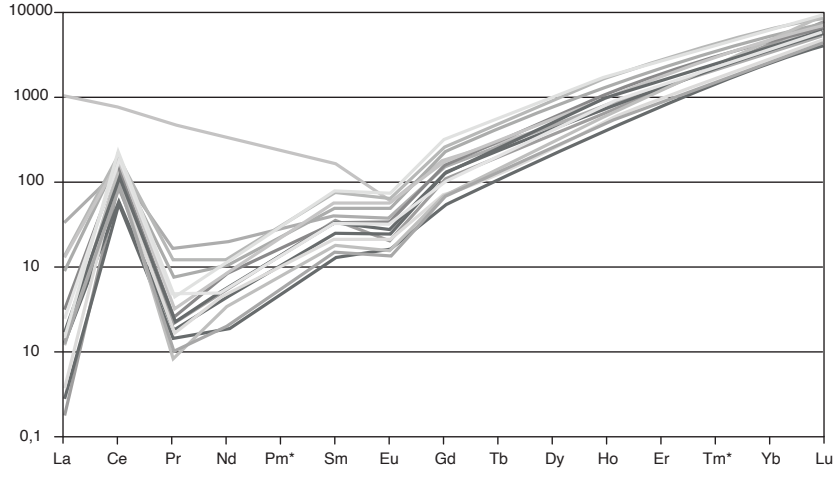


Figura 11. Patrón de tierras raras normalizadas a valores del condrito de McDonough y Sun (1995), de análisis de circones pertenecientes a la muestra GR-6619
Se grafican además las siguientes relaciones: Pm* = (Nd*Sm)^2 y Tm* = (Er*Yb)^2.

8. Localidad tipo

El Granito de Garzón aflora al norte, en las cabeceras de la quebrada Chontaduro, en la quebrada de Garzón y en la vía que la bordea hasta la vereda Platanares, en el carreteable que conduce a la vereda Buenos Aires, y en el sur, en la quebrada Aguacaliente. Se propone como localidad tipo la carretera que bordea la quebrada Garzón, y como localidad alternativa el corte por la carretera que bordea la quebrada Las Damas.

9. Génesis

De acuerdo con los resultados geoquímicos de la roca total y con la química isotópica, y características físicas de los circones, el Granito de Garzón es levemente peraluminoso de tipo I, cordillerano, formado en un ambiente de arco magmático, afín a la serie calcoalcalina alta en K y a magmas magnesianos.

El plutón tiene un origen por fusión de rocas ígneas, si se considera la presencia de hornblenda, con leve aporte de corteza o de rocas sedimentarias pertenecientes a la misma, por lo cual es levemente peraluminoso.

10. Recursos minerales

Hasta el momento no se conoce ninguna mineralización asociada al Granito de Garzón.

Una posibilidad de contemplar el Granito de Garzón como recurso minero estaría enfocada a considerarlo como roca de aplicación, destinando su explotación como material de construcción. En cuanto a la parte meteorizada del mismo, se recomienda la explotación de arcillas y arenas para la industria ladrillera del municipio de Garzón.

Referencias

Arango, M., Rodríguez, G., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015a). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: monzogranito de Altamira.* Servicio Geológico Colombiano.

Arango, M., Rodríguez, G., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015b). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: cuarzolatita de Teruel-Serranía de Las Minas, Huila.* Servicio Geológico Colombiano.

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G. y Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Boletín de Geología*, *32*(2), 93-109.

Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, *37*(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Paton, C., Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., Greig, A. y Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *11*(3). https://doi.org/10.1029/2009GC002618

Pearce, J. (1983). Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C. Hawkesworth, y J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths* (pp. 230-249). Shiva.

Pearce, J. (1996). *User's guide to basalt discrimination diagrams.* Association Géologuique du Canada.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Petrus, J. y Kamber, B. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *36*(3), 247-270. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x

Radelli, L. (1962). Introducción al estudio de la petrografía del Macizo de Garzón (Huila-Colombia). *Geología Colombiana*, 3, 16-46.

Rodríguez, G. (1995). Petrografía y microtexturas del grupo Garzón y el granito de anatexis de El Recreo,

macizo de Garzón, cordillera Oriental, Colombia. *Revista Ingeominas*, 5, 17-36.

Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2018). Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 10-30. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.012

Rodríguez, G., Ferreira, P., Velandia, F. y Núñez, A. (1998). *Geología de la plancha 366-Garzón. Escala 1:100.000*. Informe. Ingeominas.

Rodríguez, G., Zapata, G., Arango, M. y Bermúdez, J. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: monzogranito de Algeciras*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Solari, L., Gómez Tuena, A., Bernal, J., Pérez Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *34*(1), 5-18. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x

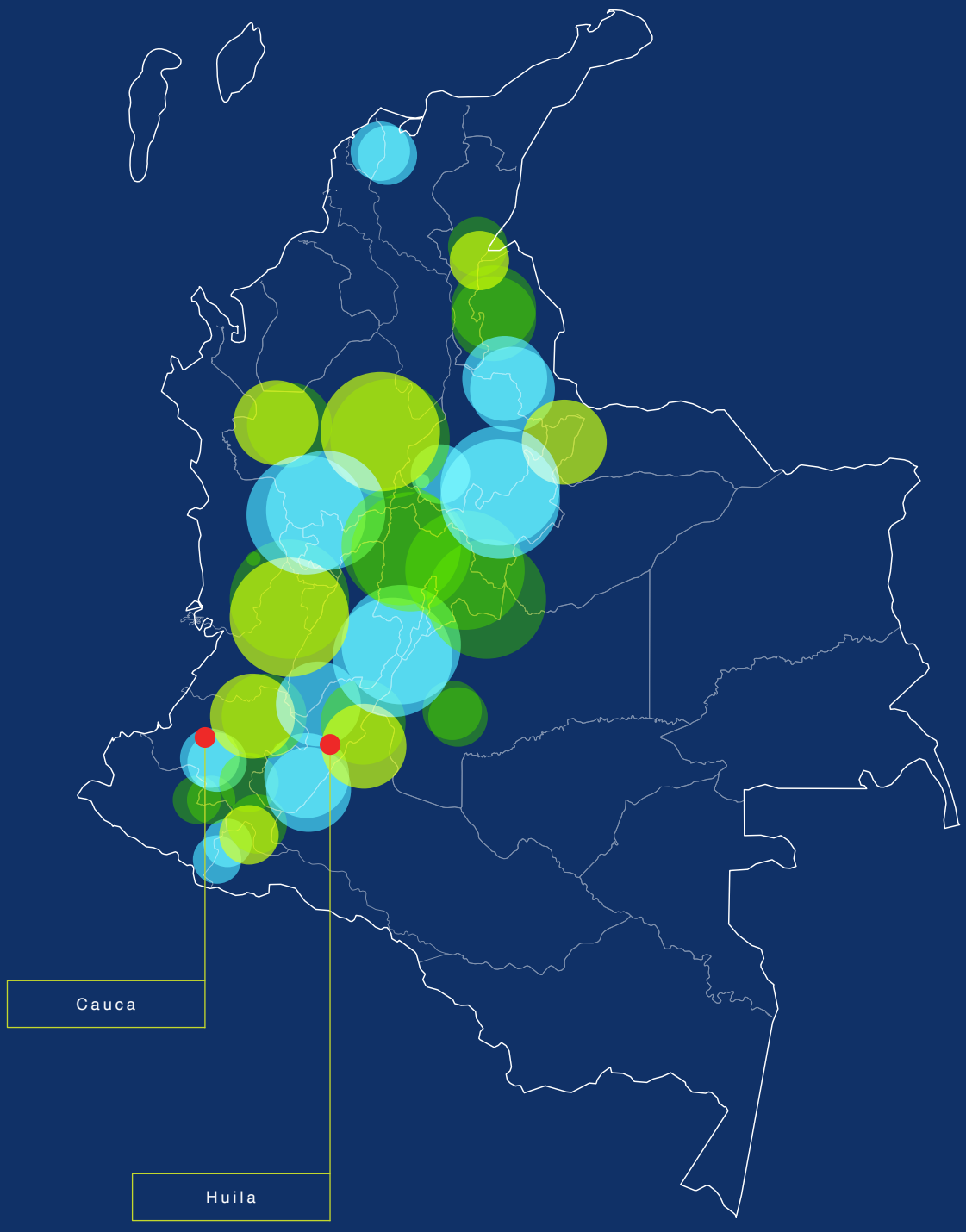
Streckeisen, A. (1976). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte*, H. l, 1-15.

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (2001). *Levantamiento geológico de la plancha 366 (Garzón)*. Escala 1:100 000. Ingeominas.

Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, *95*(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.


Cauca
Huila

Monzogranito de Altamira

Cordillera Central y Oriental
Departamentos del Huila y Cauca

María Isabel Arango M., Gabriel Rodríguez G.,
Gilberto Zapata G. y José Gilberto Bermúdez C.

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Arango, M. I., Rodríguez, G., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). Monzogranito de Altamira. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.12

Los cuerpos magmáticos jurásicos que afloran en el Valle Superior del Magdalena fueron estudiados durante la ejecución del proyecto Magmatismo Jurásico en Colombia por parte del Grupo de Estudios Geológicos Especiales del Servicio Geológico Colombiano.

El catálogo del Monzogranito de Altamira aporta nueva información de petrografía, litogeoquímica y geocronología U-Pb para mejorar el conocimiento de este cuerpo intrusivo del Jurásico, y sobre el magmatismo de arco en el Valle Superior del Magdalena.

1. Proponente del nombre

Rodríguez, Ferreira, Velandia, y Núñez (1998), en los trabajos de cartografía de la plancha 366 Garzón, nombran y describen esta unidad ígnea de acuerdo con su composición petrográfica predominante y su localización.

2. Origen del nombre y distribución geográfica

Este cuerpo toma su nombre del municipio de Altamira, que se localiza hacia el noroeste del plutón. Se extiende entre las cordilleras Central y Oriental con una dirección NE-SW, sobre el valle del río Suaza, entre los departamentos del Huila y Cauca (figura 1). Aflora como dos franjas que cubren un área total de 453 km^2: la primera se extiende entre las planchas 366 (Garzón) y 389 (Timaná) con una prolongación aproximada de 29,5 km y un ancho de 4,7 km; más hacia el sur aflora la segunda franja en las planchas 388 (Pitalito) y 412 (San Juan de Villalobos), con una longitud de 62,3 km y un ancho de 9,5 km.

Las mejores exposiciones del Monzogranito de Altamira (en adelante MA) se encuentran en la quebrada La Cuchilla, en la plancha 366, sobre la vía Gallardo-Timaná, en el río Riecitos, en la plancha 388, y en la serranía que está hacia el oriente de Acevedo, en el pantano de Toribío, en la plancha 389.

3. Reseña histórica

Originalmente esta unidad fue referida por Grosse (1930, 1935) al citar intrusiones de cuerpos más o menos continuos entre Pitalito, Altamira y Garzón, haciendo referencia a rocas andinas o macizos poscretácicos en la región de las cabeceras del río Magdalena y el río Caquetá. Posteriormente fue denominado por Radelli (1962) *plutón de Altamira*, nombre con el que se refería a una masa plutónica con tendencia alcalina que diferenció de las intrusiones poscretácicas de afinidad tonalítica, sugiriendo que se trataba de granitos con relación al basamento premesozoico.

Restrepo-Pace *et al.* (1997) lo nombran como *Granito de Suaza-Altamira*, y Rodríguez *et al.* (1998) le asignan el nombre de *Monzogranito de Altamira* en la cartografía de la plancha 366 (Garzón) realizada por Ingeominas.

Marquínez y Velandia (2001), en la descripción de la plancha 388 (Pitalito) del Ingeominas, lo llaman *Granito de Altamira* al referirse al cuerpo intrusivo que aflora al oriente del municipio de Altamira.

4. Descripción geológica

Macroscópicamente, las rocas frescas del Monzogranito de Altamira son faneríticas, masivas, leucocráticas (de colores gris claro a rosado, con índice de color del 20%, y moteadas de negro) e inequigranulares (de tamaño de grano medio a grueso con variaciones porfídicas) (figura 2). Están compuestas por cristales anhedrales de cuarzo, cristales tabulares subhedrales de plagioclasa, cristales anhedrales de feldespato potásico, láminas de biotita de color negro y hornblenda tabular de color verde.

Sin embargo, en la mayoría de los lugares donde aflora, el MA se presenta en forma de saprolito de textura arcillo-arenosa de color blanco a crema, producto de la oxidación de los minerales máficos.

El cuerpo principal se encuentra intruido por diques de 30 a 70 cm de espesor, los cuales presentan textura porfirítica marcada por fenocristales de hornblenda de grano medio en una matriz microgranular de plagioclasa

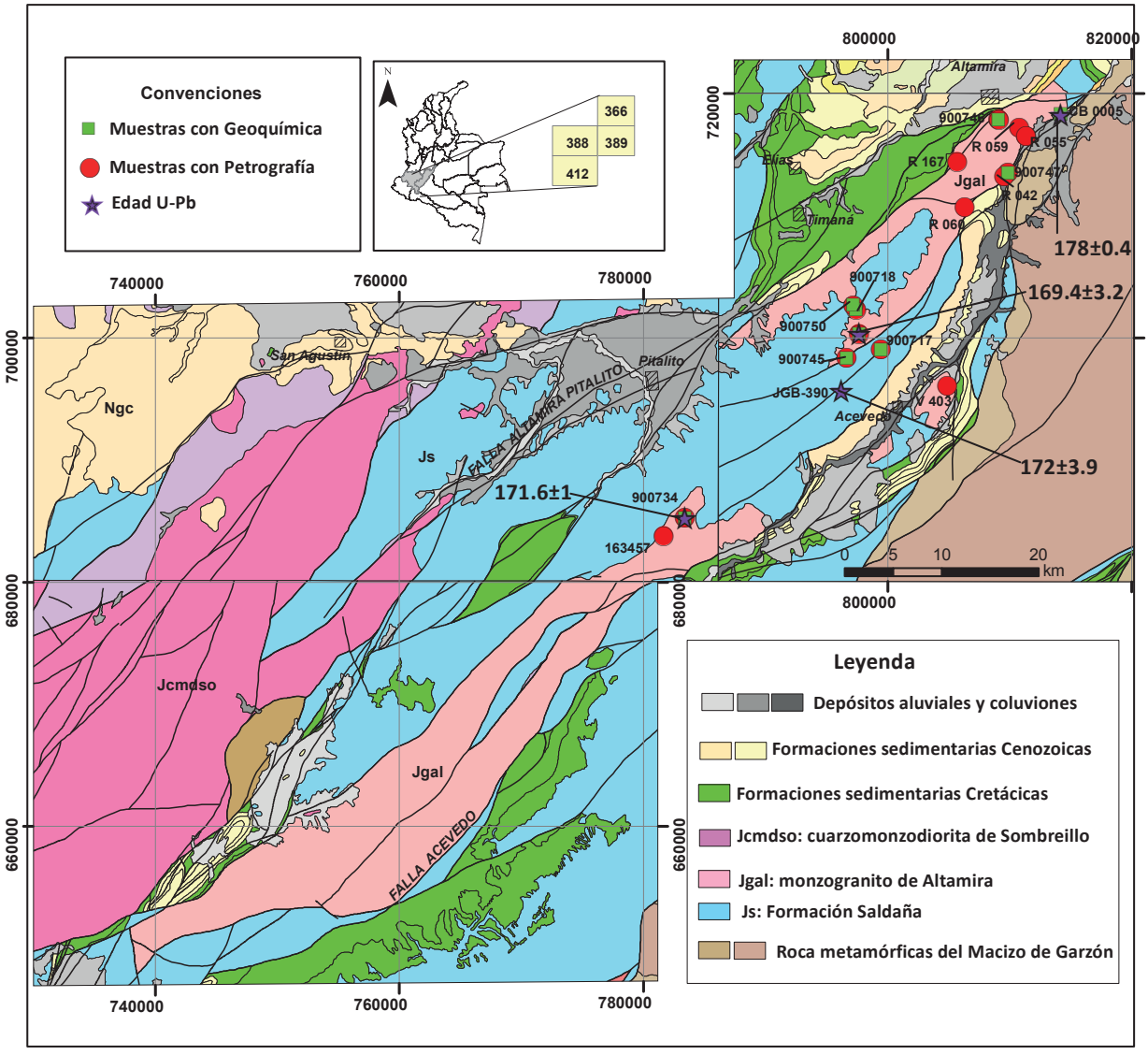


Figura 1. Mapa geológico y localización de las muestras usadas en el presente estudio
Fuente: Velandia *et al.* (2001), Cárdenas *et al.* (2003), Rodríguez *et al.* (2003) y Núñez (2003).

y hornblenda. Según Velandia *et al.* (2001), estos diques son intermedios a ácidos y presentan composición andesítica a riodacítica.

Para la descripción y clasificación petrográfica del MA se realizó el análisis de nueve secciones delgadas nuevas y ocho muestras petrográficas tomadas de la cartografía de las planchas 388 (Cárdenas *et al.*, 2003) y 389 (Rodríguez *et al.*, 2003) del Ingeominas.

A las muestras nuevas se les realizó el análisis modal por medio de conteo de puntos, con el fin de obtener el volumen porcentual de los minerales presentes en cada muestra. Estos posteriormente fueron usados en la clasificación de las rocas usando el diagrama de Streckeisen (1974, 1979) (tabla 1 y figura 3).

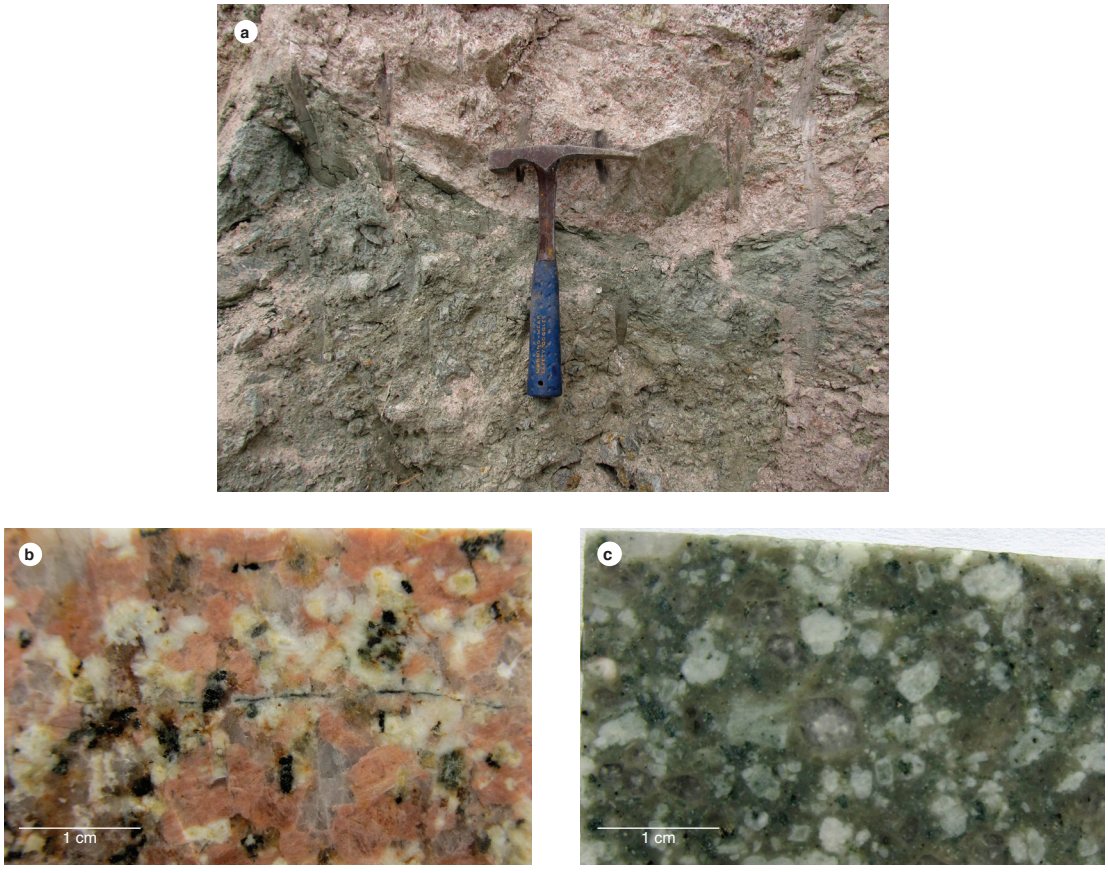


Figura 2. Características macroscópicas del Monzogranito de Altamira
a) Afloramiento saprolitizado del contacto del MA con dique básico. b) Aspecto macroscópico del monzogranito (IGM 900749). c) Pórfido dacítico (IGM 900747).

Tabla 1. Composición modal (%) y clasificación de las rocas del Monzogranito de Altamira

IGM	W (m)	N (m)	Qz (%)	Pl (%)	Kfs (%)	Hbl (%)	Bt (%)	Opq (%)	Ttn (%)	Ap (%)	Zrn (%)	Ep (%)	Chl (%)	Cal (%)	Matriz (%)	Clasificación
900718	797441	702346	29,5	24,7	42,5		2,1	0,8	0,6	TR	TR					Monzogranito
900734	783390	685289	29	34,8	31,9	0,7	2,9	0,7	TR	TR	TR					Monzogranito
900745	796663	698382	24,8	15,6	56,8		1,2	1,2	0,4	TR	TR					Sienogranito
900749	797653	700302	26	29	36		7,5		1	0,5	TR					Monzogranito
900747	809861	713541	9	21,5	11				0,5	0,3		0,2	TR		57,5	Porfido dacitico
R055*	811328	716530	10	30	45	8	5	2	TR	TR	TR					Cuarzomonzonita
R059*	810803	717249	10	40	30	10	5	2	3	TR	TR					Cuarzomonzonita
R060*	806328	710711	15	30	39	6	6	2,5	1,5	TR	TR					Cuarzomonzonita
R167*	805694	714440	25	26	45		2	0,5	1,5	TR	TR					Monzogranito
V403*	804870	696098	38	45		7		5	5							Granito
163457	781622	683783	14,7	38,7	39	2,7	2,7		2,2							Cuarzomonzonita
900717	799462	699077	37	15,6	46,8		TR	0,6	TR	TR	TR					Sienogranito
900746	809075	717925	3	65	2			2	2		TR	5	15	6		Saprolito de diorita
900750	797195	702681	12	24	59		2	TR			TR			3		Cuarzotraquita
R055A*	811328	716530	4,5	75				TR	0,5			20				Diabasa
R042*	809562	713259	TR	55		TR			TR	TR	TR	30	15			Andesita
R063*	809136	717894	30	24	40		5	1		TR	TR					Riolita

Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010). Autores
TR = traza
Fuente: *muestras tomadas de las planchas 388 (Cárdenas *et al*., 2003) y 389 (Rodríguez *et al*., 2003).

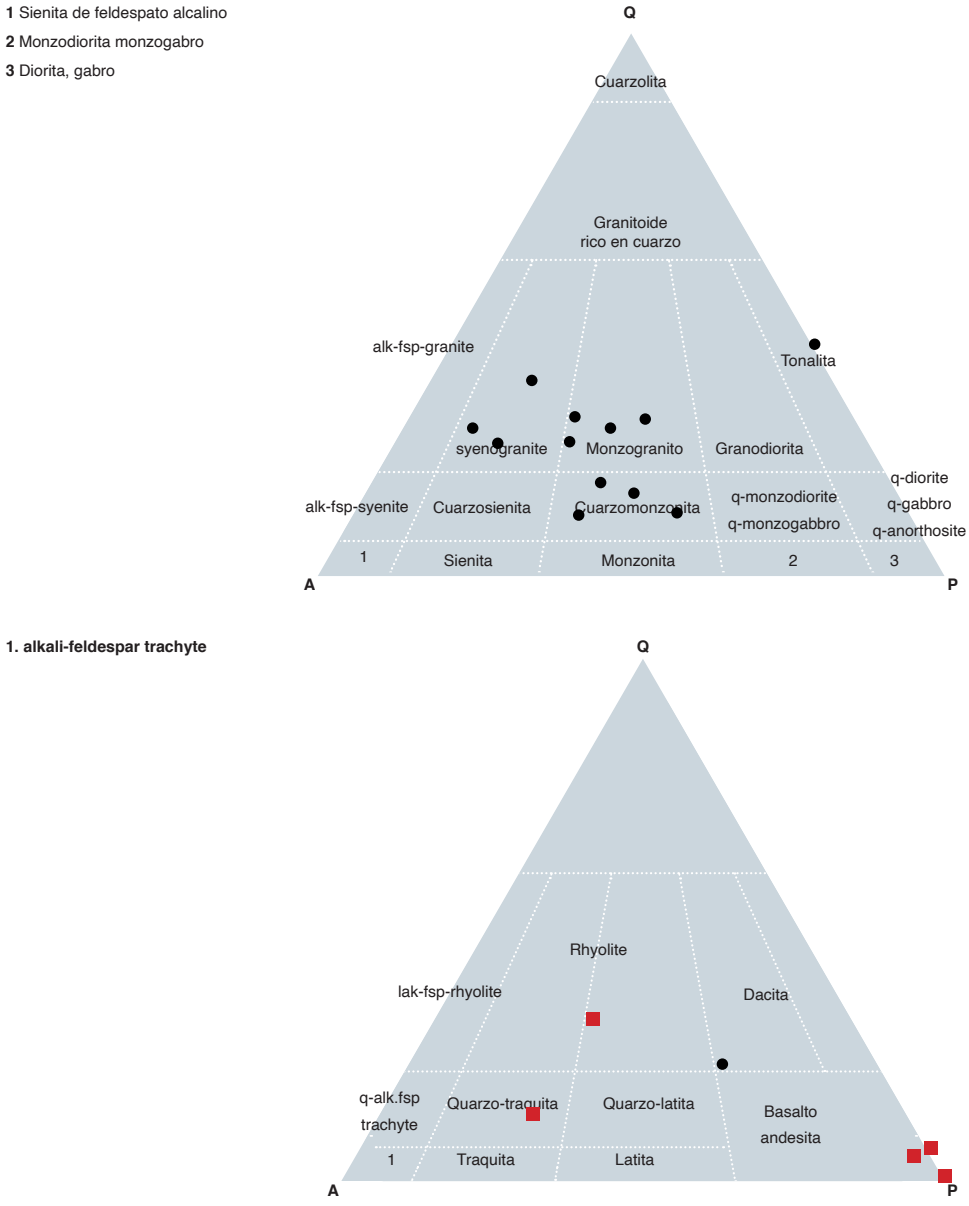


Figura 3. Clasificaciòn de rocas del Monzogranito de Altamira
Rocas del Monzogranito de Altamira. Rocas de dique (en rojo) y a la roca porfídica (IGM 900747, en negro). Fuente: Streckeisen (1974) y autores.

La figura 3 muestra que el MA es un cuerpo que varía composicionalmente entre sienogranito, monzogranito y cuarzomonzonita, mientras que los diques presentan composición riolita, cuarzotraquita y diorita-andesita.

En términos generales, el MA presenta textura hipidiomórfica inequigranular y se compone de feldespato potásico (30 a 60%), plagioclasa (15 a 75%), cuarzo (3 a 60%), biotita (2 a 7%) y hornblenda (<10%) (figura 4). Como minerales accesorios presenta titanita (<2%), minerales opacos (<2%), apatito y circón (en contenidos traza).

El feldespato potásico es de tipo ortosa. Se presenta en forma de cristales anhedrales a subhedrales de tamaños que varían entre 0,4 y 1,0 mm, y presenta desmezclas pertíticas en formas de filoncillos, parches de microclina con texturas tipo “tartán”, que indican un desdoblamiento hacia microclina, e inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita y opacos.

La plagioclasa es de tipo andesina (An_{32} a An_{36}) y forma cristales tabulares enmascarados por alteración a sericita. Presenta maclas de tipo albita y albita-Carlsbad y zonaciones de tipo normal con el núcleo más cálcico que sus bordes. Además, aparece como cristales intersticiales entre cuarzo y feldespato, y con inclusiones de microcristales de biotita, titanita, apatito y minerales opacos.

El cuarzo se presenta como cristales xenomórficos con tamaños entre 0,3 mm y 1,7 mm, con microfracturas irregulares e inclusiones de polvo, minerales opacos y titanita. En algunas ocasiones presenta intercrecimientos micrográficos y textura poiquilítica marcada por inclusiones de minerales opacos, titanita y biotita.

Como minerales máficos predomina la biotita en agregados de láminas finas de tamaños menores de 0,3 mm, de color pardo verdoso con un pleocroísmo X: amarillo pálido, Y = Z: pardo verdoso y una extinción moteada. Puede encontrarse como microcristales incluidos en la plagioclasa e intersticial entre feldespatos y cuarzo, generalmente junto a minerales opacos y titanita. Ocasionalmente presenta inclusiones de circón y apatitos.

La hornblenda se presenta en cristales subhedrales de color verde con pleocroísmo X: verde pálido, Y = Z: verde oliva, color de interferencia amarillo del segundo orden y ángulo de extinción de 21°. Presenta inclusiones de opacos, titanita, cuarzo, biotita y apatito, y se altera a epidota en agregados granulares.

Como accesorios, el apatito forma cristales tabulares euhedrales incoloros, incluidos en plagioclasa, cuarzo, ortosa y biotita. La titanita aparece en agregados finos con tamaños menores de 0,1 mm, de color pardo y alto relieve, incluida en los planos de clivaje de la biotita. El

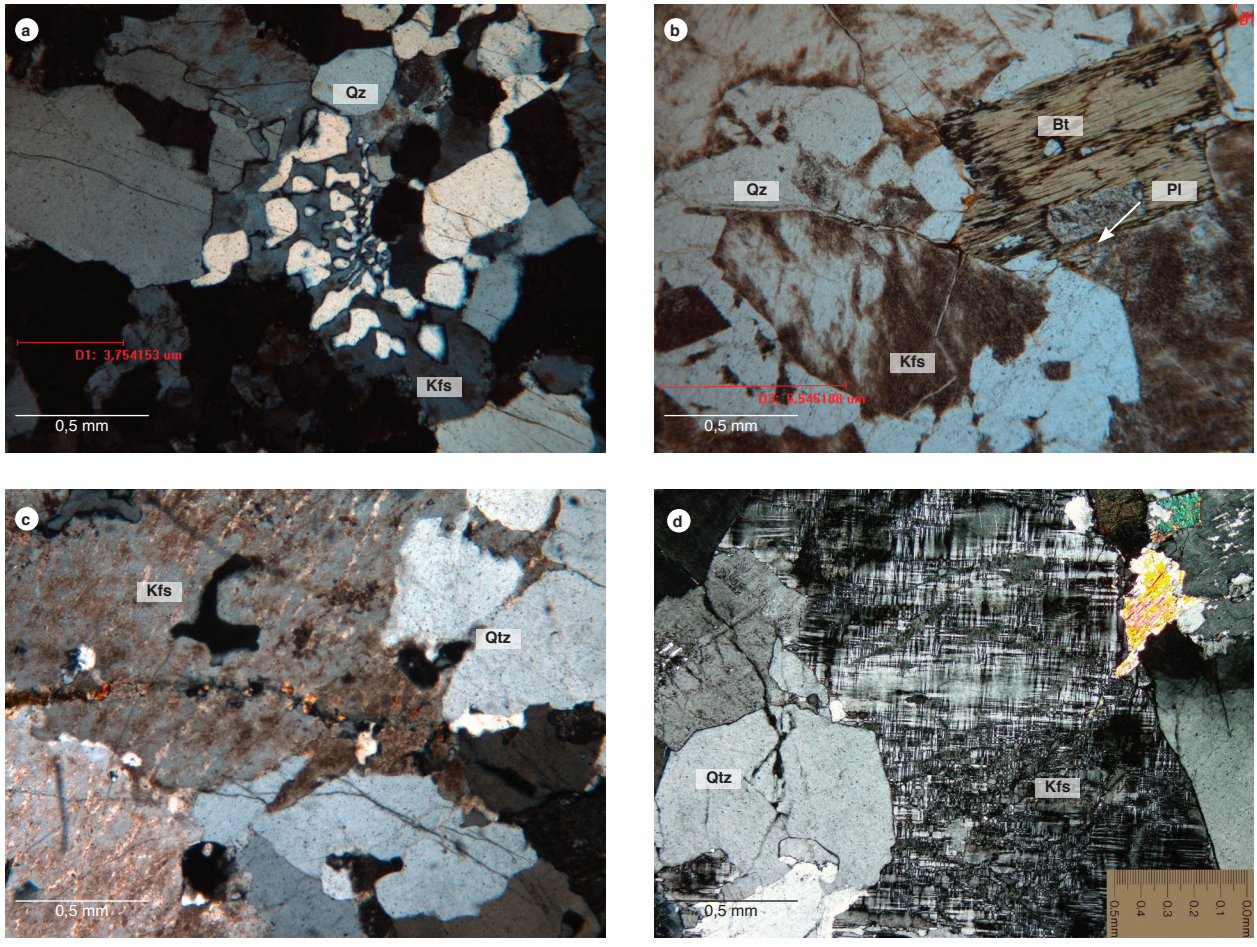


Figura 4. Aspectos microscópicos de las rocas del Monzogranito de Altamira
a) IGM 900718 textura micrográfica. b) IGM 900734 textura hipidiomórfica inequigranular. c) IGM 900749 textura pertítica. d) IGM 900745 maclas de microclina en feldespato potásico.

circón presenta hábito prismático, birrefringencia alta fucsia-azul del tercer orden y relieve muy alto, en tamaños menores de 0,05 mm, incluidos en biotita y titanita.

Las rocas de dique corresponden a sienogranitos y riolitas (IGM 900717 y R-063), y diques intermedios a básicos de composición andesita, diabasa y diorita (IGM 900746, 900750, R-055A y R042). Además, una muestra fue clasificada como pórfido dacítico (IGM 900747) (figura 5).

Los sienogranitos muestran una textura general alotriomórfica equigranular fina a aplítica. Están compuestos principalmente por feldespato tipo ortosa (47%), cuarzo (37%) y plagioclasa tipo oligoclasa (15%). Como minerales accesorios presentan titanita, minerales opacos, circón y apatito.

Las riolitas, por su parte, tienen textura porfirítica con matriz microcristalina granular. Están compuestas por feldespato potásico (40%), cuarzo anhedral (30%), plagioclasa (24%) y biotita (5%); y como accesorios tienen minerales opacos, circón y apatitos.

La muestra R-055A, clasificada como diabasa, presenta textura subofítica microporfídica, compuesta por plagioclasa (75%) en cristales subhedrales finos alterados a epidota y sericita con macla albita y Carlsbad, intercrecidos con piroxenos (20%), alterados fuertemente a epidota. El cuarzo se presenta como mineral secundario (4,5%), es anhedral y presenta extinción ondulatoria. Como minerales accesorios, la roca presenta minerales opacos y titanita.

Las microdioritas muestran una textura hipidiomórfica inequigranular, y están compuestas por plagioclasa tipo andesina (An_{32}) (65%), la cual cristalizó en forma de cristales subhedrales, tabulares, con tamaños entre 0,5 mm a 1,0 mm, desarrollando texturas porfídicas locales

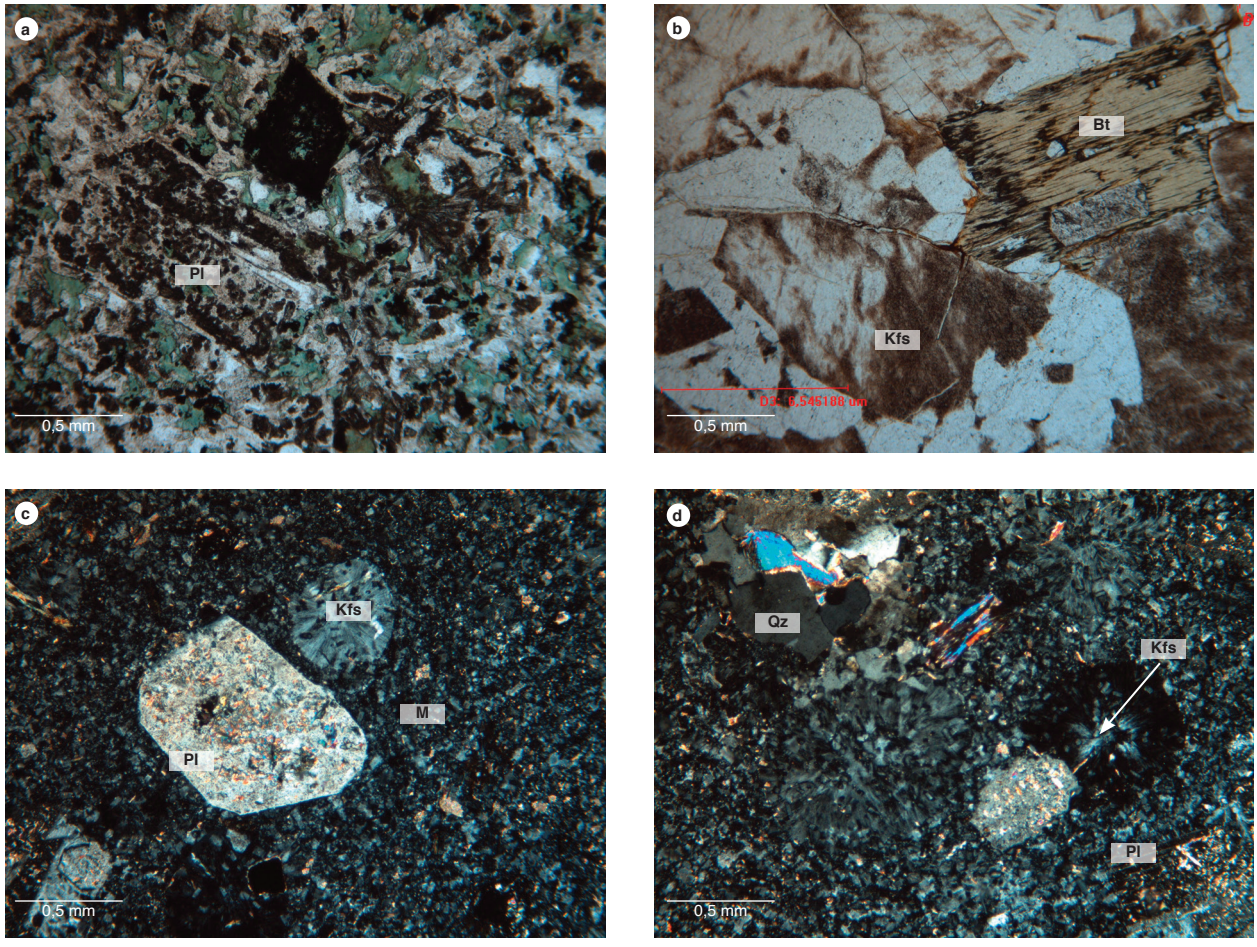


Figura 5. Características microscópicas de los diques del Monzogranito de Altamira, rocas de dique básicas y ácidas
a) IGM 900746, Microdiorita. b) IGM 900717, sienogranito. c y d) IGM 900747, pórfido dacítico (M = matriz).

que exhiben maclas tipo albita enmascaradas por la alteración sericítica. El cuarzo (3%) presenta tamaños entre 0,2 y 0,5 mm, y el feldespato alcanza hasta el 2% en cristales empolvados por alteración a caolín. Como minerales accesorios se observan titanita, opacos y circón. Los minerales de alteración son clorita, epidota y calcita.

La muestra R-042, clasificada como andesita, presenta textura holocristalina microporfídica y está compuesta por plagioclasa, de composición oligoclasa en un 55%, con maclas de tipo albita y Carlsbad. La epidota se muestra en un 25% en forma de agregados granulares menores de 0,5 mm, incoloros, con birrefringencia amarilla del segundo orden. El cuarzo aparece en contenidos menores de 1%, es incoloro y presenta bordes en bahías. Como accesorios contiene circón euhedral de hábito prismático, relieve muy alto y birrefringencia fuerte de tercer orden con extinción paralela.

La muestra 900747 representa un cuerpo local clasificado como pórfido dacítico. Presenta textura holocristalina inequigranular porfídica con una matriz microgranular felsítica en un 57%, compuesta por cristales de cuarzo, esferulitos de feldespato potásico y calcita como mineral de alteración.

Los fenocristales componen el 43% de la roca y están constituidos por cuarzo (9%), que presenta texturas de reabsorción con la matriz, cristales tabulares subhedrales de plagioclasa (21,5%), esferulitos de hábito radial de feldespato potásico (11%) y láminas de biotita parcialmente cloritizadas. Como minerales accesorios (1,5%) presenta apatito, titanita, minerales opacos y allanita.

5. Litogeoquímica

La caracterización geoquímica del MA se realizó con ocho muestras de roca, que se correlacionaron con la muestra CB 0005 (Bustamante *et al.,* 2010).

5.1. Elementos mayores

La tabla 2 muestra los valores de óxidos mayores (wt% = porcentaje en peso) para el Monzogranito de Altamira y sus diques asociados.

Según el diagrama TAS (Middlemost, 1994), las muestras se clasifican como granito y granodiorita (figura 6a), lo cual es congruente con la clasificación petrográfica de monzogranitos.

En términos generales, las rocas graníticas del MA revelan un carácter ácido, en promedio de 74,5% de SiO_2, a diferencia de la muestra CB 0005 (63,5% de SiO_2).

El índice félsico ($100*(Na_2O+K_2O)/(Na_2O+K_2O+CaO)$) muestra valores altos que se relacionan con el contenido abundante de feldespato alcalino y biotita, el cual contrasta con las concentraciones bajas de TiO_2, MgO y Fe_2O_3 (son menores en la roca IGM 900745, clasificada como sienogranito).

Los diques ácidos (IGM 900717 y 900750) muestran valores de SiO_2 de 78 y 71%, respectivamente, mientras que la muestra 900746 presenta un valor del 54%, y proyecta una composición más básica en el campo de las cuarzodioritas con contenidos mayores de Al_2O_3 (17,3%), Fe_2O_3 (8,87%) y MgO (4%).

En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) las rocas graníticas y los diques de composición ácida hacen parte de las series calcoalcalinas ricas en potasio (figura 6b), con excepción de la muestra de dique básico (IGM 900746) y la muestra de facie porfídica (IGM 900747), que clasifican en las series calcoalcalinas con valores bajos de potasio.

Los índices de saturación de alúmina en el diagrama de Shand (1943) (figura 7a) muestran una impronta en la serie magmática peraluminosa $Al_2O_3 > (CaO+K_2O+Na_2O)$ con relación promedio de 1,74, que se refleja en el MA por el contenido modal de biotita (5%) y la alteración de plagioclasa a sericita-epidota y de clorita a partir de biotita. Se presenta, además, una dispersión de las muestras IGM 900734 y el dique porfídico IGM 900747 debido a los contenidos mayores de CaO (1,75 y 1,97%).

Por otra parte, el dique de composición básica IGM 900746 y la muestra CB 0005 (Bustamante *et al.*, 2010), descrita como roca con intensa alteración hidrotermal, clasifican en la serie metaluminosa con mayor relación de CaO que de Na_2O.

Esto se confirma en el diagrama de discriminación de Debon y Le Fort (1983), modificado por Villaseca *et al.* (1998). La mayoría de muestras se agrupan en el campo de granitos peraluminosos félsicos, con excepción de la muestra 900747, que tiende hacia granitos con alto índice peralumínico, mientras que CB 0005 y 900746 se catalogan como granitoides metaluminosos (figura 7b).

De acuerdo con Chappell y White (1992), es posible que el magma que originó las rocas del MA pudo haber sufrido contaminación por asimilación y mezclas de componentes sedimentarios que le impregnaron su comportamiento peraluminoso.

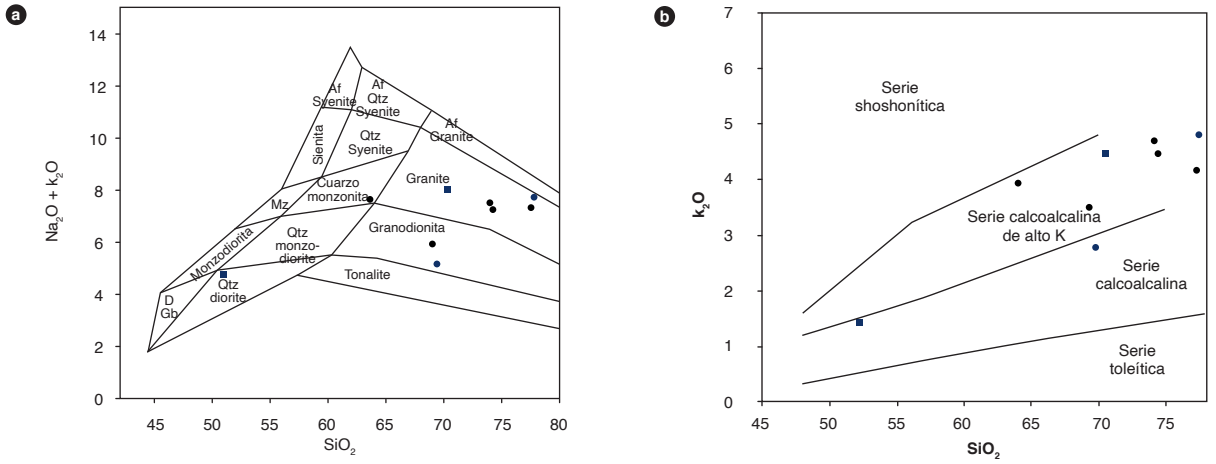


Figura 6. Diagramas de clasificación de rocas del Monzogranito de Altamira
a) Diagrama TAS (Middlemost, 1994). b) Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). (En negro rocas graníticas, y en azul rocas de dique).

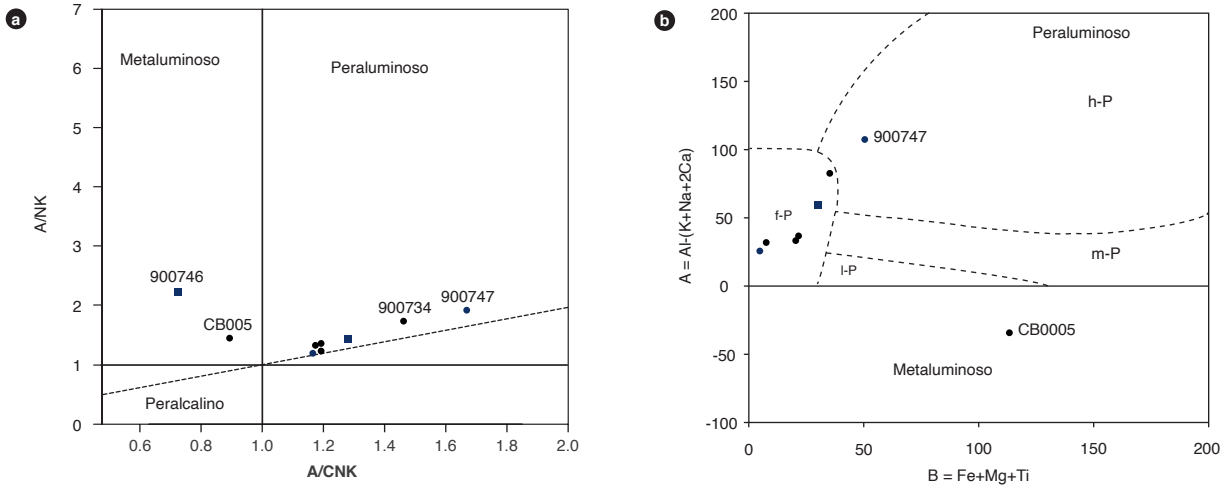


Figura 7. Diagrama de saturación de alúmina
a) Shand (1943). b) Debon y Le Fort (1983), modificado por Villaseca *et al.*, (1998).

Tabla 2. Contenidos (wt%) de óxidos mayores del Monzogranito de Altamira

	Rocas graníticas					Rocas de dique			
	900718	**900734**	**900745**	**900749**	**CB0005***	**900717**	**900746**	**900750**	**900747**
SiO_2	74,9	70,5	78,0	74,7	63,5	78,0	54,0	71,0	71,2
TiO_2	0,3	0,4	0,1	0,3	0,6	0,1	1,3	0,3	0,2
Al_2O_3	13,3	14,7	12,4	13,4	15,6	12,3	17,3	15,2	14,9
Fe_2O_3	1,5	2,6	0,6	1,4	5,0	0,6	8,9	1,8	1,7
MgO	0,3	0,7	0,1	0,2	1,9	0,1	4,0	0,3	0,4
CaO	1,1	1,8	0,2	1,1	3,8	0,4	7,8	1,1	2,0
Na_2O	3,3	3,6	3,6	3,3	3,7	3,3	3,9	4,2	3,8
K_2O	4,9	4,5	4,6	5,1	3,9	5,1	1,8	5,1	4,1
P_2O_5	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2	0,0	0,4	0,1	0,1
Mn	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2	0,1	0,0
FeO	0,2	0,8	0,2	0,3	0,0	0,1	5,2	0,4	0,7
LOI	0,4	1,0	0,4	0,4	1,3	0,3	0,3	0,6	1,4
Total	100,2	100,6	100,4	100,2	99,6	100,3	105,0	100,1	100,5

Como un buen indicador del grado de fraccionamiento del magma, las rocas graníticas muestran un número magnesiano (#MgO) que varía entre el 54,45 (IGM 900734), con contenidos de sílice (70,5%), y el 24,18 en la roca IGM 900718, con 74,9% en sílice.

5.2. Elementos trazas

Los elementos traza en las rocas del MA muestran concentraciones similares, algo típico de magmas calcoalcalinos con alto potasio (tabla 3). Están enriquecidos con tierras raras livianas (LREE) más de cien veces el valor del condrito, con relaciones La/Yb de 21,25 en promedio.

En la roca IGM 900745, clasificada como sienogranito, la relación La/Yb es mayor (41,47), algo reflejado por el tren cóncavo que se describe entre las REE medias y aumento en el Gd. En contraste, el resto de las rocas graníticas presentan ligeras anomalías de europio con valor promedio Eu* de 0,94, y muestran una tendencia horizontal hacia las tierras raras pesadas (HREE) (figura 8a).

Los elementos traza en las rocas de dique presentan una tendencia similar entre las muestras IGM 900750 e IGM 900746, con valores mayores de LREE respecto al condrito, conforme a su aumento de contenido de sílice (70,98% y 54% SiO_2, respectivamente). En contraste, la muestra IGM 900717 (sienogranito) presenta un comportamiento muy parecido a la roca granítica 900745, también clasificada como sienogranito, con una disminución de todas las REE con deflexión desde los LREE hacia los REE medias y una ligera anomalía negativa en Eu* de 0,72 (figura 8b). Este comportamiento implica una mayor ocurrencia de cristalización fraccionada del magma en este tipo de diques ácidos, con precipitación de plagioclasa y feldespato potásico. La roca IGM-900747 muestra un fraccionamiento de HREE sobre LREE (La/Yb) de 28,67, y una anomalía positiva en el Eu* de 2,04, consecuencia de la acumulación de plagioclasa y feldespatos alcalinos en el fundido residual, lo que es coherente con su clasificación petrográfica de dacita y un mayor empobrecimiento hacia las HREE.

En el diagrama multielemental normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989), las rocas graníticas (figura 9a), al igual que la facies del pórfido, muestran un paralelismo con enriquecimiento general en los elementos litófilos más móviles (Rb, Ba, Cs y Pb), y empobrecimientos relativos para el Nb, Ce y Sr (este último más apreciable en la roca IGM 900745), algo característico de granitos formados en ambientes de arcos magmáticos (Pearce *et al.* 1984).

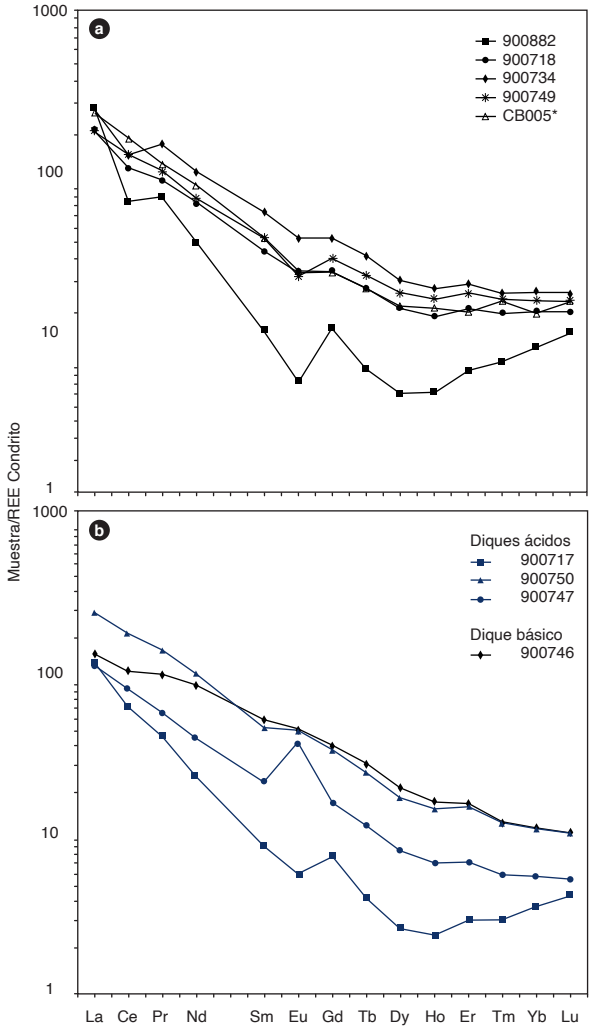


Figura 8. Diagrama de tierras raras
a) Monzogranito de Altamira. b) Rocas de dique, normalizados a condrito (Sun y McDonough, 1989).

En las rocas de dique (figura 9b) se observa una dispersión en el comportamiento de la muestra IGM 900717, con una deflexión en Ba, fuerte descenso en el Sr, una anomalía positiva en Y y menor concentración de tierras raras medias y HREE. La tendencia en las muestras IGM 900746 y 9007450 es más homogénea, y describen anomalías negativas en el Nb y Ce, aumento del Pb con una deflexión hacia los HREE.

Tabla 3. Contenidos de elementos traza y tierras raras (en ppm) del Monzogranito de Altamira

	Rocas graníticas					Rocas de dique			
	900745	**900718**	**900734**	**900749**	**CB 0005***	**900717**	**900746**	**900750**	**900747**
Li	6,6	6,1	10,5	11,5		1,7	29,6	4,6	11,2
Be	5,5	2,2	3,3	2,4		1,6	1,4	2,2	1,5
Sc	1,3	3,2	6,5	3,2	8,0	1,4	28,2	4,2	2,6
V	16,3	25,1	27,5	20,2	90,0	18,1	229,7	20,9	21,0
Cr	1,5	1,7	1,8	0,9		1,5	5,4	3,7	3,3
Co	7,8	10,5	8,6	10,4		10,8	27,7	10,3	12,8
Ni	2,6	1,7	5,1	2,8		0,8	16,5	5,4	7,3
Cu	5,3	3,0	10,3	6,2		3,4	11,2	9,1	5,2
Zn	18,1	29,2	46,1	27,9		11,6	123,6	70,3	30,4
Ga	17,4	13,8	15,9	13,8	17,9	12,1	22,1	16,4	15,7
Rb	230,0	139,8	128,0	128,2	105,6	127,6	53,4	106,3	97,2
Sr	21,4	156,1	305,0	174,3	664,8	49,0	513,0	230,6	584,3
Y	10,9	22,2	29,2	27,4	21,7	68,5	22,7	22,5	11,5
Cd	0,1	0,1	0,1	< 0,08		< 0,08	0,3	0,3	0,1
In	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0	0,1	0,0	0,0
Cs	1,9	0,8	1,1	0,8	0,8	0,4	0,7	0,6	0,6
Ba	81,6	674,1	1124,4	678,2	943,0	89,2	654,9	2159,6	2128,3
La	56,6	43,1	55,3	42,0	54,3	27,6	31,1	56,2	26,3
Ce	39,1	63,6	77,4	77,8	98,1	37,3	62,3	106,0	47,8
Pr	6,6	8,4	14,0	9,5	10,5	3,8	9,1	13,0	5,3
Nd	16,7	29,5	46,2	31,5	38,0	10,4	38,7	45,8	18,1
Sm	1,5	4,8	8,5	5,9	5,9	1,3	7,8	6,9	3,2
Eu	0,3	1,4	2,2	1,3	1,4	0,3	2,5	2,6	2,1
Gd	2,2	4,9	7,9	5,8	4,8	1,5	7,1	6,8	3,2
Tb	0,2	0,7	1,1	0,8	0,7	0,1	1,0	0,9	0,4
Dy	1,0	3,6	5,3	4,5	3,7	0,6	4,8	4,2	2,0
Ho	0,2	0,7	1,0	0,9	0,8	0,1	0,9	0,8	0,4
Er	0,9	2,3	3,3	2,9	2,2	0,5	2,5	2,4	1,1
Tm	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,1	0,3	0,3	0,1
Yb	1,4	2,3	3,0	2,7	2,2	0,6	1,8	1,8	0,9
Lu	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,1	0,3	0,3	0,1
Tl	0,9	0,5	0,5	0,5		0,5	0,2	0,4	0,3
Pb	14,7	14,7	10,6	16,6	3,9	12,9	8,9	18,4	14,9
Bi	0,1	< 0,05	< 0,05	0,1		< 0,05	< 0,05	0,1	< 0,05
Th	22,5	14,9	9,7	11,9	14,5	14,4	2,2	8,5	2,7
U	4,1	2,5	2,6	1,7	4,1	1,9	0,6	1,1	0,6
Nb	18,3	11,8	9,8	13,3	18,0	8,4	5,6	11,2	4,8
Ta					1,1				
Hf					5,9				
Zr	< 130	140,7	236,9	148,1	216,1	< 130	162,9	251,7	133,3

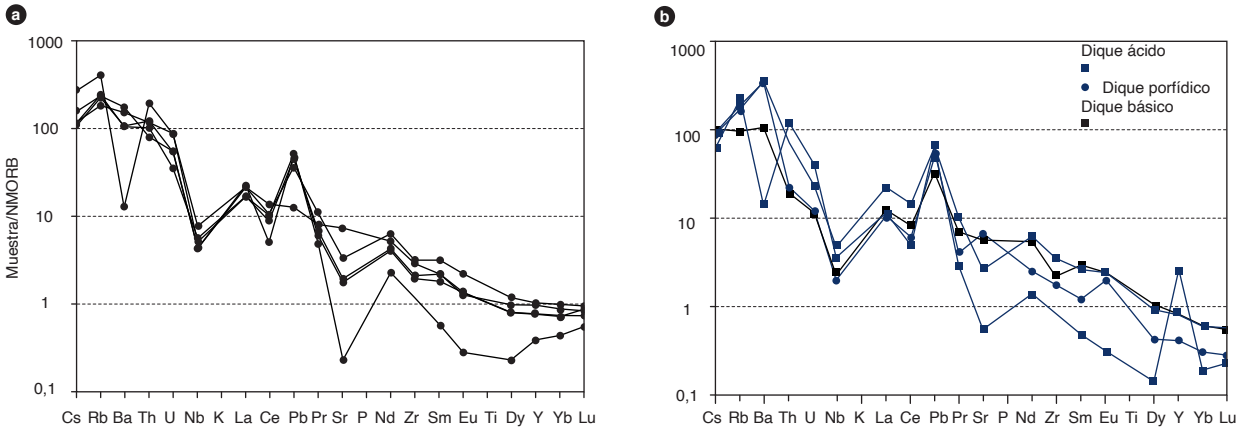


Figura 9. Diagrama multielemental correspondiente a las rocas del Monzogranito de Altamira normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) a) Rocas graníticas. b) Rocas de dique.

5.3. Discriminación de ambiente tectónico

Las relaciones de Y, Nb y Rb en las rocas del MA muestran afinidad con rocas de arco magmático (figura 10a) (Pearce *et al.*, 1984); sin embargo, la muestra de dique porfídico 900717 alcanza los campos de granitos orogénicos. Considerando los óxidos mayores (Na_2O+K_2O) / CaO versus los elementos traza Zr+Nb+Ce+Y (Whalen *et al.* 1987) (figura 10b), las rocas muestran tendencias hacia magmas más diferenciados en la muestra 900745 (sienogranito) y en la roca de dique 900717. El resto de la muestras manifiestan una naturaleza más alcalina, desde magmas tipo I (900747) hasta magmas de tipo A, y se caracterizan por contenidos bajos de CaO, MgO, alto SiO_2, Zr y Nb .

6. Posición estratigráfica y edad

Por relaciones de campo, Velandia *et al.* (2001) y Cárdenas *et al.* (2003), en la cartografía geológica de las planchas 366 (Garzón) y 388 (Pitalito), indican contactos intrusivos con la formación Saldaña; mientras que en las rocas del Cretácico Inferior no encuentran afectación por este magmatismo. Esto sugiere una edad Jurásica para el MA correlacionable con los cuerpos ígneos del borde occidental de la cordillera Oriental, como el monzogranito de Algeciras y el Granito de Garzón.

Con el fin de establecer la edad de cristalización del MA, a continuación se presentan los resultados de la datación U-Pb (anexo 1) y geoquímica de circones (anexo 2) por medio de LA-ICP-MS (espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo por ablación láser) de tres muestras obtenidas en el MA.

6.1. Geocronología U-Pb en circón

El análisis geocronológico del Monzogranito de Altamira se realizó controlando su disposición espacial, ya que aflora en dos franjas (figura 1). Hacia el norte, en la plancha 389, se utilizó como referencia la muestra CB 0005 (Bustamante *et al.*, 2010), que cuenta con análisis geoquímico. Hacia la parte central se usaron dos muestras (MIA-478 y JGB-390), y hacia el sur, en la plancha 388, se usó la muestra GR-6652 (tabla 4).

En general, los circones de las tres muestras presentan tamaños entre 100 y 300 µm, son incoloros a pardos con formas subhedrales, prismáticas y hexagonales, va-

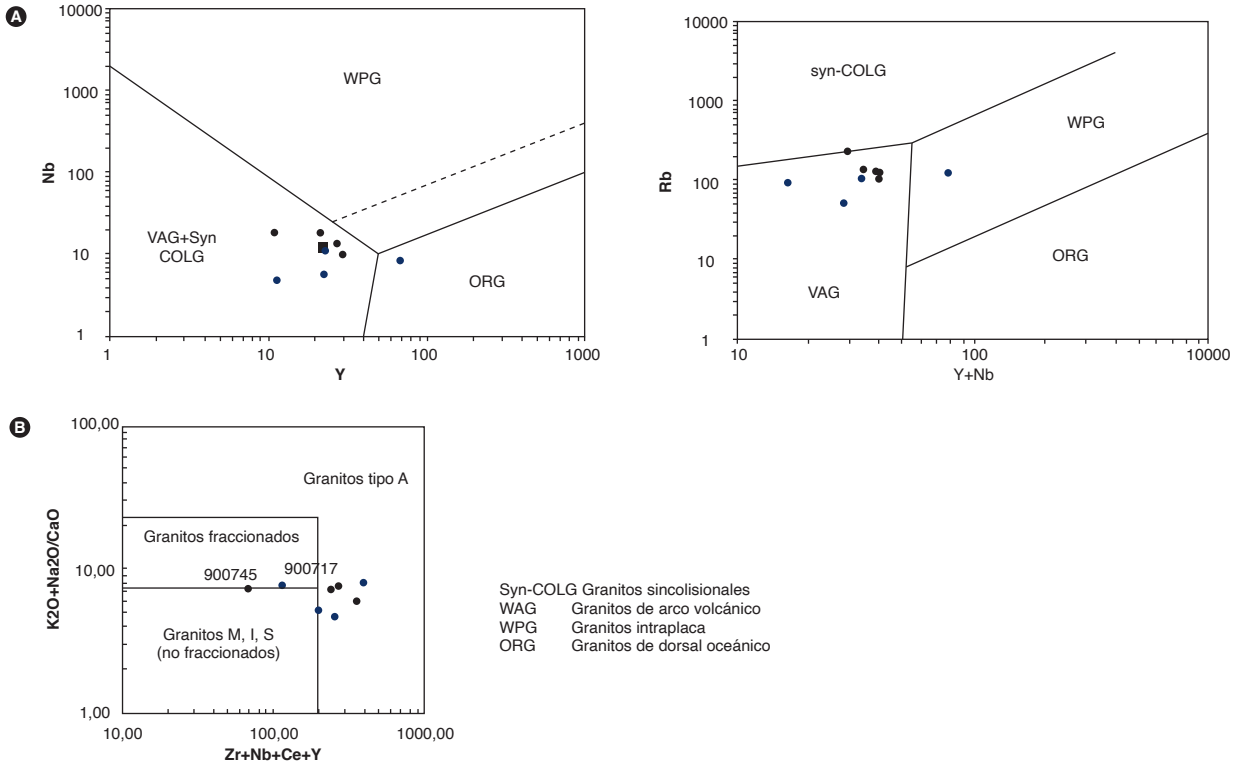


Figura 10. Discriminación de ambientes tectónicos
a) Diagrama de Pearce *et al.* (1984). b) Diagrama de Whalen *et al.* (1987).

Tabla 4. Edades del Monzogranito de Altamira obtenidas por el método LA-ICP-MS en circones. Coordenadas en origen Magna Bogotá

IGM	N campo	W (m)	N (m)	Clasificación	Edad (Ma)
	CB0005*	814194	718332	Monzogranito	178,9 ± 0,4
900749	MIA-478	797666	700302	Monzogranito	169,4 ± 3,2
	JGB-390	796210	695702	Saprolito granito	172,0 ± 3,9
900734	GR-6652	783390	685289	Granito	171,3 ± 1,6

rían entre alargados y cortos. Las imágenes de catodoluminiscencia, además, muestran zonamientos y ausencia de núcleos heredados (figura 11).

Por su morfología típica de cristales enfriados lentamente, y las relaciones de Th/U, que varían entre 1,07, 1,31 y 1,44 (anexo 1) en las muestras GR-6652, JGB-390 y MIA-478, respectivamente, se infiere un origen ígneo plutónico de estos circones.

Para datar las muestras, en primera instancia se realizó el análisis estadístico de los datos obtenidos teniendo en cuenta la relación $[(^{207}Pb/^{235}U)-(^{206}Pb/^{238}U)] / (^{207}Pb/^{235}U)] \times 100$, con el fin de calcular valores concordantes. Se filtraron los datos con discordancia >20% en las muestras MIA-478 y JGB-390, de lo que se obtuvieron 17 datos para cada roca, y discordancia >11% en la muestra GR-6652, de la que se obtuvieron 15 datos. Los gráficos de concordia (Tera-Wasserburg) y edad promedio se elaboraron en el software Isoplot/Ex vers. 4.15 (Ludwig, 2008).

Hacia la parte norte del MA, Bustamante *et al.* (2010) obtuvieron una edad U-Pb en circón de la muestra CB 0005, que fue recalculada al 2 sigma absoluto, lo cual arrojó una edad de 178,97 ± 0,4 Ma y MSWD de 3.9 (figura 12).

En la parte central del cuerpo, las muestras MIA-478 y JGB-390 arrojaron edades de 169,4 ± 3,2 Ma (MSWD de 3,7) y 172,0 ± 3,9 Ma (MSWD de 4,8), respectivamente (figura 13). Hacia el sur, la muestra GR-6652 presentó una edad de 171,3 ± 1,6 Ma con un MSWD de 3,6 (figura 13).

Todas las edades pertenecen al período Jurásico, entre las épocas baja a media (Toarciano a Bajociano).

El Monzogranito de Altamira y otros cuerpos analizados en este trabajo, que se localizan en el lado oriental del valle superior del Magdalena, como el Monzogranito de Algeciras y el Granito de Garzón, tienen una variación en el rango de edades que permite sugerir la ocurrencia de dos pulsos magmáticos, por lo menos, en este sector

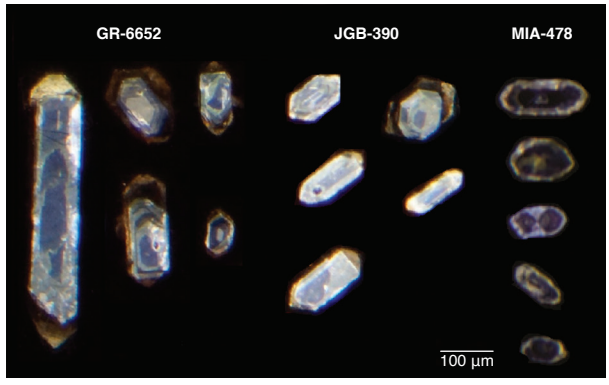


Figura 11. Imágenes de catodoluminiscencia representativas de las muestras GR-6652, MIA-478 y JGB-390

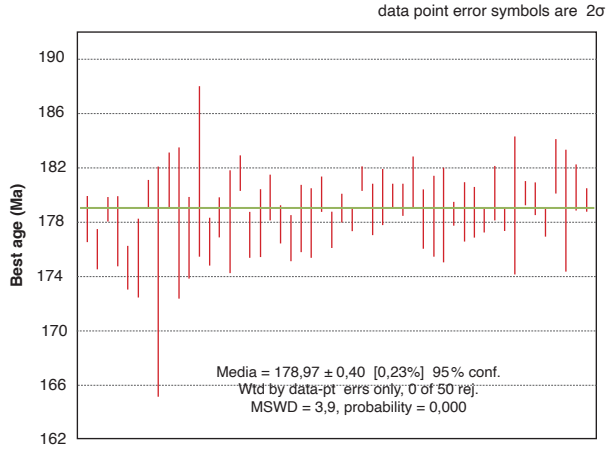


Figura 12. Edad media de la muestra CB 0005 recalculada al 2σ
Fuente: Bustamante *et al.* (2010) .

del valle superior del Magdalena. El primer pulso ocurrió alrededor de 179 Ma, y fue más local entre los cuerpos de Altamira y Algeciras, y el pulso principal ocurrió aproximadamente hace 169 Ma en el Monzogranito de Algeciras, entre 169 y 172 Ma en el Monzogranito de Altamira y entre 170 y 172 Ma en el Granito de Garzón.

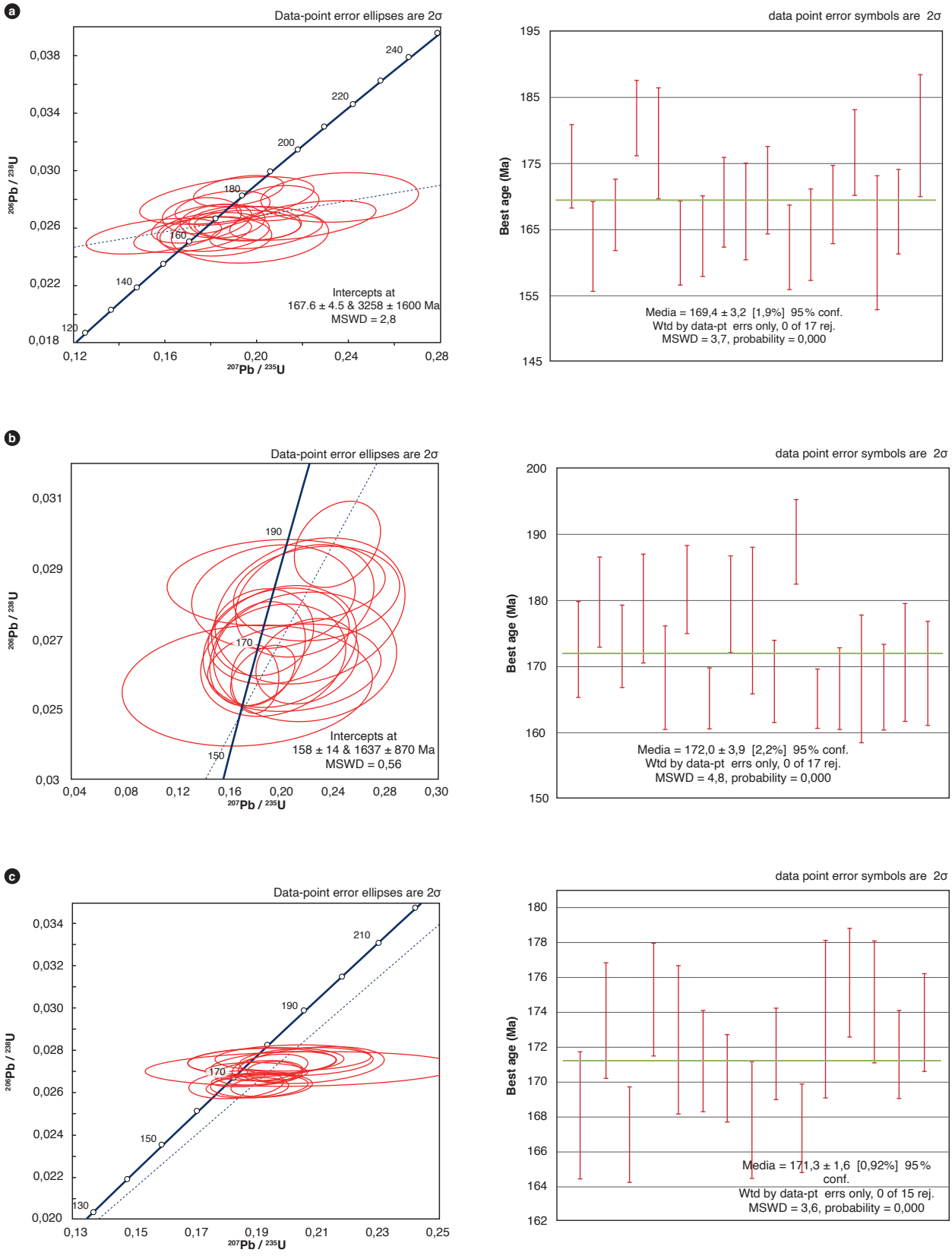


Figura 13. Diagramas concordia (Wetherill) y edad media y desviación estándar de las muestras a) MIA-478, b) JGB-390 y c) GR-6652.

6.2. Geoquímica de circones

Los contenidos de tierras raras (REE) en los circones del Monzogranito de Altamira (anexo 2) fueron usados para discriminar el tipo de roca de la fuente y su ambiente de cristalización.

Usando el diagrama de Wang *et al.* (2012), los datos de las tres muestras del MA clasifican en ambientes de granito tipo I (Pb < 25 ppm y Th entre 30 y 700 ppm), con valores de 6,22 ppm (Pb) y 348 ppm (Th) correspondientes al JGB-390; 8,73 ppm (Pb) y 376 ppm (Th) correspondientes al GR-6652, y 14,26 ppm (Pb) y 805 ppm (Th) correspondientes al MIA-478. La concentración de Th en esta última muestra presenta un valor promedio por encima del estándar, y exhibe mayor dispersión (figura 14).

Las relaciones Hf (wt%) y Y (ppm), además, permiten discriminar la química del magma generador de los circones (figura 15). Los datos muestran afinidad entre los campos II, III y VI, que corresponden a rocas ígneas intermedias, rocas intermedias con cuarzo y félsicas, y rocas félsicas con alto contenido de SiO_2, respectivamente, según Shnukov *et al.* (1997).

Los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* en cada uno de ellos. En la figura 16 se observan patrones similares entre las tres muestras, con anomalías positivas muy definidas de Ce, valores alrededor de cien veces el condrito de Sun y McDonough (1989), siendo aún más fuerte en la roca MIA-478, que alcanza valores de 1000. Este enriquecimiento en Ce indica un aumento en el contenido de oxígeno y un posible decaimiento en la temperatura del fundido magmático (Belousova *et al.*, 2002).

Es común el patrón de pendientes positivas hacia las HREE, las cuales se albergan en la estructura del circón debido a su compatibilidad con fases fundidas, con mayores valores en la muestra JGB-390. Asimismo, se observa en cada roca una moderada deflexión del Eu con relaciones de (Eu/Eu*) entre 0,31, 0,36 y 0,4 (GR-6652, MIA-478 y JGB-390), que es interpretada como el agotamiento de esta tierra rara en el momento de la precipitación del circón, ya que se incorpora previamente como Eu^{2+} en la cristalización de plagioclasa, y reduce su contenido en el magma residual (Hoskin y Schaltegger, 2003).

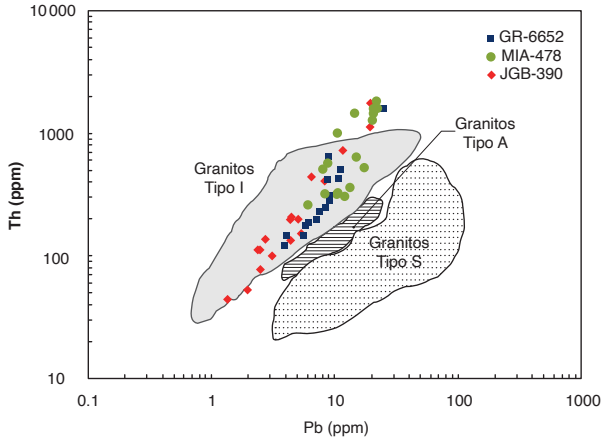


Figura 14. Discriminación de ambientes de circones
Fuente: modificado de Wang *et al.* (2012) y autores.

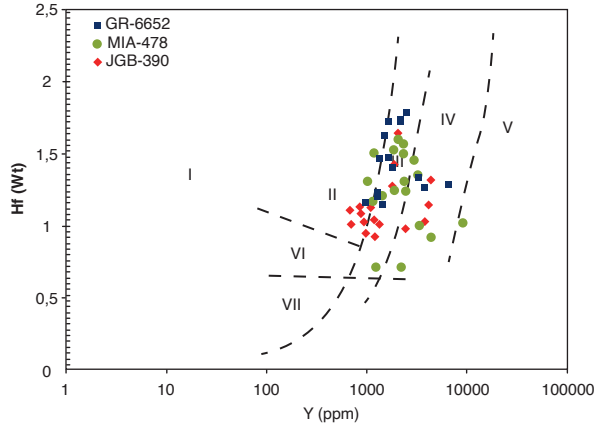


Figura 15. Diagrama de discriminación de ambientes de los circones
I) Kimberlitas, II) rocas ultramáficas, máficas e intermedias, III) rocas intermedias con cuarzo y félsicas, IV) rocas félsicas con "alto" contenido de SiO_2, V) greisen, VI) rocas alcalinas, VII) carbonatitas. Fuente: modificado de Shnukov *et al.* (1997) en Belousova *et al.* (2002).

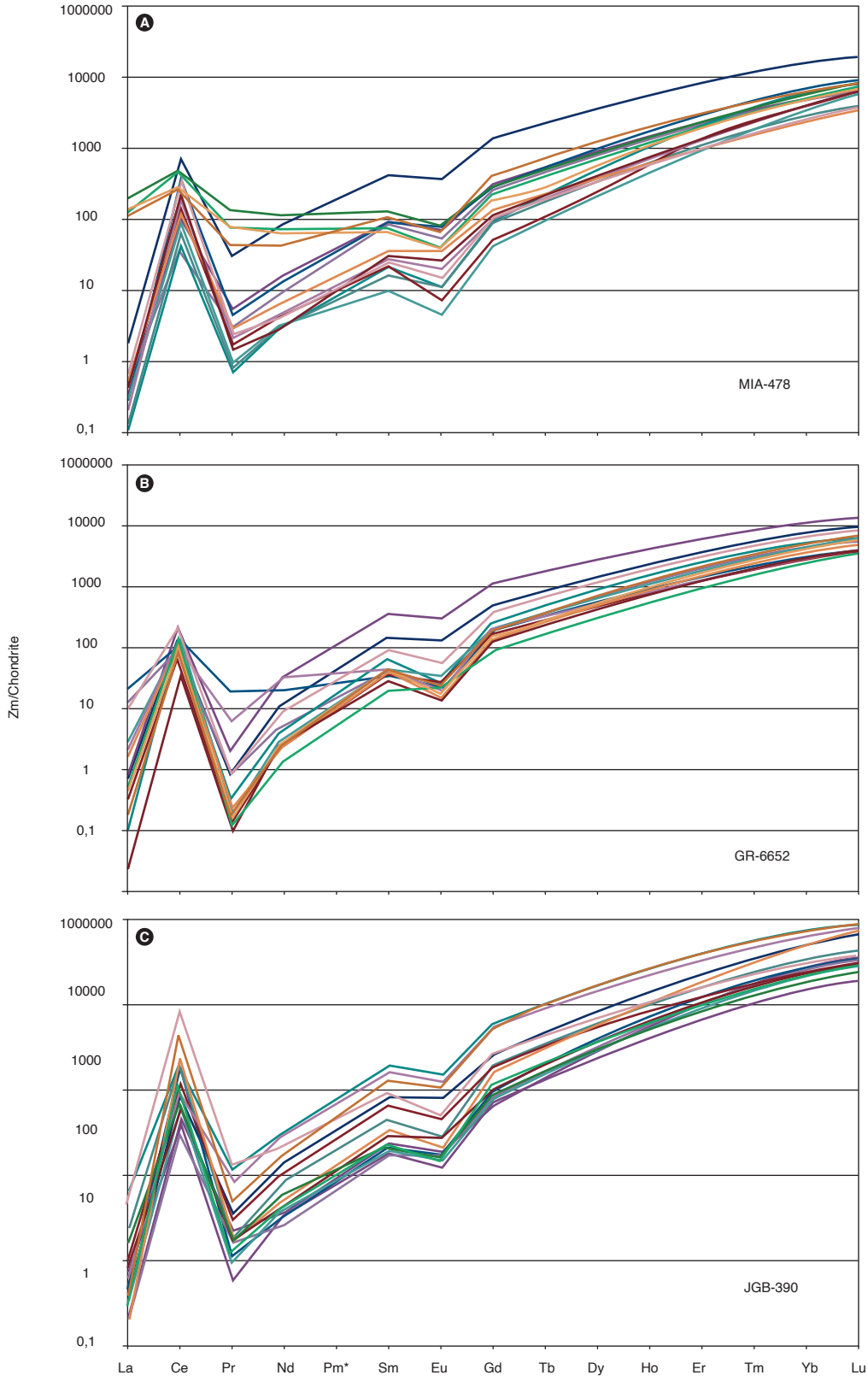


Figura 16. Diagrama REE correspondiente a los circones del Monzogranito de Altamira

7. Correlaciones

Velandia *et al.* (2001) correlacionan esta unidad con los plutones que se localizan en el flanco occidental de la cordillera Oriental, entre ellos el plutón de Suaza (Radelli, 1962), y sugieren un evento comagmático con el Batolito de Algeciras y el Granito de Garzón.

Por posición estratigráfica, geotectónica y geocronológica se correlaciona con los plutones que afloran en el borde oriental del valle superior del Magdalena, como son el Monzogranito de Algeciras, con edades U-Pb de 171,5 ± 2,5 Ma, 169,6 ± 1,2 Ma y 179,0 ± 1,9 Ma; la Cuarzolatita de Teruel, con una edad de 170,0 ± 1,1 Ma, y con el Granito de Garzón, con edades de 170,8 ± 2,4 Ma y 172,3 ± 2,0 Ma.

8. Localidad tipo

Su mejor exposición se encuentra sobre la vía que conduce del municipio de Timaná a Gallardo, y en la quebrada La Cuchilla, y cubre parte de las planchas 366 y 388 de Ingeominas.

9. Génesis

Álvarez (1983) refiere que el origen de las rocas del Monzogranito de Altamira ocurrió por el emplazamiento en un ambiente de márgenes de placas convergentes, lo cual es consistente con los datos de discriminación de ambiente tectónico y geoquímica interpretados en este trabajo. Rodríguez *et al.* (2003) sugieren un origen epizonal que puede estar asociado con las facies porfídicas que se desarrollan en estas rocas.

De acuerdo con los resultados geoquímicos en roca total y en circones obtenidos en el presente estudio, el Monzogranito de Altamira corresponde a un granito de tipo I (cordillerano) de la serie calcoalcalina alta en K y de la serie magnesiana. Su ambiente de formación es de arco magmático de margen continental, y hace parte de un evento plutónico emplazado en el valle superior del Magdalena ocurrido entre 170 y 179 Ma.

10. Recursos minerales

No se conoce hasta el momento ningún tipo de mineralización asociada a este plutón.

Referencias

Álvarez, J. (1983). Geología de la cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides meso-cenozoicos. *Boletín Geológico*, *26*(2), 1-175.

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*(5), 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G. y Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia, *Boletín de Geología*, *32*(2), 93-109.

Cárdenas, J., Núñez, A. y Fuquen, J. (2003). *Geología de la plancha 388 Pitalito, memoria explicativa, escala 1:100 000*. Ingeominas.

Chappell, B. y White, A. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2), 1-26. https://doi.org/10.1017/S0263593300007720

Debon, F. y Le Fort, P. (1983). A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, *73*(3), 153-149. https://doi.org/10.1017/S0263593300010117

Grosse, E. (1935 [1930]). *Acerca de la geología del sur de Colombia. Informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y alto Caquetá*. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales de Colombia. Tomo III. Servicio Geológico Nacional.

Hoskin, P. y Shaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *53*(1), 27-62. https://doi.org/10.2113/0530027

Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.° 4. Berkeley Geochronology Center.

Marquínez, G. y Velandia, F. (2001). *Geología del departamento del Huila. Escala 1:300 000*. Ingeominas.

Mc Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*,

37(3-4), 215-224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Núñez, A. (2003). *Reconocimiento geológico regional de las planchas 411 La Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito y 465 Churuyaco*. Informe. Ingeominas.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Radelli, L. (1962). Introducción al estudio de la petrografía del Macizo de Garzón (Huila-Colombia). *Geología Colombiana*, 3, 16-46.

Restrepo-Pace, P., Ruiz, J., Gehrels, G. y Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, *150*(3-4), 427-441. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5

Rodríguez, G., Ferreira, P., Velandia, F. y Núñez, A. (1998). *Geología de la plancha 366 Garzón*. Informe. Ingeominas.

Rodríguez, G., Zapata, G., Velásquez, M., Cossio, U. y Londoño, A. (2003). *Geología de las planchas 367 Gigante, 368 San Vicente del Caguán, 389 Timaná, 390 Puerto Rico, 391 Lusitania (parte noroccidental) y 414 El Doncello. Memoria explicativa, escala 1:100 000*. Bogotá: Ingeominas.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Shnukov, S., Andreev, A. y Savenok, S. (1997). Admixture elements in zircons and apatites: A tool for provenance studies of terrigenous sedimentary rocks. En European Union of Geosciences, IX Conference, 23-27 March, Strasbourg.

Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologishe Rundschau*, *63*(2), 773-786. https://doi.org/10.1007/BF01820841

Streckeisen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. *Geology*, *7*(7), 331-335. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<331:CANOVR>2.0.CO;2

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (2001). *Levantamiento geológico de la plancha 366 Garzón, memoria explicativa*. Ingeominas.

Villaseca, C., Barbero, L. y Herreros. V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, *89*(2), 113-119. https://doi.org/10.1017/S0263593300007045

Wang, Q., Zhu, D., Zhao, Z., Guan, Q., Zhang, X., Sui, Q., Hu, Z. y Mo, X. (2012). Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences*, *53*, 59-66. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.027

Whalen, J., Currie, K. y Chappell, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *95*(4), 407-419. https://doi.org/10.1007/BF00402202

Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, *95*(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Anexo 1

Edades U-Pb del Monzogranito de Altamira

	U ppm	Th ppm	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ abs	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ abs	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ abs	$^{208}Pb/^{232}Th$	±2σ abs	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Disc %
MIA-478																					
Circón 038	1636,00	1803,00	1,10	0,68	0,19	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	1,11	0,21	15,10	2,80	4650,00	610,00	4650,00	610,00	92,65
Circón 039	571,00	475,00	0,83	0,82	0,24	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	2,81	0,42	39,10	5,10	4930,00	720,00	4930,00	720,00	92,81
Circón 040	782,00	1804,00	2,31	0,05	0,00	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,38	174,50	6,20	172,00	14,00	210,00	170,00	174,50	6,20	-1,45
Circón 041	791,00	1565,00	1,98	0,05	0,00	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,08	162,40	6,70	169,00	17,00	350,00	190,00	162,40	6,70	3,91
Circón 042	249,20	502,60	2,02	0,05	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	167,20	5,30	181,00	17,00	300,00	230,00	167,20	5,30	7,62
Circón 043	479,00	1440,00	3,01	0,05	0,00	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,43	181,80	5,60	178,00	14,00	180,00	190,00	181,80	5,60	-2,13
Circón 044	87,20	113,50	1,30	0,08	0,02	0,29	0,09	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	175,70	9,00	267,00	64,00	1000,00	520,00	175,70	9,00	34,19
Circón 045	388,00	1320,00	3,40	0,07	0,01	0,23	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,50	172,20	7,90	211,00	22,00	760,00	300,00	172,20	7,90	18,39
Circón 046	183,20	257,10	1,40	0,05	0,01	0,19	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,49	178,00	8,30	173,00	26,00	80,00	290,00	178,00	8,30	-2,89
Circón 047	491,00	361,00	0,74	0,05	0,01	0,17	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,49	163,00	6,30	161,00	18,00	160,00	230,00	163,00	6,30	-1,24
Circón 048	841,00	1570,00	1,87	0,06	0,00	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,49	164,00	6,00	188,00	16,00	530,00	170,00	164,00	6,00	12,77
Circón 049	424,00	302,00	0,71	0,06	0,01	0,22	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,49	169,10	6,70	202,00	21,00	540,00	250,00	169,10	6,70	16,29
Circón 050	237,00	280,00	1,18	0,08	0,01	0,35	0,04	0,03	0,00	0,02	0,00	0,49	202,00	11,00	301,00	33,00	1200,00	320,00	202,00	11,00	32,89
Circón 051	243,40	294,30	1,21	0,07	0,01	0,22	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,37	164,20	7,30	210,00	41,00	690,00	390,00	164,20	7,30	21,81
Circón 052	493,00	419,00	0,85	0,06	0,01	0,24	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,62	173,20	6,50	219,00	25,00	690,00	250,00	173,20	6,50	20,91
Circón 054	669,00	1425,00	2,13	0,05	0,01	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,49	167,70	7,20	165,00	16,00	110,00	210,00	167,70	7,20	-1,64
Circón 055	734,00	1240,00	1,69	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,15	170,90	6,50	164,00	12,00	120,00	140,00	170,90	6,50	-4,21
Circón 056	510,00	266,00	0,52	2,00	1,40	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,79	0,10	1,50	19,00	35,00	6700,00	3900,00	6700,00	3900,00	99,47
Circón 057	389,00	323,00	0,83	0,04	0,01	0,16	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,41	162,30	6,30	145,00	21,00	-60,00	230,00	162,30	6,30	-11,93
Circón 058	660,00	225,00	0,34	0,98	0,19	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	4,60	1,10	85,00	16,00	5490,00	620,00	5490,00	620,00	94,59
Circón 059	247,00	784,00	3,17	0,06	0,01	0,23	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,69	171,10	9,10	210,00	35,00	530,00	320,00	171,10	9,10	18,52
Circón 060	301,00	449,30	1,49	0,06	0,01	0,23	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,49	165,70	6,90	205,00	21,00	670,00	240,00	165,70	6,90	19,17
Circón 061	252,00	174,00	0,69	0,07	0,01	0,26	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,40	159,10	6,70	230,00	30,00	1040,00	300,00	159,10	6,70	30,83
Circón 062	322,00	570,00	1,77	0,05	0,01	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,25	164,20	6,80	172,00	16,00	360,00	210,00	164,20	6,80	4,53
Circón 063	640,00	560,00	0,88	0,44	0,95	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	1,68	0,68	33,60	6,60	-50000,00	15000,00	1,68	0,68	95,00
Circón 064	638,00	523,00	0,82	0,05	0,00	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,13	168,80	5,80	172,00	13,00	250,00	150,00	168,80	5,80	1,86
Circón 065	366,00	131,00	0,36	0,10	0,04	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	16,80	1,40	36,00	14,00	990,00	870,00	16,80	1,40	53,33
Circón 066	136,00	190,00	1,40	0,08	0,01	0,33	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,49	179,40	8,70	284,00	42,00	1230,00	370,00	179,40	8,70	36,83
Circón 067	485,00	637,00	1,31	0,06	0,00	0,21	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,21	176,60	6,40	195,00	13,00	390,00	130,00	176,60	6,40	9,44
Circón 068	425,00	313,00	0,74	0,06	0,01	0,21	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,09	155,80	6,90	193,00	18,00	650,00	220,00	155,80	6,90	19,27
Circón 069	417,00	990,00	2,37	0,06	0,01	0,20	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,14	163,00	10,00	182,00	23,00	560,00	360,00	163,00	10,00	10,44
Circón 070	790,00	478,00	0,61	0,93	0,45	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	1,14	0,40	22,60	9,30	5400,00	1000,00	5400,00	1000,00	94,96
Circón 071	474,00	357,00	0,75	0,05	0,00	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	167,70	6,30	181,00	17,00	310,00	200,00	167,70	6,30	7,35
Circón 072	289,00	316,00	1,09	0,06	0,01	0,24	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,12	179,20	9,10	215,00	23,00	620,00	220,00	179,20	9,10	16,65
JGB-390																					
Circón 001	59,60	70,60	1,18	-0,01	0,02	-0,06	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,24	151,40	9,00	-42,00	66,00	245,00	29,00	151,40	9,00	460,48
Circón 002	174,20	154,80	0,89	0,06	0,02	0,20	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,18	172,50	7,10	182,00	37,00	890,00	360,00	172,50	7,10	5,22

	U ppm	Th ppm	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ abs	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ abs	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ abs	$^{208}Pb/^{232}Th$	±2σ abs	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Disc %
Circón 003	166,30	205,30	1,23	0,06	0,02	0,23	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,17	179,90	6,70	206,00	43,00	860,00	300,00	179,90	6,70	12,67
Circón 004	89,70	82,00	0,91	0,06	0,02	0,25	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	0,16	180,10	8,70	243,00	73,00	1040,00	320,00	180,10	8,70	25,88
Circón 005	84,90	72,40	0,85	0,06	0,02	0,23	0,07	0,03	0,00	0,01	0,00	0,17	177,50	8,40	234,00	57,00	1120,00	230,00	177,50	8,40	24,15
Circón 006	61,80	61,10	0,99	0,09	0,02	0,36	0,07	0,03	0,00	0,01	0,00	0,15	175,20	8,60	322,00	55,00	1760,00	240,00	175,20	8,60	45,59
Circón 007	122,90	149,00	1,21	0,08	0,01	0,31	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,25	177,70	8,40	280,00	42,00	1290,00	130,00	177,70	8,40	36,54
Circón 008	66,12	52,54	0,79	0,07	0,02	0,26	0,09	0,03	0,00	0,01	0,00	0,17	174,40	9,30	234,00	71,00	1580,00	260,00	174,40	9,30	25,47
Circón 009	157,00	196,00	1,25	0,05	0,01	0,19	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,09	173,10	6,30	171,00	27,00	470,00	130,00	173,10	6,30	-1,23
Circón 010	186,60	97,90	0,52	0,06	0,01	0,23	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,16	169,00	7,00	208,00	28,00	810,00	230,00	169,00	7,00	18,75
Circón 011	89,70	81,30	0,91	0,21	0,03	1,13	0,13	0,04	0,00	0,03	0,00	0,18	250,00	11,00	763,00	64,00	2950,00	120,00	2950,00	120,00	67,23
Circón 012	55,00	49,60	0,90	0,05	0,02	0,19	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	0,13	173,00	9,60	157,00	67,00	1200,00	320,00	173,00	9,60	-10,19
Circón 013	102,40	133,10	1,30	0,08	0,01	0,33	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,26	187,20	6,80	289,00	37,00	1230,00	180,00	187,20	6,80	35,22
Circón 014	157,70	200,50	1,27	0,06	0,01	0,22	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,23	178,80	8,20	198,00	36,00	410,00	140,00	178,80	8,20	9,70
Circón 015	66,90	51,50	0,77	0,07	0,03	0,28	0,12	0,03	0,00	0,01	0,00	0,10	183,00	11,00	235,00	90,00	1180,00	550,00	183,00	11,00	22,13
Circón 016	108,20	135,00	1,25	0,04	0,02	0,14	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,12	167,00	8,10	130,00	51,00	680,00	410,00	167,00	8,10	-28,46
Circón 017	83,00	110,00	1,33	0,05	0,01	0,19	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,21	168,10	8,00	176,00	37,00	650,00	270,00	168,10	8,00	4,49
Circón 018	96,50	83,90	0,87	0,09	0,01	0,33	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,33	178,70	7,50	289,00	32,00	1350,00	160,00	178,70	7,50	38,17
Circón 019	280,50	411,00	1,47	0,05	0,02	0,20	0,07	0,03	0,00	0,01	0,00	0,10	181,70	6,50	180,00	57,00	450,00	360,00	181,70	6,50	-0,94
Circón 020	765,00	1727,00	2,26	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,40	165,20	4,60	173,00	17,00	288,00	96,00	165,20	4,60	4,51
Circón 021	140,30	108,50	0,77	0,07	0,01	0,26	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,29	181,90	8,20	233,00	33,00	930,00	210,00	181,90	8,20	21,93
Circón 022	67,00	54,60	0,81	0,10	0,02	0,41	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	0,68	184,50	7,40	339,00	56,00	1780,00	230,00	184,50	7,40	45,58
Circón 023	78,04	112,30	1,44	0,05	0,01	0,19	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,15	179,50	7,40	174,00	43,00	860,00	340,00	179,50	7,40	-3,16
Circón 024	87,50	77,40	0,88	0,06	0,02	0,22	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,23	177,00	11,00	199,00	47,00	1030,00	340,00	177,00	11,00	11,06
Circón 025	93,50	125,80	1,35	0,13	0,02	0,53	0,09	0,03	0,00	0,01	0,00	0,25	175,30	7,80	426,00	62,00	2200,00	180,00	2200,00	180,00	58,85
Circón 026	72,70	63,50	0,87	0,07	0,02	0,24	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	0,17	164,10	9,20	229,00	68,00	1040,00	280,00	164,10	9,20	28,34
Circón 027	220,00	441,00	2,00	0,06	0,01	0,22	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,26	167,80	6,10	201,00	27,00	760,00	180,00	167,80	6,10	16,52
Circón 028	381,50	726,00	1,90	0,06	0,01	0,24	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,30	188,80	6,50	220,00	22,00	560,00	130,00	188,80	6,50	14,18
Circón 029	763,00	1100,00	1,44	0,05	0,00	0,18	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	164,60	5,00	168,00	13,00	290,00	100,00	164,60	5,00	2,02
Circón 030	47,50	44,19	0,93	0,05	0,02	0,17	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	0,12	163,60	9,10	154,00	67,00	1290,00	490,00	163,60	9,10	-6,23
Circón 031	58,04	55,11	0,95	0,07	0,04	0,27	0,12	0,03	0,00	0,01	0,00	0,21	173,00	15,00	232,00	92,00	1150,00	330,00	173,00	15,00	25,43
Circón 032	101,50	139,10	1,37	0,06	0,02	0,22	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,07	168,30	9,60	196,00	47,00	790,00	210,00	168,30	9,60	14,13
Circón 033	107,80	99,80	0,93	0,06	0,02	0,21	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,15	166,90	6,40	187,00	45,00	1010,00	240,00	166,90	6,40	10,75
Circón 034	64,90	52,78	0,81	0,06	0,02	0,20	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,22	170,70	8,80	180,00	41,00	820,00	210,00	170,70	8,80	5,17
Circón 035	146,00	134,00	0,92	0,05	0,01	0,18	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,27	168,90	7,80	168,00	26,00	560,00	220,00	168,90	7,80	-0,54
										GR-6652											
Circón 036	47,20	40,70	0,86	0,09	0,01	0,36	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,14	178,00	5,30	312,00	35,00	1570,00	110,00	178,00	5,30	42,95
Circón 037	84,20	68,40	0,81	0,06	0,01	0,24	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,18	173,50	4,20	216,00	26,00	890,00	170,00	173,50	4,20	19,68
Circón 038	492,00	823,00	1,67	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,18	162,60	3,50	167,30	9,50	313,00	75,00	162,60	3,50	2,81
Circón 039	130,90	127,70	0,98	0,07	0,01	0,24	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	172,00	4,40	219,00	18,00	830,00	110,00	172,00	4,40	21,46
Circón 040	302,00	418,00	1,38	0,05	0,00	0,20	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,43	173,60	3,30	184,00	12,00	407,00	79,00	173,60	3,30	5,65
Circón 041	437,00	502,00	1,15	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,15	167,10	2,70	173,60	9,50	308,00	49,00	167,10	2,70	3,74

	U ppm	Th ppm	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ abs	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ abs	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ abs	$^{208}Pb/^{232}Th$	±2σ abs	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Disc %
Circón 042	198,00	165,00	0,83	0,07	0,03	0,26	0,20	0,03	0,00	0,01	0,01	0,07	175,60	9,00	234,00	75,00	980,00	320,00	175,60	9,00	24,96
Circón 043	71,30	88,50	1,24	0,07	0,01	0,23	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,24	174,00	5,90	209,00	28,00	940,00	160,00	174,00	5,90	16,75
Circón 044	255,80	200,90	0,79	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,31	168,20	3,60	171,00	11,00	380,00	96,00	168,20	3,60	1,64
Circón 045	134,00	147,00	1,10	0,05	0,01	0,19	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,17	174,80	3,20	193,00	19,00	600,00	150,00	174,80	3,20	9,43
Circón 046	332,00	478,00	1,44	0,07	0,00	0,25	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,72	169,90	3,20	223,00	15,00	811,00	83,00	169,90	3,20	23,81
Circón 047	286,00	230,00	0,80	0,05	0,01	0,21	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,12	172,50	4,20	189,00	32,00	440,00	230,00	172,50	4,20	8,73
Circón 048	420,00	432,30	1,03	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,22	171,30	2,90	177,00	10,00	433,00	62,00	171,30	2,90	3,22
Circón 049	326,00	248,50	0,76	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,57	170,30	2,50	177,00	10,00	362,00	62,00	170,30	2,50	3,79
Circón 050	191,00	178,70	0,94	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,13	167,90	3,30	177,00	11,00	540,00	100,00	167,90	3,30	5,14
Circón 051	114,20	127,20	1,11	0,08	0,01	0,31	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,34	172,10	5,70	274,00	24,00	1270,00	130,00	172,10	5,70	37,19
Circón 052	204,00	173,00	0,85	0,06	0,01	0,23	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,27	175,40	2,90	206,00	14,00	610,00	100,00	175,40	2,90	14,85
Circón 053	85,20	132,00	1,55	0,07	0,01	0,23	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,20	170,80	5,50	213,00	30,00	870,00	150,00	170,80	5,50	19,81
Circón 054	148,30	141,40	0,95	0,06	0,01	0,22	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,32	174,40	4,20	207,00	14,00	670,00	110,00	174,40	4,20	15,75
Circón 055	309,00	319,00	1,03	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	171,70	2,60	175,00	11,00	374,00	71,00	171,70	2,60	1,89
Circón 056	334,00	336,00	1,01	0,06	0,01	0,21	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,17	170,40	3,40	190,00	15,00	633,00	92,00	170,40	3,40	10,32
Circón 057	156,50	164,60	1,05	0,06	0,01	0,21	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,26	171,10	2,80	192,00	15,00	523,00	87,00	171,10	2,80	10,89
Circón 058	185,90	149,00	0,80	0,05	0,01	0,21	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,22	174,70	3,50	189,00	15,00	420,00	110,00	174,70	3,50	7,57
Circón 059	870,00	1600,00	1,84	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,13	171,70	2,50	180,00	5,20	329,00	44,00	171,70	2,50	4,61
Circón 060	157,00	156,00	0,99	0,06	0,00	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,27	170,70	4,50	192,00	17,00	610,00	100,00	170,70	4,50	11,09
Circón 061	211,00	309,00	1,46	0,06	0,00	0,23	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,30	173,40	3,40	206,00	12,00	538,00	92,00	173,40	3,40	15,83
Circón 062	341,00	634,00	1,86	0,05	0,00	0,20	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,26	167,40	2,50	180,50	8,80	430,00	88,00	167,40	2,50	7,26
Circón 063	113,70	87,00	0,77	0,06	0,01	0,23	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,28	167,70	4,60	205,00	19,00	790,00	120,00	167,70	4,60	18,20
Circón 064	142,40	120,20	0,84	0,05	0,01	0,21	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,26	173,70	4,50	189,00	18,00	590,00	110,00	173,70	4,50	8,10
Circón 065	528,00	886,00	1,68	0,06	0,01	0,20	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,68	158,90	4,20	183,00	21,00	530,00	140,00	158,90	4,20	13,17
Circón 066	133,70	115,20	0,86	0,07	0,01	0,28	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,22	175,10	3,60	247,00	21,00	1050,00	100,00	175,10	3,60	29,11
Circón 067	218,00	186,00	0,85	0,05	0,01	0,20	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,17	175,80	3,10	186,00	17,00	570,00	120,00	175,80	3,10	5,48
Circón 068	256,00	308,00	1,20	0,06	0,00	0,21	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,28	165,10	2,90	196,30	9,70	651,00	97,00	165,10	2,90	15,89
Circón 069	51,06	46,80	0,92	0,09	0,03	0,37	0,31	0,03	0,00	0,02	0,01	0,68	178,00	17,00	320,00	120,00	1570,00	310,00	178,00	17,00	44,38
Circón 070	293,00	288,00	0,98	0,05	0,00	0,19	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,24	173,50	2,80	177,00	11,00	319,00	83,00	173,50	2,80	1,98

Anexo 2

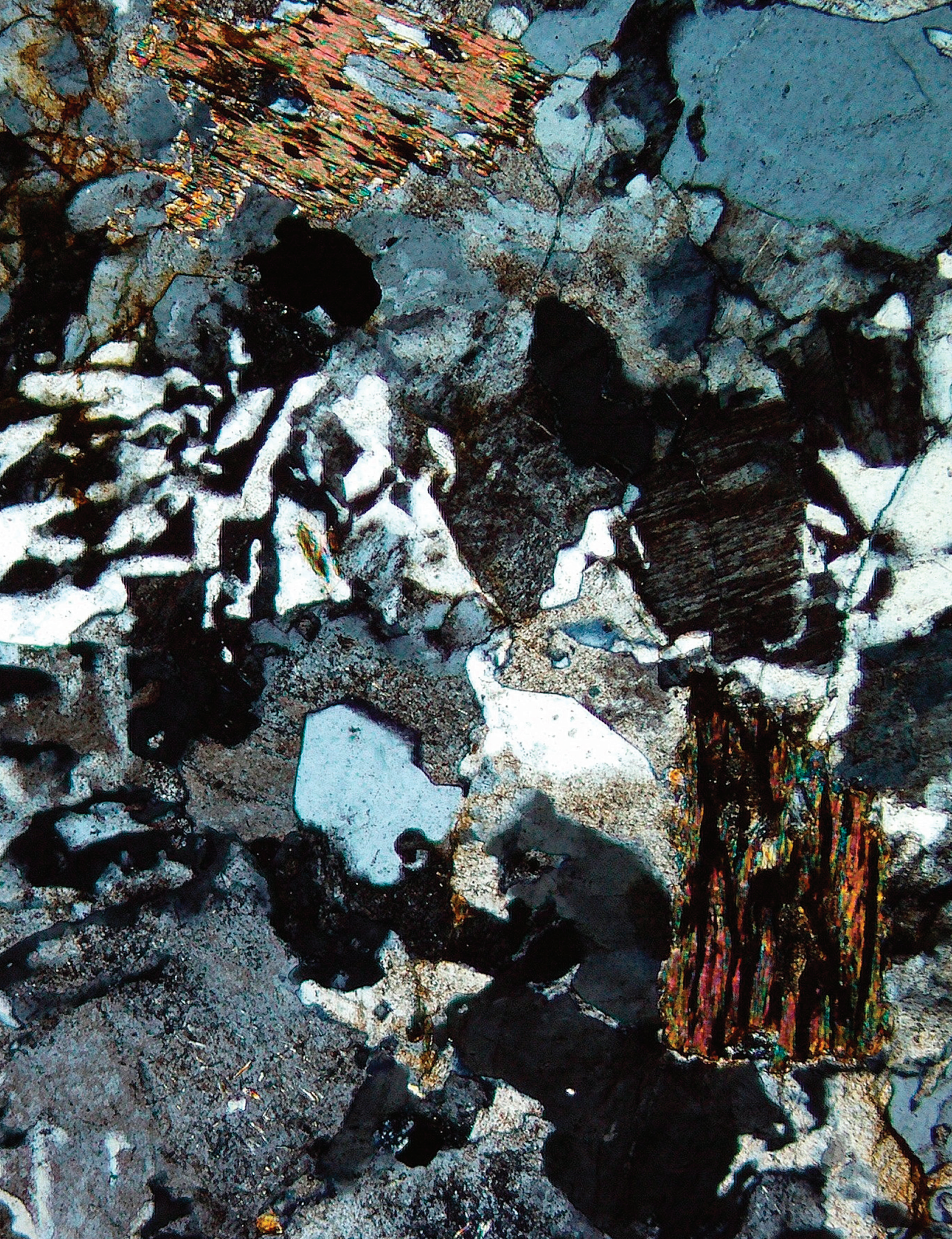
Análisis isotópicos de elementos traza en circón

Circón	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
										MIA-478											
Crn. 038	-300	13	1866	13,7	0,187	112,3	0,383	4,69	8,8	2,7	42,3	14,54	160,3	58,2	264	563	120	14700	0,2975	1803	1636
Crn. 039	180	10	991	5,79	4,4	60,6	1,8	6,5	4,9	1,89	20,5	6,82	81,3	30,5	152,5	334	70,6	13490	0,2575	475	571
Crn. 040	220	38	9100	12,06	0,39	429	2,89	41,3	62,7	20,7	272	79,1	862	305	1361	2570	491	10210	22	1804	782
Crn. 041	-280	50	2960	16,7	0,133	263,4	0,4	6,2	13,1	4,29	61,2	19,3	239	96,3	476	1091	224,8	14570	20,525	1565	791
Crn. 042	-400	5	1250	5,1	0,17	107,2	0,163	2,19	4,6	1,49	26,6	7,98	101,5	38,8	198	415	89,6	7160	7,975	502,6	249,2
Crn. 043	2060	13	2490	12,2	46	287	12,4	53	19,5	4,97	62,3	18,4	210	81	375	793	157	12420	14,775	1440	479
Crn. 044	240	-13	1881	2,75	0,087	80,9	0,401	5	9	3,81	43,7	15	176	65,9	303	595	122,3	9390	2,6175	113,5	87,2
Crn. 045	100	22	3470	13,3	0,47	313	0,92	12,5	22,8	7,5	115	33,1	357	126	538	970	177	12060	10,45	1320	388
Crn. 046	300	55	2240	3,75	0,072	75,4	0,52	7,3	13,7	4,8	61,2	18,8	206	79,1	363	753	154,3	7100	6,1625	257,1	183,2
Crn. 047	960	-3	2120	18,4	0,067	107	0,2	1,79	3,45	0,62	20,5	8,6	126	59,9	352	1020	224	15980	13,35	361	491
Crn. 048	5700	60	3240	8,9	26	168	4	20,3	16,3	3,68	81,8	26,3	300	112,1	509	1020	204,3	13600	22,9	1570	841
Crn. 049	-110	39	1200	7,9	0,055	55,7	0,139	1,35	3,19	0,4	10,8	3,8	58	31,7	197	657	167,4	15030	12,375	302	424
Crn. 050	-900	99	1078	4,99	-1,4104E-06	69,7	0,12	1,48	3,3	0,72	15,3	5,57	79,4	33,3	170,3	397	89,8	10040	8,875	280	237
Crn. 051	-2500	28	1252	5,42	-1,35127E-06	87	0,084	1,96	4	1,14	20,6	6,85	90,3	39,7	201,9	479	105,5	9170	7,425	294,3	243,4
Crn. 052	100	7	1701	15,1	0,053	92,3	0,07	1,96	3,15	0,47	16,2	6,88	96,3	46,6	277	760	174,9	12480	15,375	419	493
Crn. 054	-500	35	4480	17,8	0,028	328	0,52	9,5	15,6	4,27	80,7	28,7	345	141,2	684	1472	311,3	9220	20,825	1425	669
Crn. 055	6400	16	2340	13,9	31	280	6,8	27	11,8	2,22	44,7	13,8	171	70	361	900	189	15010	20,625	1240	734
Crn. 056	4300	2	1000	3,52	0,12	23,8	0,24	2,15	4,8	1,69	21,4	6,8	82	32,9	158	405	89	13930	-0,0725	266	510
Crn. 057	3700	55	1170	9,1	0,62	71	0,113	0,99	2,56	0,46	11,8	4,7	65	31,5	193	593	142	11700	10,7	323	389
Crn. 058	2000	40	1180	7,9	0,028	26,6	0,066	1,55	3,03	0,82	18,9	6,91	95	38,8	188	441	94,8	11950	0,4075	225	660
Crn. 059	6800	26	3210	7,09	0,121	247	0,91	16,7	21,8	9,2	110	31,6	336	120	508	893	176	6400	7,55	784	247
Crn. 060	-20000	-13	1863	6,57	0,064	157,3	0,202	3,7	5,9	1,77	34	11,34	140,7	59,2	306	687	149,2	10790	8,275	449,3	301
Crn. 061	-26000	3	529	3,1	0,11	24,9	0,033	1,02	0,86	0,3	4,2	1,6	24	11,8	83	309	82	6830	7,125	174	252
Crn. 062	-1000	28	3390	7,3	0,192	153	0,52	9,5	14,1	6,4	82	24,8	289	111	521	1070	220	9960	8,925	570	322
Crn. 063	500	45	1200	5,69	0,51	57,5	0,27	3,28	5,6	2,05	27,1	8,3	97	35,9	167	366	81,9	11440	0,195	560	640
Crn. 064	-400	18	2390	21,7	0,38	135	0,201	2,01	3,62	0,8	23,5	9,18	140	66	384	1050	235	15620	17,55	523	638
Crn. 065	600	36	1040	3,58	-8,7892E-07	27,6	0,057	1,78	2,5	1,18	16,9	5,57	73	31,7	161	413	90,8	14930	0,955	131	366
Crn. 066	-67000	-4	1320	3,85	260	600	56	270	42	6,3	53	11,4	123	42,9	206	401	85,3	10430	3,975	190	136
Crn. 067	-700	54	1463	10,5	0,052	112,4	0,206	2,24	4,22	1,15	20,3	6,93	95,1	42,2	231	612	138,3	12120	15,1	637	485
Crn. 068	300	24	1030	7,11	0,17	64,1	0,088	1,63	1,4	0,25	8,6	3,82	51,3	26,1	160	551	140,6	13080	10,525	313	425
Crn. 069	-700	-25	2420	11,1	0,14	216	0,28	4,4	12,3	3,03	52,1	16,1	191	77	365	786	158	13120	10,65	990	417
Crn. 070	-400	61	1450	9,5	0,166	68	0,246	2,88	4,72	1,5	27	8,7	108	43,5	217	542	114	15200	0,125	478	790
Crn. 071	0	61	1850	14,9	0,107	93	0,097	1,46	2,26	0,62	18	6,85	103	50,8	307	911	209	15250	13,4	357	474
Crn. 072	-3000	52	1910	7,9	34	182	7	29	9,9	2,25	36,3	10,2	137	59,4	320	798	170	12410	8,4	316	289
										JGB-390											
Crn. 001	-90000	35	1076	1,04	0,023	19,86	0,276	3,52	6	1,76	29,4	8,21	101,8	37,4	164	326	68,1	10820	1,3825	70,6	59,6
Crn. 002	-51000	-1	1217	6,12	0,094	53,8	0,105	1,5	3,4	1,02	19,5	8,02	99,8	40,7	200,1	438,4	98,6	9230	5,385	154,8	174,2

Circón	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Crn. 003	-490000	8	2440	3,24	0,044	54	0,326	6,4	12,7	4,53	54	18	210,8	81,3	378	806	168,5	9840	4,5925	205,3	166,3
Crn. 004	109000	37	1009	2,14	0,047	25,8	0,127	3,2	4,22	1,1	23,3	6,82	80,8	32,5	156,8	352	73,2	11060	2,4575	82	89,7
Crn. 005	-7200	44	802	2,11	0,035	26,3	0,094	1,61	2,99	0,78	15,7	5,3	64,9	26,6	124,8	275	58	14450	2,24	72,4	84,9
Crn. 006	-4000	16	915	1,5	0,033	18,4	0,094	2,17	3,5	1,38	18,1	5,88	72	29,6	140	325	72,8	9820	1,835	61,1	61,8
Crn. 007	7300	30	1600	1,98	0,164	30	0,292	6,21	7,54	2,44	37,3	12,26	142,8	53,4	252	506	103,3	12580	3,375	149	122,9
Crn. 008	4100	20	894	1,46	0,05	16,35	0,159	2,64	3,16	1,22	14,3	4,86	64,8	27,14	145,3	373,5	87,9	9360	1,9075	52,54	66,12
Crn. 009	-3200	13	1100	2,98	0,045	43,7	0,152	2,39	4,17	1,58	21,8	7,54	89,2	36,1	171	387	81,8	11230	4,35	196	157
Crn. 010	-11600	13	967	3,23	0,171	22,9	0,098	1,21	1,7	0,4	14	5,21	76,5	33,2	165,3	386	83,2	10860	5,6675	97,9	186,6
Crn. 011	1700	28	876	1,74	0,033	27,1	0,163	3,1	4,5	0,85	18,8	6,8	77,1	28,71	133,3	295	59,2	14000	3,375	81,3	89,7
Crn. 012	2500	28	595	1,56	0,026	21	0,067	1,5	2,08	0,64	12	4,05	50,8	19,5	92,7	192	41,5	10980	1,6075	49,6	55
Crn. 013	300	6	1534	2,18	0,069	31,8	0,202	3,92	6,34	2,28	33,7	11,05	134,4	51,8	242	502	105,4	11030	3,2475	133,1	102,4
Crn. 014	-1600	17	871	2,28	0,35	42,4	0,176	2,83	3,22	0,93	18,5	5,73	77,5	30,2	140,5	288,8	60,5	10900	5,09	200,5	157,7
Crn. 015	-900	41	557	1,28	0,029	17,97	0,081	1,04	2,32	0,66	10,8	3,65	44	18	84,1	198,1	43,1	11940	2,1575	51,5	66,9
Crn. 016	1000	26	1643	1,38	0,2	28,3	0,47	7,7	10,1	2,55	42,6	13,36	144,6	56,4	253	459	97,4	12140	2,95	135	108,2
Crn. 017	-100	6	699	1,96	0,047	26,9	0,055	1,59	2,61	0,69	14,8	4,85	60,7	23,12	108,2	230,9	49,7	10160	2,4775	110	83
Crn. 018	8200	15	868	2,13	36	106	9,5	43	10,8	1,76	21,5	6,32	72,9	27,6	134,3	304	64,8	12880	2,7	83,9	96,5
Crn. 019	200	-20	4160	5,1	1,4	140	1,1	14,9	29,2	8,62	126	37,8	419	150	653	1190	235	11460	8,5175	411	280,5
Crn. 020	2200	63	4370	17,6	0,104	274	0,46	8,2	20,2	6,02	106,8	37,6	420	152,1	666	1204	233,4	13220	19,5	1727	765
Crn. 021	800	5	877	3,92	0,32	40,5	0,085	1,29	2,21	0,53	14,7	5,41	70,1	29	144,6	335	71,1	13800	4,01	108,5	140,3
Crn. 022	2100	14	850	1,42	0,126	18	0,097	2,45	4,48	1,28	19,7	6,24	72,7	27,2	131	292	59,5	10920	1,845	54,6	67
Crn. 023	-470	-1	1342	1,07	0,062	23,6	0,271	5,28	9,6	2,59	39,5	11,92	129,3	45,42	204,9	373,8	78,5	10150	2,4175	112,3	78,04
Crn. 024	-1500	-2	846	2,16	0,044	29,24	0,19	1,83	2,84	0,94	17,2	5,51	72,7	27,22	142	320	72,1	11310	2,5	77,4	87,5
Crn. 025	400	24	1684	1,31	0,082	25,4	0,63	8,7	9,3	3,01	43,9	13,39	159,2	56,9	255,5	491	98,3	11390	2,475	125,8	93,5
Crn. 026	-300	18	699	1,83	0,046	21,9	0,24	1,38	3,12	0,98	14,7	4,93	55,7	23,1	112,4	232,4	53,1	10480	2,12	63,5	72,7
Crn. 027	-200	63	3820	3,3	0,144	65	0,75	13,2	24,4	6,93	114,3	34,5	362	125,9	552	991	200	10250	6,525	441	220
Crn. 028	460	44	1860	8,3	0,51	110,7	0,175	3,97	6,7	1,62	40,2	13,08	156,5	60,2	276,6	551	109,9	14280	11,675	726	381,5
Crn. 029	-1370	23	2040	14,3	0,034	152	0,144	2,3	5,2	1,19	32,5	10,92	135,6	60,2	320	837	189,4	16420	19,3	1100	763
Crn. 030	100	18	694	1,38	0,06	18,07	0,145	1,17	2,66	0,87	16,4	4,62	60,6	22,1	105,7	221,7	48,8	11130	1,3625	44,19	47,5
Crn. 031	1100	34	989	1,24	0,109	19,94	0,073	3	6,5	1,63	20,3	7,53	82,9	31,2	150,9	305,3	61,8	13050	1,5625	55,11	58,04
Crn. 032	600	-3	1799	1,46	0,063	30,1	0,71	10,9	13,7	2,93	57,3	16,11	175,7	62,2	264	480	96,3	12720	2,71	139,1	101,5
Crn. 033	-690	8	1178	2,56	0,065	37,6	0,115	1,67	3,97	1,71	23,3	7,8	95,5	39,3	191,9	407,4	90,1	10410	3,1125	99,8	107,8
Crn. 034	-1140	11	977	1,47	0,034	19,3	0,177	1,65	2,98	1,15	16,8	6,12	77,7	31,04	159,4	365	82,3	9430	1,9775	52,78	64,9
Crn. 035	-410	-15	915	3,54	-1,14782E-05	38,3	0,084	1,92	3,06	1,02	17,9	5,78	71	29,22	151,6	338,2	75,8	10290	4,4	134	146
GR-6652																					
Crn. 036	130	35	707	1,65	0,128	21,6	0,149	2,24	2,71	0,95	15,5	5,06	60,1	22,9	108,8	241	49	12270	1,3475	40,7	47,2
Crn. 037	-80	25	976	1,67	0,021	23,1	0,136	2,05	3,09	1,55	16,5	5,6	69,9	30,4	153	401	88,5	9710	2,4975	68,4	84,2
Crn. 038	420	39	4500	7,12	9,1	117	4	28	29,2	4,45	126,5	39,3	418	154,4	661	1254	245,4	12100	13,925	823	492
Crn. 039	90	34	1465	3,74	0,048	46,6	0,137	2,53	5,26	1,58	24,7	9,32	112,5	48,2	236	523	106,7	12130	3,7	127,7	130,9
Crn. 040	120	43	3810	5,6	0,38	132	0,88	12,1	20,8	7,11	94	29,7	349	131	599	1190	226	12670	8,725	418	302
Crn. 041	171	26	2140	9,77	0,028	110,5	0,098	3,01	6,6	1,53	39,8	13,7	171,2	69	333	728	145,2	17190	11,3	502	437

Circón	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Crn. 042	220	34	1637	4,01	0,13	54,9	0,169	3,29	5,69	1,24	33,6	12,24	145,7	55,7	258	563	106,7	17170	5,125	165	198
Crn. 043	130	18	1382	1,14	0,081	22,5	0,41	6,2	9,3	2,04	37,5	11,3	127	46,1	203	384	77	9680	2,155	88,5	71,3
Crn. 044	140	27	1350	6,93	5	69,2	1,78	8,9	5,12	0,87	24,8	8,89	110	44,5	216	483	99,6	14690	7,0925	200,9	255,8
Crn. 045	180	43	1430	2,92	0,024	56,7	0,171	3,42	6,3	1,38	31,8	10,2	120	47,5	220	449	92,5	11520	4,0975	147	134
Crn. 046	230	16	4580	8,4	0,28	177	0,95	14,6	23,5	5,65	119,5	40,4	447	162,7	697	1278	243	13710	8,325	478	332
Crn. 047	380	11	1677	7,45	2,94	87	0,83	5,8	6,4	1,36	27,6	10,97	132,8	55,1	269	644	128,3	17230	7,475	230	286
Crn. 048	40	38	2500	11,2	0,6	133,9	0,35	4,76	9,3	1,55	50,7	16,7	213	84,6	401	880	169,5	17900	10,8	432,3	420
Crn. 049	10	7	2140	11,13	0,026	94,9	0,184	2,4	6,4	1,3	35,8	12,7	167,7	69	344	820	167,5	17370	8,475	248,5	326
Crn. 050	-40	31	1301	4,77	0,072	67	0,122	3,2	4,2	0,78	24,8	8,16	109,4	42,3	202,8	447	92	12090	5,85	178,7	191
Crn. 051	130	18	1623	1,48	0,169	26,3	0,32	6,25	10,1	4,43	41,8	11,98	142,1	52,2	241,5	536	117,2	9350	3,3625	127,2	114,2
Crn. 052	-10	17	1580	6,5	0,09	73,4	0,134	2,65	5,7	0,89	27,8	10,14	127,8	52,2	244	553	114,2	14390	6	173	204
Crn. 053	-40	20	3560	1,9	0,137	45,8	0,81	10,68	19,8	10,67	94,2	28,7	330	118,2	529	1101	226	10300	2,4125	132	85,2
Crn. 054	790	3	1926	4,19	9,3	74,7	3	15,7	7,9	2,98	30,8	11,46	147,4	63,4	312	695	145,3	10770	4,295	141,4	148,3
Crn. 055	110	16	1645	6,97	0,125	86,6	0,232	2,97	5,96	1,08	29,5	11,25	135,1	54,1	260	583	115,1	14810	8,85	319	309
Crn. 056	290	26	2130	11,2	0,077	108,3	0,189	3,63	6,7	1,08	35,9	13,67	175,8	69,8	342	762	150,2	17270	8,75	336	334
Crn. 057	170	7	1183	4,44	0,068	63,7	0,109	1,95	4,07	1,09	23,9	8,21	102,5	39,5	185,1	391	79,7	12290	4,6525	164,6	156,5
Crn. 058	800	62	1253	6,43	24,4	106	6,5	30	6,7	1,13	22,5	7,85	98,5	40,8	207,4	481	102,2	12310	5,575	149	185,9
Crn. 059	590	20	3260	17,1	2,1	202	0,82	9,3	13,6	2,93	71,9	24,2	291	111	510	1054	204	13410	24,725	1600	870
Crn. 060	330	-5	1277	4,49	0,42	64,5	0,199	2,59	4,68	1,26	24,2	8,57	105,7	43,6	208	457	93,2	12730	4,425	156	157
Crn. 061	410	-13	1210	3,85	0,056	58,7	0,158	4,7	5,8	1,21	30,1	10,2	115	43,4	189	372	73	8040	6,3	309	211
Crn. 062	370	38	6600	7	0,147	216,8	2	31	50,9	16,49	211,6	63	662	231,6	979	1775	329,5	12880	8,95	634	341
Crn. 063	120	24	1158	4,02	0,078	47,6	0,109	2,02	3,42	0,84	23	7,48	94,4	36,9	184,4	420	90,9	11920	3,3775	87	113,7
Crn. 064	-70	0	1784	3,7	0,021	55,1	0,211	3,32	6,2	1,98	33,6	11,25	137,5	57,1	279	641	131,1	14080	3,9375	120,2	142,4
Crn. 065	300	33	3040	8,16	1,29	131,6	0,69	6,56	12,2	3,16	65,8	22,14	268,2	102,4	472	1028	200,9	16990	13,225	886	528
Crn. 066	-80	24	1327	4,43	0,078	55,9	0,126	1,83	4,2	1	24,4	8,12	108	43,4	212	460	96,3	12320	4,1175	115,2	133,7
Crn. 067	120	6	1500	5,9	0,37	76,6	0,235	2,58	5,78	0,88	28,9	9,36	121	49,4	239	533	106	16270	6,125	186	218
Crn. 068	230	34	1343	5,19	-8,18132E-06	61,2	0,152	1,99	4,75	0,65	26,2	9,11	108,7	44,3	209,4	474	91,3	18090	6,725	308	256
Crn. 069	460	39	667	1,1	0,35	15,5	0,051	1,29	2,6	1,05	16,7	4,24	55,6	21,9	106,8	278	62,5	6040	1,705	46,8	51,06
Crn. 070	100	8	978	5,09	-8,12448E-06	63,3	0,121	1,4	2,83	1,1	17,2	5,43	72,3	31,3	154,4	382	82,5	11620	9,1	288	293

Microfotografía de la roca IGM-900745, textura micrográfica. Monzogranito de Altamira




Tolima

Formación Saldaña

Cordillera Central y Oriental
Departamento de Tolima

Gabriel Rodríguez G., María Isabel Arango M.,
Gilberto Zapara G. y José Gilberto Bermúdez C.

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). Formación de Saldaña. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.13

El magmatismo jurásico del Valle Superior del Magdalena comprende batolitos, stocks y unidades volcanosedimentarias, espacialmente distribuidos en los bordes oriental de la cordillera Central y occidental de la cordillera Oriental de Colombia.

En este trabajo presentamos nuevos datos de petrografía, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb (LA-ICP-MS) en circón, y se recopilan los publicados del magmatismo jurásico del Valle Superior del Magdalena, que permiten mejorar el conocimiento y la evolución geológica de la Formación Saldaña. Se determina el rango de edad de cristalización de la Formación Saldaña y se separan una nueva unidad volcano sedimentaria que cristalizó en el Jurásico medio y que se denomina Vulcanitas de Pitalito.

1. Proponente del nombre

Cediel, Mojica y Macía (1980).

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

El nombre *Formación Saldaña* fue propuesto por Cediel *et al.* (1980 y 1981) para designar una secuencia de rocas volcano-sedimentarias que afloran a lo largo del río Saldaña, en la carretera Ataco-Planadas, al sur del departamento del Tolima, en el valle superior del Magdalena.

La Formación Saldaña aflora en ambos costados del valle superior del Magdalena y el Putumayo: en el flanco occidental de la cordillera Oriental, en la serranía de Las Minas y en el flanco oriental de la cordillera Central. Los afloramientos se han extendido en la literatura geológica desde Ibagué, en la parte norte, hasta Ecuador, por el sur (figura 1).

3. Reseña histórica

La Formación Saldaña fue propuesta por Cediel *et al.* (1980 y 1981) para reemplazar los nombres de Formación post-Payandé *red beds* (Renz, en Trumpy, 1943), post-Payandé (Nelson, 1959) y Formación Salitre de Geyer (1973).

Posteriormente, Mojica y Llinás (1984) y Mojica y Dorado (1987) separaron esta unidad en dos miembros: el superior, de carácter volcánico, llamado *Miembro Prado* (no definido formalmente) y el conjunto sedimentario inferior, llamado *Miembro Chicalá*.

Bayona *et al.* (1994) levantaron la sección tipo en la carretera Ataco-Planadas (departamento del Tolima) y dividieron la descripción en cinco intervalos estratigráficos, constituidos por flujos de escombros, flujos de lava y depósitos epiclásticos o piroclásticos resedimentados.

Rodríguez *et al.* (1995) describieron las sedimentitas de Montefrío, al suroccidente de Natagaima, en la vía que conduce a la vereda Montefrío, unidad que ubicaron en la base de la secuencia volcano-sedimentaria, y describieron fauna fósil de ostrácodos de edad Liásica, estratigráficamente localizada por encima de la Formación Payandé y del miembro Chicalá, lo que los llevó a considerar al miembro Chicalá y las rocas sedimentarias de Montefrío como el techo de la Formación Payandé (acorde con la definición original de Renz (en Trumpy, 1943), y recomendaron considerarlas como parte de la Formación Payandé.

En el presente catálogo se considera únicamente como Formación Saldaña las secuencias de rocas volcano-sedimentarias en el sentido descrito por Rodríguez *et al.* (1995), que incluye principalmente tobas-aglomerados, derrames de lavas y cuerpos hipoabisales porfídicos; no se incluyen las unidades sedimentarias subyacentes (sedimentitas de Montefrío y miembro Chicalá), debido a que estas se consideran el techo de la Formación Payandé.

Además, se limita la Formación Saldaña a las rocas volcánicas y volcano-sedimentarias con edades entre 193 y 178 Ma, que afloran en el valle superior del Magdalena y el Putumayo, y se extraen de la definición los bloques de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de edades menores a 178 Ma, como aquellas unidades que afloran al sur de Ibagué, en el sector de Payandé, y al oriente de Pitalito (Huila), que tienen características químicas, petrográficas y geocronológicas diferentes, que

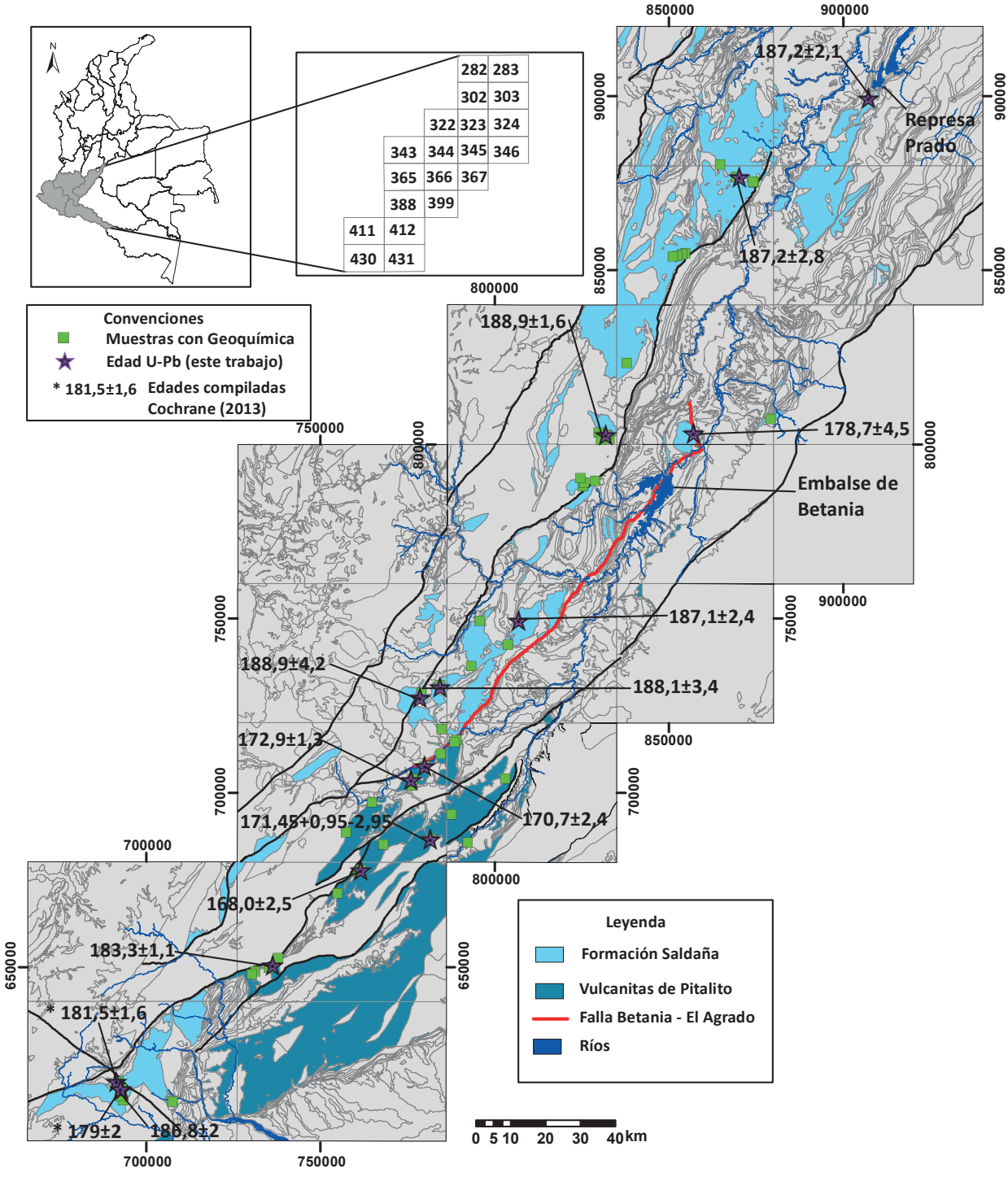


Figura 1. Localización de afloramientos de la formación Saldaña y edades U-Pb

permiten separarlas cartográficamente de la Formación Saldaña.

La sección tipo se localiza en la carretera Ataco-Planadas (departamento del Tolima), entre los sitios El Pital-El Neme, y se remite en este catálogo al trabajo original de Bayona *et al.* (1994).

4. Descripción geológica

La parte volcánica de la Formación Saldaña es heterogénea; los productos volcánicos cambian de un lugar a otro, sin que se pueda definir una columna estratigráfica que represente la unidad regionalmente; es decir, en cada sitio las rocas son diferentes y representan los diferentes volcanes que las generaron, teniendo en cuenta que el vulcanismo tuvo diferentes focos. La Formación Saldaña está constituida por rocas piroclásticas, flujos de lava y cuerpos porfiríticos hipoabisales de composición dacítica a andesítica. Localmente se intercalan rocas sedimentarias como limolitas, arenitas y tobas.

Rocas piroclásticas. Corresponden a tobas, brechas y aglomerados. Las tobas se presentan en capas finas a muy gruesas, de espesores centimétricos a métricos, y forman paquetes de cientos de metros; están parcial a fuertemente meteorizadas y desarrollan saprolitos de color rojo, violeta, rojo pálido, gris verdoso, morado, amarillo y anaranjado amarillento.

Los aglomerados y brechas piroclásticas aparecen en capas muy gruesas y están constituidos por fragmentos líticos de vulcanitas de variadas texturas, con formas angulares a redondeadas, mal seleccionados, de composición dacítica a andesítica, de tamaños *lapilli* a bloques, empaquetados de manera flotante a tangencial en matriz tobácea de tamaño ceniza y *lapilli*.

En la margen oriental del valle superior del Magdalena se reconocen algunos flujos de lava riolíticos de color rosado a naranjado que no se observan en las vulcanitas del lado occidental.

Descripción microscópica. El estudio petrográfico de las tobas de la Formación Saldaña se hace a partir de 66 secciones delgadas, analizadas en los proyectos de cartografía de las planchas 283, 302, 322, 366 y 389, además de 14 muestras de tobas colectadas en el presente estudio. La clasificación se hace de acuerdo con los contenidos de fragmentos de cristales, líticos y vidrio (figura 2). El resumen de los resultados petrográficos se presenta en la tabla 1. Los análisis petrográficos presentan porcentajes estimados y conteo de 300 puntos en las muestras colectadas en este proyecto.

Tobas. Las tobas se clasifican como vítreas, líticas y de cristales. Son de colores gris, verde, rojo y violáceo, y están compuestas por fragmentos cristalinos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, con proporción variable de vidrio volcánico y fragmentos de rocas volcánicas. Presentan texturas fragmentales, porfiríticas, y menos frecuentemente, perlíticas, con tamaño de grano entre *lapilli* y ceniza gruesa.

Las tobas de cristales están constituidas por fragmentos de plagioclasa, feldespato y cuarzo; subordinados pueden aparecer biotita y hornblenda; como minerales accesorios se presentan circón, apatito, titanita y opacos. Los cristales se encuentran flotantes o empaquetados de manera tangencial en una matriz vítrea, junto a restos de fragmentos de vidrio parcialmente alterados (*shards*). La matriz puede presentar texturas de flujo, perlíticas, y generalmente se encuentra alterada a agregados de minerales secundarios como sericita, epidota, carbonatos y arcillas, o se desvitrifica a agregados de cuarzo y feldespatos que enmascaran y borran la textura primaria en las rocas. En algunas tobas predomina el vidrio alterado sobre los cristales y fragmentos líticos volcánicos; estas tobas son vítreas (figura 3).

Las tobas líticas son de tamaño ceniza a *lapilli*, o la combinación de ambos tamaños. Generalmente se presentan mal seleccionadas, constituidas por fragmentos líticos volcánicos de andesitas, riolitas, latitas, cuarzolatitas, traquitas y dacitas, con texturas porfídica, microporfídica, vítrea, microlítica, fluidal, desvitrificada o amigdalar. Pueden estar junto a fragmentos de cristales de plagioclasa, cuarzo, sanidina, biotita y hornblenda. Flotan en una matriz vítrea por lo general alterada a agregados secundarios de arcilla, sericita, epidota, lo que enmascara la textura primaria de la matriz (figura 4).

Lavas. La Formación Saldaña presenta derrames de lavas de variada composición: lavas basálticas, andesíticas, dacíticas, traquiandesíticas, cuarzolatíticas, riolíticas y riolíticas de feldespato alcalino. Se presentan como rocas de colores gris verdoso, rojo, rosado claro y violeta, en tonos claros a medios, generalmente moteadas de blanco y rosado por los fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino. Se encuentran intercaladas



Figura 2. Clasificación de muestras de tobas de la Formación Saldaña
Fuente: según Schmidt (1981) y este trabajo.

con tobas, aglomerados, tobas y rocas detríticas arenosas y lodosas (figura 5).

Descripción microscópica. El estudio petrográfico de las lavas de la Formación Saldaña se hace a partir de 102 secciones delgadas, de las cuales 26 fueron colectadas en este trabajo; las restantes fueron analizadas en los proyectos de cartografía de las planchas 283, 302, 322, 366, 388 y 389. La clasificación se hace según Streckeisen (1978) de acuerdo a los contenidos de plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino, contabilizando los fenocristales para las rocas con matriz vítrea o hialocristalina y los contenidos de fenocristales y microcristales en rocas con matriz microcristalina (figura 6); el resumen de los resultados petrográficos se presenta en la tabla 2. El 80% de las muestras grafican en el campo de las andesitas del triángulo de Streckeisen (1978), el 10,8% corresponden a riolitas, el 4,9% a dacitas, el 2,9% a latitas y el restante 1,4% a traquitas.

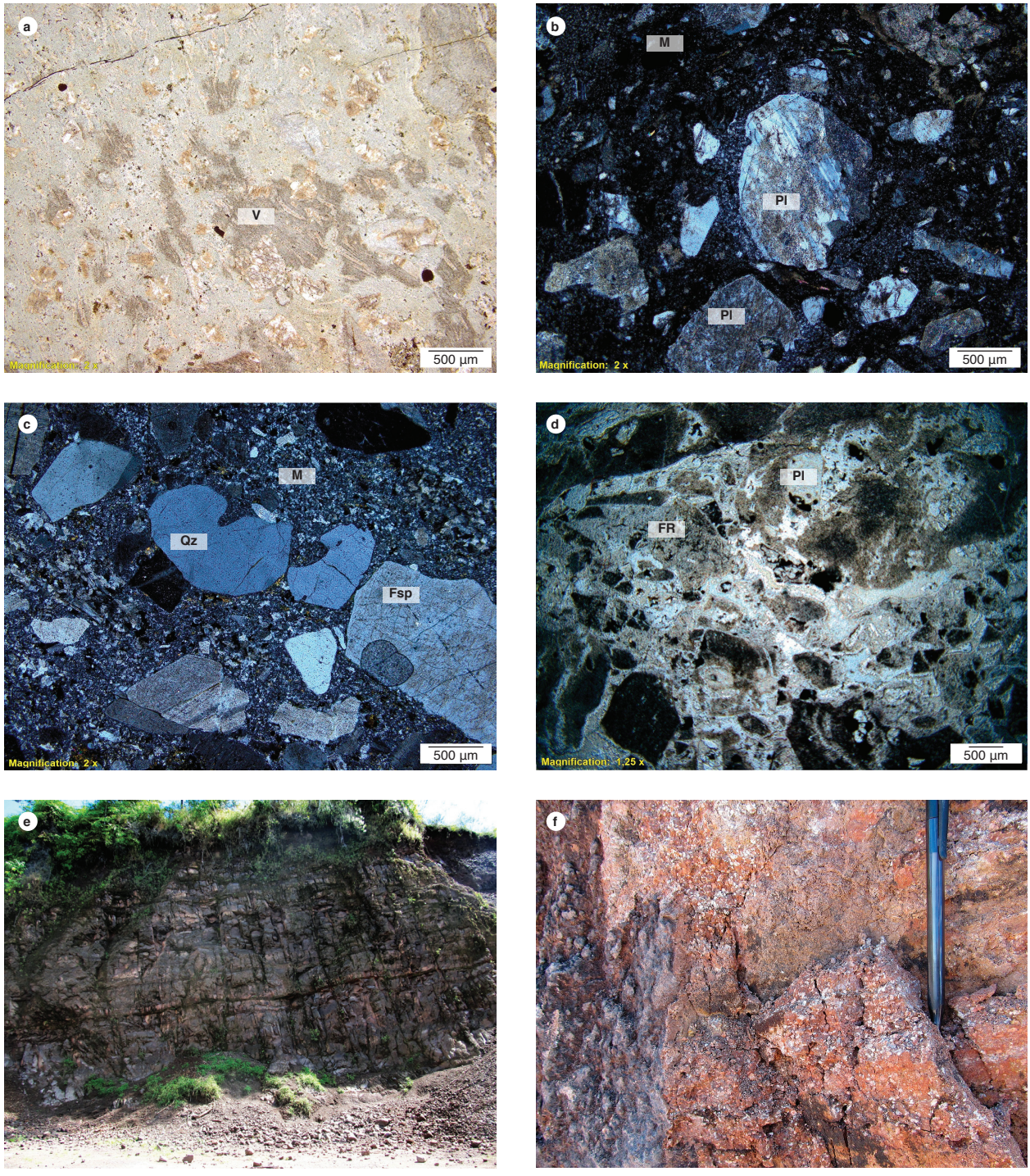


Figura 3. Aspecto microscópico y macroscópico de tobas de cristales, vítreas y vítreas cristalinas, de la Formación Saldaña
a) Toba vítrea con cristales de plagioclasa. b) Toba de cristales en la que predominan los cristales de plagioclasa (Pl). c) Toba de cristales de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) flotantes en matriz desvitrificada (M). d) Toba vítrea con fragmentos de roca (FR). e) Afloramiento de tobas estratificadas en la vía Praga-Planadas. f) Detalle de tobas de cristales.

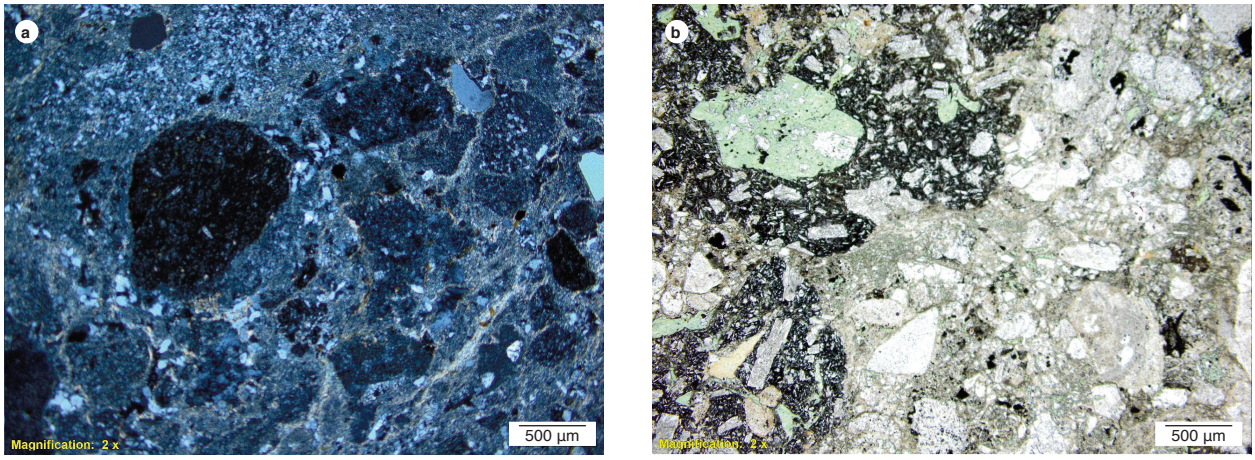


Figura 4. Aspecto microscópico de tobas líticas de la Formación Saldaña
IGM-900669. Toba lítica de *lapilli* y ceniza. Nícoles cruzados. Obsérvense los fragmentos líticos flotando en una matriz alterada a sericita con algo de cuarzo. Fragmentos de diferente composición y textura. B) IGM 900689. Toba lítica de ceniza y *lapilli*. Nícoles paralelos. Textura fragmental dada por líticos angulosos de vulcanitas de composición andesítica y matriz arcillosa con fragmentos de cristales.

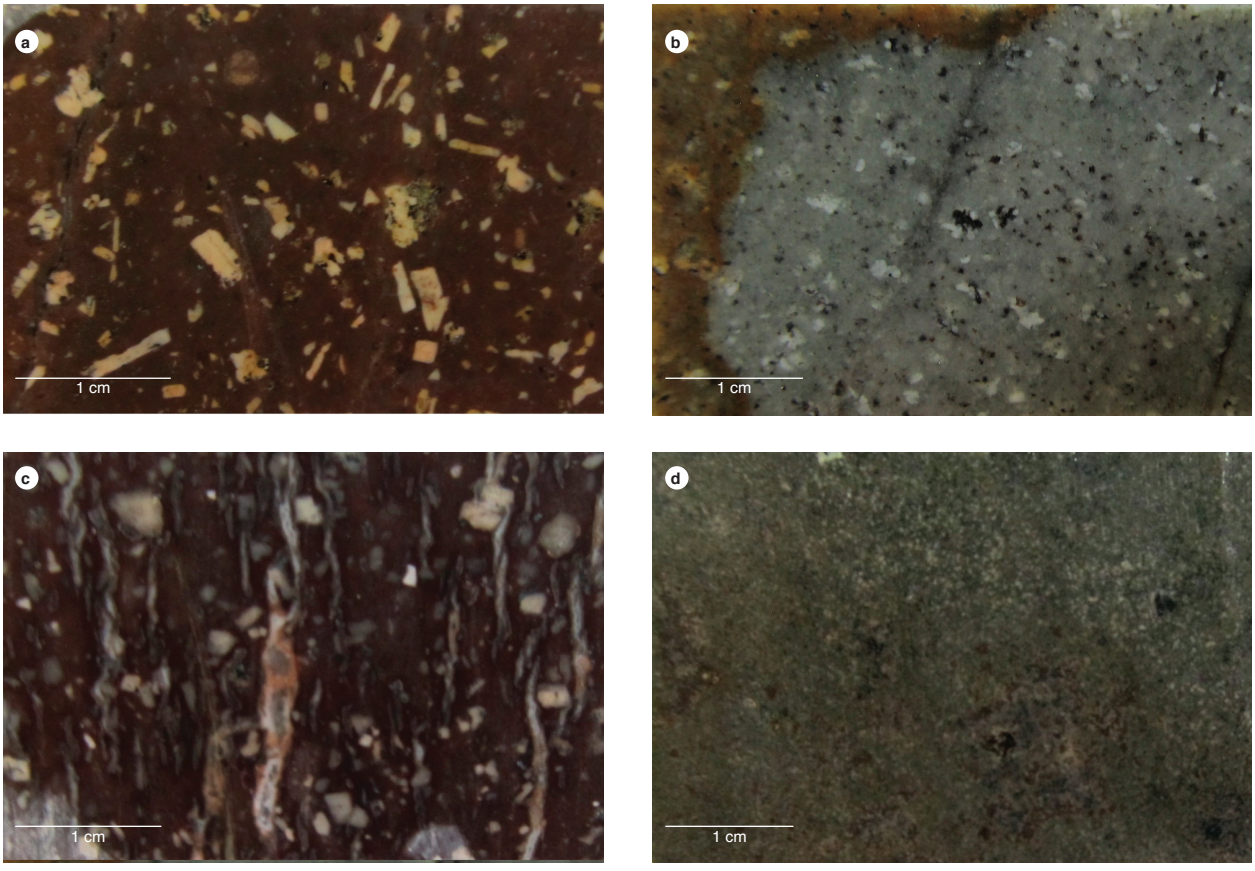


Figura 5. Aspecto macroscópico de lavas de la Formación Saldaña
a) Andesita, IGM-900646. b) Traquita, IGM-900661. c) Andesita, IGM-900654. d) Andesita, IGM-900655.

Tabla 1. Composición y clasificación de las tobas de la Formación Saldaña, en porcentaje

IGM	W	N	Qz	Pl	Fps	Cpx	Hbl	Bt	Op	Ap	Zr	Ep	Vidrio	F. rocas	F. crist.	Otros	Clasificación petrográfica
900795	692048	617071		27			2,9		1		1		66,30	0,00	33,70		Toba vítrea
900803	784235	730824	4	24	18				1		TR	TR	51,00	3,00	46,00		Toba de cristales
900786	788968	715071	27	26	33								61,30	11,60	27,10		Toba de cristales
900793	692499	612780	0,6	19	1				1	TR	TR	2	78,50	1,00	20,50		Toba de cristales
900794	692996	614865	7,4	27	7	0,9			1	TR	TR	0	48,20	5,01	44,80	2,5	Toba de cristales
900669	837801	823245	1,7	2					1				67,30	28,50	4,20	0	Toba lítica
900689	825625	789058	4	5	2								21,00	68,00	11,00		Toba lítica
900804	776266	701927		16		3			1				61,50	18,50	20,00		Toba vítrea
900690	824553	790265	15	9	5				TR				45,00	26,00	29,00		Toba vítrea
900736	768031	685007		5	9				1				85,40	0,00	14,60		Toba vítrea con cristales
900771	784789	718240		10	1				1				87,2	0,0	12,8		Toba vítrea con cristales
900775	757359	688506	7,3	8	Tr				TR		TR		85,1	0,0	14,9		Toba vítrea con cristales
900776	792208	685637	0,7	13	2				tr		TR		45,0	38,9	16,1		Toba vítrea con líticos
900779	730269	647758		8	2	0	0	0	0	0	0	0	86,2	4,8	9,0		Toba vítrea
161199	887900	880900	20	40					TR	TR			40,0	0,0	60,0		Toba de cristales
161203	891425	884700		30					TR			TR	50,0	20,0	30,0		Toba vítrea con cristales
161797	881525	893075	0	50	30				10	TR			0,0	10,0	80,0	10,0	Toba cristalo-lítica
161794	881425	891175	3	50	20					TR	TR		0,0	5,0	73,0	22,0	Toba cristalo-lítica
161243	893220	880190	30	20	1				TR		TR		40,0	5,0	51,0	4,0	Toba de cristales y vidrio
161211	889480	882500	10	60								10	10,0	0,0	70,0	20,0	Toba de cristales
161210	882900	880450		25				5	3				20,0	0,0	33,0	47,0	Toba de cristales
161206	894700	882500	3	50					15	TR		TR	27,0	20,0	53,0		Toba de cristales
161205	893310	883320		85					5				0,0	10,0	85,0	5,0	Toba de cristales
161204	892000	882610		30					20			10	20,0	10,0	30,0	40,0	Toba de cristales
161209	880375	881600	10	10									0,0	60,0	20,0	20,0	Toba lítica
161209	880375	881600	20					5					25,0	35,0	25,0	15,0	Toba lítica con cristales
161202	888500	880995	0	30					1			5	0,0	64,0	36,0		Toba lítica con cristales
162239	894320	886105	3	2					TR	TR	TR		75,0	20,0	5,0		Toba vítrea lítica
161201	887885	880150	5						1			TR	93,0	0,0	6,0	1,0	Toba vítrea sericitizada
161784	881800	889700	12	21	2				5		TR	TR	55,0	0,0	40,0	5,0	Toba lítica con cristales
160601	874322	875605	35										60,0	5,0	35,0		Toba vitrocristalina
160436	841028	855030	1	90	TR				TR	TR	TR		4,0	5,0	91,0		Toba de cristales
160422	837164	847833	14	85					TR	TR	TR		0,0	1,0	99,0		Toba de cristales
160957	874300	860000	5	55	TR				TR				30,0	10,0	60,0		Toba de cristales y vidrio
160959	869000	883000	5	55					5		TR		30,0	5,0	60,0	5,0	Toba de cristales y vidrio
160586	864540	856180	2	38					10	TR		TR	5,0	25,0	50,0	20,0	Toba de cristales
160469	874720	842520	5	24	TR			TR	1		TR		60,0	10,0	30,0		Toba vítrea y cristales
160574	864500	863375		53	0							TR	15,0	0,0	53,0	32,0	Toba de cristales
160435	837193	857563	17	83					TR	TR			0,0	0,0	100,0		Toba de cristales
160595	878750	877150		80									0,0	0,0	80,0	20,0	Toba de cristales
160690	842050	841800	4	40					TR	TR	TR	TR	41,0	15,0	44,0		Toba vitro-cristalina
160441	843603	858497	TR	12	3				TR	TR	TR		80,0	5,0	15,0		Toba vítrea
160433	840552	864005	7						TR		TR		80,0	1,0	7,0	12,0	Toba vítrea
160444	843165	855709	38		1				1		TR		58,0	2,0	40,0		Toba vítrea
160602	875500	874250	3						1	TR	TR		95,0	1,0	4,0		Toba vítrea
160607	873500	870625	3	1					TR	TR	TR		90,0	6,0	4,0		Toba vítrea
160446	846306	854181	15	12	7	1			10		TR	T%R	30,0	25,0	35,0	10,0	Toba vítrea (toba soldada)
163037	832770	804059											13,0	70,6	16,4		Toba lítica
163040	831905	826897											90,0	8,0	2,0		Toba vítrea
163269	820115	815556	1		6				TR			TR	81,0	2,0	7,0	10,0	Toba vítrea
163273	814627	805108		24	40				5			10			79,0	21,0	Toba de cristales
163294	831625	825173	3	3	5							TR	79,0	10,0	11,0		Toba vítrea
163296	834373	818147	18	4	8								69,0	1,0	30,0		Toba vítrea con cristales
162034	815640	721533	3,0	5,0	7,0				5,0			3,0	67,0	10,0	20,0	3,0	Toba vítrea
162042	833364	743300	1,0	##		1,0	5,0	2,0	1,0	TR	TR		29,0	32,0	38,0	1,0	Toba de cristales

IGM	W	N	Qz	Pl	Fps	Cpx	Hbl	Bt	Op	Ap	Zr	Ep	Vidrio	F. rocas	F. crist.	Otros	Clasificación petrográfica
162211	802454	740363											20,0	68,0	12,0		Toba vítrea con líticos
162220	807514	744153	TR		TR		TR	TR	TR		TR		50,0	25,0	25,0		Toba vítrea
162229	812841	744892							##				65,0	7,0	18,0	10,0	Toba vítrea
162306	808281	752293											97,0	0,0	3,0		Toba vítrea
162017	816520	721381											73,5	0,0	26,5		Toba vitro-cristalina
162215	8147525	748789											45,0	10,0	45,0		Toba vitrocristalina
162221	810367	745748							TR				50,0	3,0	47,0		Toba vitrocristalina
R007	704131	1000000	0,6	14	15			1	0	TR	TR		55,0	15,0	30,0		Toba vitrocristalina
V045	685531	1000000											35,0	45,0	20,0		Toba de líticos y vidrio
J417	698945	1000000		27					3				70,0	0,0	30,0		Toba vítrea y cristales
J479	713587	1000000		38	3		TR	3	2		TR		50,0	0,0	50,0		Toba vítrea y cristales
J082	699568	1000000	3	7	15				TR				70,0	0,0	30,0		Toba vítrea y cristales
J414	698801	1000000	TR	20					TR			TR	80,0	0,0	20,0		Toba vítrea y cristales
V027b	690601	1000000											15,0	50,0	35,0		Toba de cristales
V143	705101	1000000	5	20									30,0		70,0		Toba de cristales

Las lavas presentan texturas porfirítica, traquítica, pilotaxítica, glomeroporfídica, felsítica microgranular, fluidal y perlítica, si bien predominan las lavas con textura porfídica. En ocasiones muestran amígdalas rellenas de calcita, cuarzo, calcedonia y prehnita. Las lavas están constituidas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa o sanidina, y pueden aparecer biotita, hornblenda y clinopiroxeno dentro de una matriz vítrea, hialocristalina o microcristalina, frecuentemente desvitrificada o alterada a agregados de sericita, epidota y arcilla; los accesorios más comunes son opacos, apatito, hematita y circón.

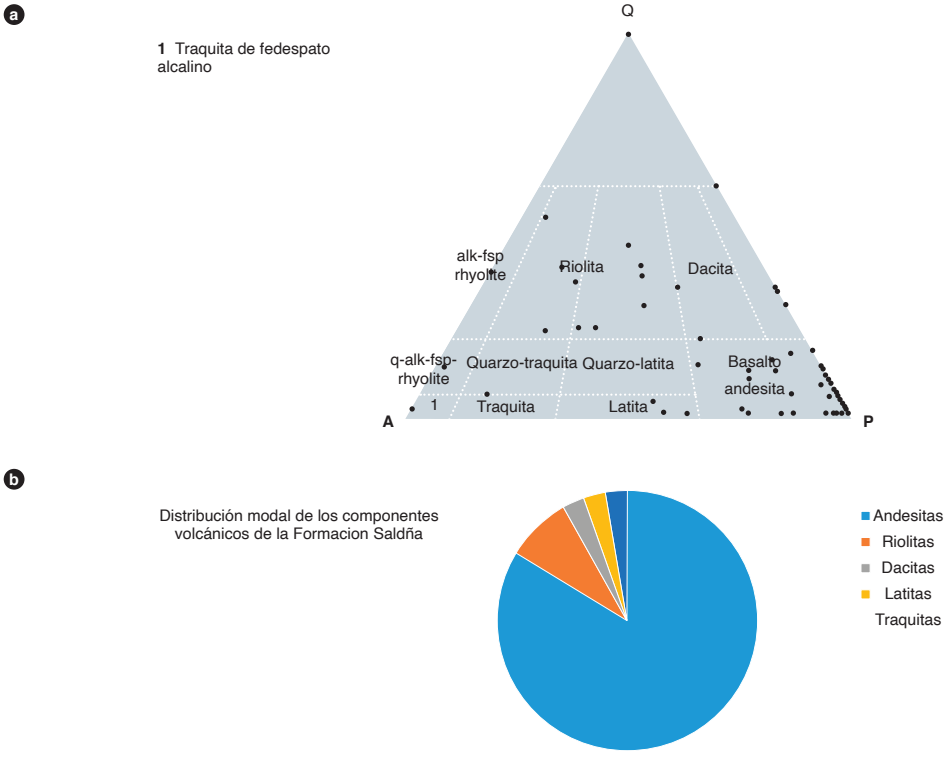


Figura 6. Clasificación petrográfica de lavas de la Formación Saldaña
a) Clasificación petrográfica de 128 muestras de lavas de la Formación Saldaña. b) Distribución porcentual por tipo de roca. Fuente: este trabajo y Streckeisen (1978).

Tabla 2. Composición modal de lavas y cuerpos de pórfidos de la Formación Saldaña, en porcentaje

IGM	W	N	Qz	Pl	Fk	Cpx	Opx	Ol	Hbl	Bt	Op	Ap	Zr	Ep	Tnt	Vidrio	Otros	Clasificación petrográfica
900655	853735	854480		37	1						3					58	1	Andesita
900657	851085	853880		82		10		5			2					1	0	Basalto
900676	879160	807226	2	90			2,5			1		0,8	0,2			2	1,5	Andesita
900687	828825	789343		27	1				7,5		2	1,5	0,5		1	48	11,5	Andesita
900743	793273	736323	2,4	27,2						8,8	1,6	0	0		0	60		Andesita
900778	731263	648604		86,2					0,8		8				5			Andesita
900791	754847	671076	0,0	14,2							0,0					80,5	5,3	Andesita
900792	693310	611651	0,0	78,7	1,3				10,7		6,7			1,3			1,3	Andesita
900805	776513	703864		31,5				2,0			1,0			0,5		63,5	1,5	Andesita
900812	737898	652545	1,0	88,0		1,0					1,5	0,5	0,0	0,5		1,5	6,0	Andesita
161798	882300	886750	20,0	50,0		10,0					5,0			2,0			13	Andesita
161795	881475	892000		68,0		22,0				0,5	9,0		0,0	0,5				Andesita
161214	896980	883000	3,0	35,0		10,0			9,0	3,0						40,0		Andesita
161801	880000	886250	5,0	40,0	10,0	5,0					15,0	1,0				10	14	Andesita
161393	910500	901780		100,0								0,0						Andesita
161208	896610	881330		78,0		10,0					12,0	0,0	0,0					Andesita
161207	898180	882810	10,0	63,0	15,0						2,0	0,0		10,0				Andesita
161200	887900	880990		37,0		3,0					2,0	1,0	0,0			57,0		Andesita
161783	880075	885250	5,0	80,0							10,0			5,0				Andesita
160430	836556	860933	0	85							1	0			1	0	13	Andesita
160449	847113	851050		77	11	8					1					3	0	Andesita
160453	857320	848800	1	0	89						1		0			3	6	Andesita
160473	865980	843000		93	3	2					2		0				0	Andesita
160474	866880	848650		93	5												2	Andesita
160684	843020	847800	1	75					10		1	0			3		10	Andesita
160610	879875	868560		60							10				5	10	15	Andesita
160585	865000	864800	0	70													20	Andesita
160606	812750	866500	2	70							2				1	40	8	Andesita
160605	873750	866925		70		3			4		15						8	Andesita
160606	872750	866500		65							7				5		23	Andesita
160565	856400	847950	3	35	1					4	0		0			57	0	Andesita
160596	879200	876250	5	70												5	20	Andesita
160596	879200	876250	1	60	19	10					10	0			0			Andesita
160603	875500	867500	0	91	0				1		1	0	0		1		6	Andesita
160604	874375	867000	5	83							0	0					12	Andesita
160701	870100	861500		65	0	17				0	10	0			5		3	Andesita
160950	872300	864550	0	84		6					10	0					0	Andesita
160616	851360	850820	4	83	2						3	1	0				7	Andesita
160605	873750	866925		86		8			1		5							Andesita
160439	836270	846478	5	44	0						1	0	0		0	50		Andesita
160572	855775	856950	2	31						0	2	0	1		2	60	2	Andesita
160580	855800	856080	5	73							2	0	0		0		3	Andesita
160429	835976	861372	7	71	0				15	7	0	0	0		0		0	Andesita
160583	866700	864000	8	60		7									8	10	7	Andesita
161900	724500	1158900		90			5				3						2	Andesita
162296	755750	1127900		56		4			40									Andesita
J110	702560	1131051		97							2			1				Andesita
J468	715143	1123079		60	35					5								Andesita
J110a	702560	1131051		90													10	Andesita
R422	752456	845422		95													5	Andesita
160424	839309	850055	0	70		20			0	8	0	0	0		0		2	Andesita
160450	855400	848980	1	16	2	1					1					79	0	Andesita
160617	850820	860300	8	58	5						1	0					10	Andesita
160442	844909	851288		72		12					1					5	10	Andesita
160425	839249	849561	5	95							0	0	0				0	Andesita

IGM	W	N	Qz	Pl	Fk	Cpx	Opx	Ol	Hbl	Bt	Op	Ap	Zr	Ep	Tnt	Vidrio	Otros	Clasificación petrográfica
160427	843047	850293	0	94	0				0	0	0	0	0		1		5	Andesita
160573	857500	858050	1	90						0	0	0	0		5		4	Andesita
160686	843140	848880		70							0				0		10	Andesita
160423	837834	851321		8						1	0	0	0		0	91	0	Andesita
160426	840500	850084	3	77						0	1	0			0	7	12	Andesita
160428	842168	850070	1	99	0						0	0	0				0	Andesita
160566	863100	857450		15					10		0					70	5	Andesita
160445	860880	847350	0	90	0						3				1		6	Andesita
160448	849823	859236	1	7	1						1					90	0	Andesita
V120	704234	1122481	1	20			9				5					65		Andesita
162015	724250	1157500	11,5	52,2	24,5					7,8							4	Cuarzolatita
900748	802985	704016		20	14,5				0,5	0			1	0	0,5	62,5	1	Cuarzotraquita
162219	742400	1139700	7	1	48	1					0		0			43		Cuarzotraquita
900744	787537	693760	10,4	30	12,8					2,4		0	0	0	1,6	42,8	0	Dacita
900787	788347	714432	57,1	37,8							1,4	0					3,7	Dacita
900788	779868	707555	30,8	64,4							1,4				1,3		2,1	Dacita
900789	761678	677867	27,2	37,3	30,8						0,8	0					3,9	Dacita
161242	892200	882200	0,0		0,0						0,0		0,0			99,0	1	Dacita
160960	873400	856100	35	30	25						0	0					10	Dacita
160616	851360	850820	10	70							5					10	5	Dacita
160679	843640	844060	15	75							2	0	0			6	2	Dacita
160678	841300	842280	1	69		4					6	0			0	5	15	Espilita?
900646	869175	876856	0	16,2		4,7					0,7	0,2				78,2		Fenoandesita
900654	854602	854836		11	2					2	1,5		0,5	1	1,2	75	5,8	Fenoandesita
900688	825256	787922		17	5						1	1,5		0		71	4,5	Fenoandesita
900733	781562	686705	0,6	17,1	0					2,9	0,6		0			78,8		Fenoandesita
900772	784514	711132	0,6	25,2		9,9					2,1					62,2		Fenoandesita
900777	735256	649710	0,3	14,3		1,6				4	0	0	0			79,8		Fenoandesita
160420	836825	855681	10	90						0	0	0	0					Fenoandesita
160570	864750	858800	0	70	10						0				0	20	0	Fenoandesita
160600	874625	875375	15	75	5					5	0	0	0				0	Hialoandesita
160689	844300	839400	14	74	10					0	0	0	0				2	Hialoandesita
160680	842900	845740	0	97							1	0	0		1		1	Hialoandesita
160688	847250	844250	0	57							3					40		Hialoandesita
900760	803753	742360	5	3	6,5						1		0			83	1,5	Hialodacita
160431	837957	859700	25								0					70	5	Hialorriolita
160577	857600	850600	3	50	40						7	0	0		0		0	Latita porfídica
900762	779042	728643	5	6	11						0,5		0	1		73,5	3	Riolita
900790	760795	677220	19,0	18,2	15,0						0,6					46,2	1,0	Riolita
160472	876320	842100	15	20	10					0	0		0			55	0	Riolita
160700	871700	879500	22	20	58						0				0		0	Riolita
160695	840900	845080	38	15	45						2	0	0					Riolita
V026	690954	1125924	40	25	25						10							Riolita
V023	691725	1125046	22	30	45						0	0	0				3	Riolita
R475A	754953	843970	5	15	78,9					1	0,1							Riolita
900742	795744	749255	16,4	1,6	13,6				1,6		2	0			0,4	64,4		Riolita de fps alcalino
900763	764789	697235	2,5	5	0						1					88,5	3	Traquita
162035	721400	1148880	15		25				5		5					50		Traquita
R256	718198	1121060	3	90							5	0,5			0,5		1	Traquita

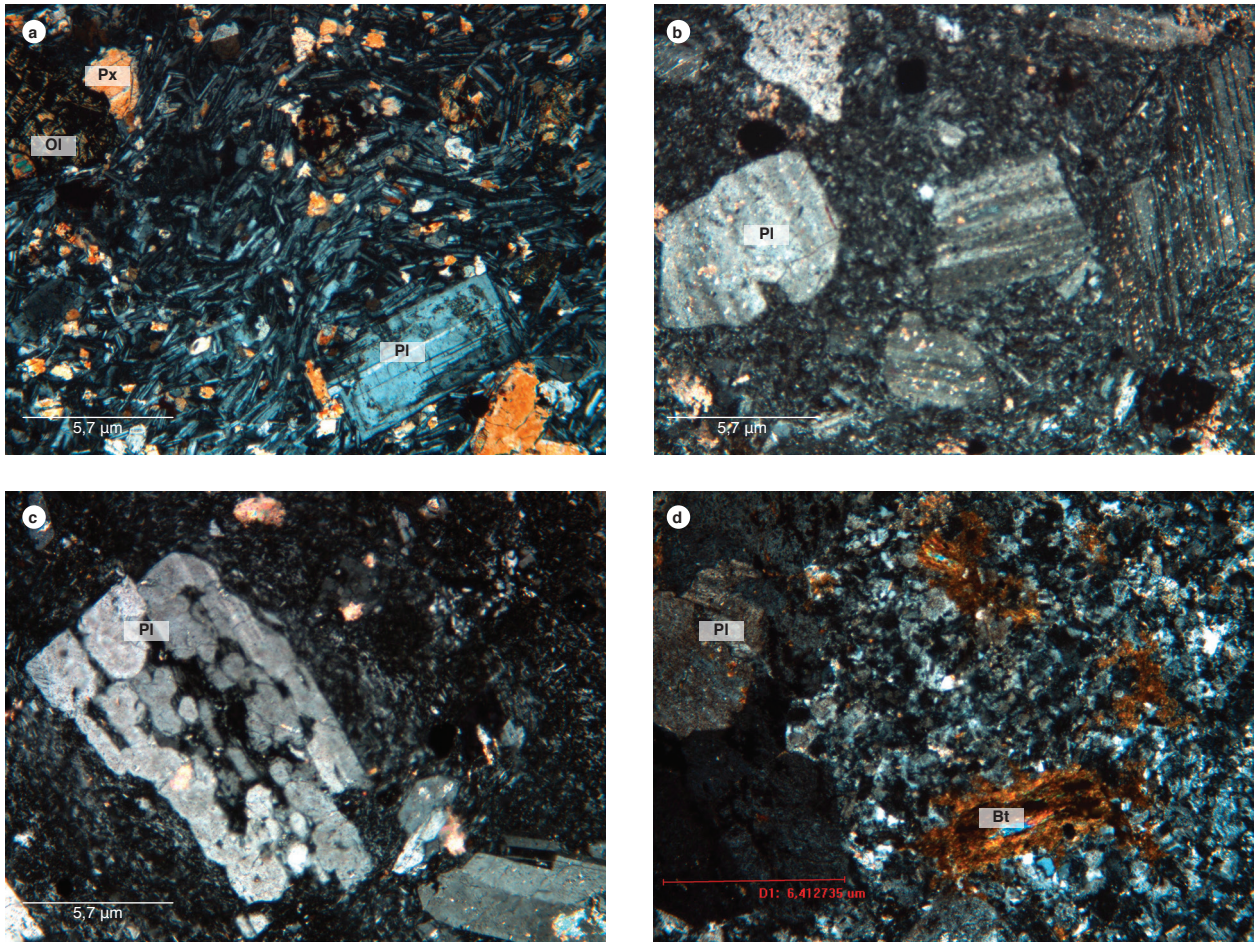


Figura 7. Aspecto microscópico de lavas andesíticas de la Formación Saldaña
a) IGM 900657. Basalto. Fenocristales de olivino (Ol) alterados a serpentina. Matriz traquítica constituida por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno. b) IGM 900676. Andesita. Matriz microcristalina felsítica y fenocristales de plagioclasa (Pl). c) IGM 900688. Andesita. Reabsorción de fenocristal de plagioclasa (Pl) por la matriz vítrea. d) IGM 900733. Fenoandesita. Fenocristales y glomerofenocristales de plagioclasa (Pl) y biotita (Bt) flotando en matriz felsítica microgranular.

La plagioclasa es el mineral mas frecuente en las lavas, y se encuentra como fenocristales y en microcristales en la matriz. Los fenocristales generalmente son euhedrales a subhedrales, de forma tabular, de tamaños menores de 2,5 mm. Pueden ser inequigranulares seriados, con los bordes corroídos por la matriz, maclados según la ley de albita, Carlsbad y albita-Carlsbad. El relieve generalmente es mayor que el del bálsamo, y ocasionalmente tiene zonación oscilatoria. Se altera a saussurita y sericita en láminas finas que les imprimen, en conjunto, un aspecto sucio a los fenocristales. En la matriz puede aparecer en microlitos, algunas veces con texturas traquitoides fluidales (figura 7).

El cuarzo generalmente no alcanza a conformar más del 5% del total de la roca, y aparece como fenocristales con inclusiones de "polvo" a manera de líneas. Presenta extinción ondulatoria, y en algunos casos está parcialmente asimilado por la matriz como texturas de reabsorción con desarrollo de bahías y gotas en el interior de los cristales.

La sanidina se presenta en fenocristales y esferulitos; es subhedral a anhedral, con extinción ondulante. Ocasionalmente presenta macla de Carlsbad y con frecuencia está fuertemente alterada a caolín.

Pueden aparecer lavas de andesitas basálticas con fenocristales de clinopiroxeno y ocasionalmente olivino (<3%). El clinopiroxeno por lo general es augita, los fenocristales son euhedrales a subeuhedrales prismáticos cortos, incoloros y con ángulos de extinción variables de 32° a 47°. Por su parte, el olivino se presenta en fenocristales euhedrales a anhedrales, generalmente menores de 1,5 mm, incoloros, con relieve alto, y presentan inclu-

siones de opacos; pueden estar parcialmente alterados a minerales del grupo de la serpentina y a iddingsita; tienen fracturas irregulares en las que se hospedan opacos.

La biotita puede estar en algunas lavas como fenocristales y como microcristales en la matriz. Los fenocristales son subhedrales a euhedrales de colores pardos a ocres, corroídos por la matriz y parcialmente asimilados, de tamaños entre 0,3 y 1 mm. En la matriz aparece como nidos laminares de color marrón.

Rocas hipoabisales. Corresponden a cuerpos de pórfidos que intruyen las lavas y rocas piroclásticas de la Formación Saldaña. Generalmente son plutones hipoabisales andesíticos, con área de afloramiento menor de 2 km^2. Buenos afloramientos se encuentran en la carretera Prado-Dolores, en los alrededores del sitio Los Colorados, en la quebrada Nacaroco, al oeste de Natagaima, sobre la vía que conduce a la vereda Montefrío y en la vía Aipe-Praga.

Los cuerpos de pórfido son homogéneos, masivos, de color gris moteado de blanco, gris verdoso moteado de blanco verdoso y rosado moteado de verde claro; el moteado lo dan los fenocristales de plagioclasa (figura 8). Presentan meteorización esferoidal, están constituidos por fenocristales de plagioclasa que pueden alcanzar tamaños de hasta 2 cm, euhedrales a subhedrales, y ocupan de 35 a 40% de la roca. En menor proporción se presentan fenocristales de hornblenda, piroxeno y olivino con tamaños de 2 a 4 mm, en cantidades de 5 a 10%. La plagioclasa, en algunos casos, tiene una tonalidad rosada, manchada por óxidos de hierro o verde debido a alteración a saussurita y sericita; la matriz es afanítica, de colores gris, gris verdoso y rosado. Ocasionalmente se observan amígdalas blancas rellenas con calcedonia y calcita; en algunos cuerpos se presenta cobre nativo asociado a las amígdalas.

Descripción microscópica. De los cuerpos de pórfido se analizaron cuatro secciones delgadas, cuyos resultados se muestran en la tabla 3.

De las cuatro muestras analizadas, tres corresponden a andesitas y una a latita. En general, presentan tex-

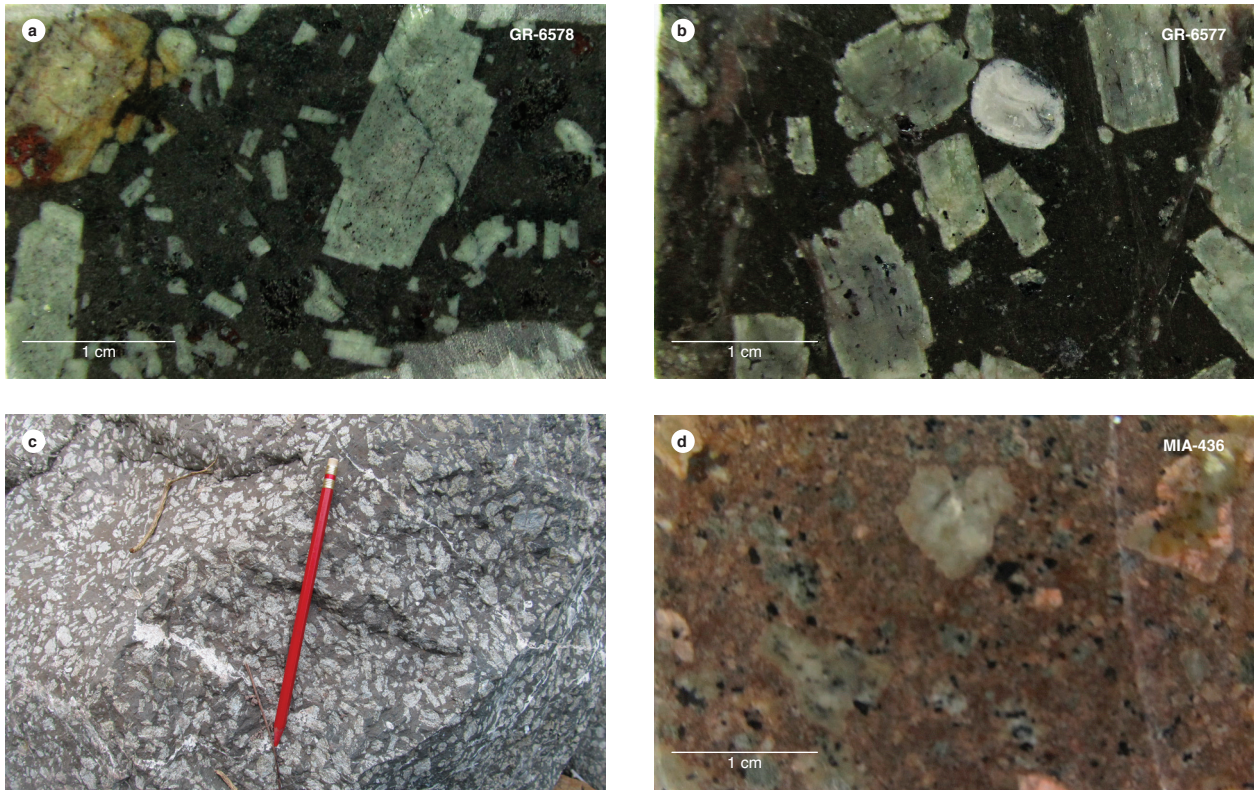


Figura 8. Aspecto macroscópico de los cuerpos de pórfido de la Formación Saldaña
GR-6578 y GR-6577 Andesitas basálticas con fenocristales de plagioclasa flotando en matriz afanitica. c) Afloramiento de porfído andesítico. MIA-436 andesita con fenocristales de plagioclasa con tinción rosada.

Tabla 3. Clasificación modal de cuerpos de porfido de la Formación Saldaña, en porcentaje

IGM	W	N	Qz	Pl	Fps	Cpx	Ol	Op	Tnt	Ap	Matriz	Otros	Clasificación petrográfica
900644	874439	875174		9		TR	TR	0,7			90,3	8,1	Fenoandesita
900645	874009	875441		75,6		9,3	2,3	0,6		0,6	57,1		Andesita basáltica
900656	852317	853985	2,5	55	28	7		2	0,5	1	68	4	Latita
900823	878480	897068		29,2	3	2	TR	TR	2		62,8		Andesita

tura porfídica y matriz microcristalina felsítica microgranular o microlítica. Los fenocristales principalmente son de plagioclasa, junto a fenocristales de augita, olivino y sanidina, que están subordinados y son de menor tamaño. Como accesorios en la roca se presentan opacos, apatito y, en algunas muestras, titanita y circón. El contenido de fenocristales varía entre 10 y 40% del total de la roca.

La plagioclasa es de tipo andesina, varía entre An_{32} y An_{36}, se encuentra en fenocristales y como microcristales en la matriz. Los fenocristales son euhedrales a subhedrales tabulares, de tamaños entre 1 y 2 cm, aunque se presentan algunos de menor tamaño (1 a 2 mm), con bordes corroídos por la matriz, maclados según la ley de albita, Carlsbad y albita-Carlsbad. El relieve es mayor que el del bálsamo. Se encuentran empolvados por

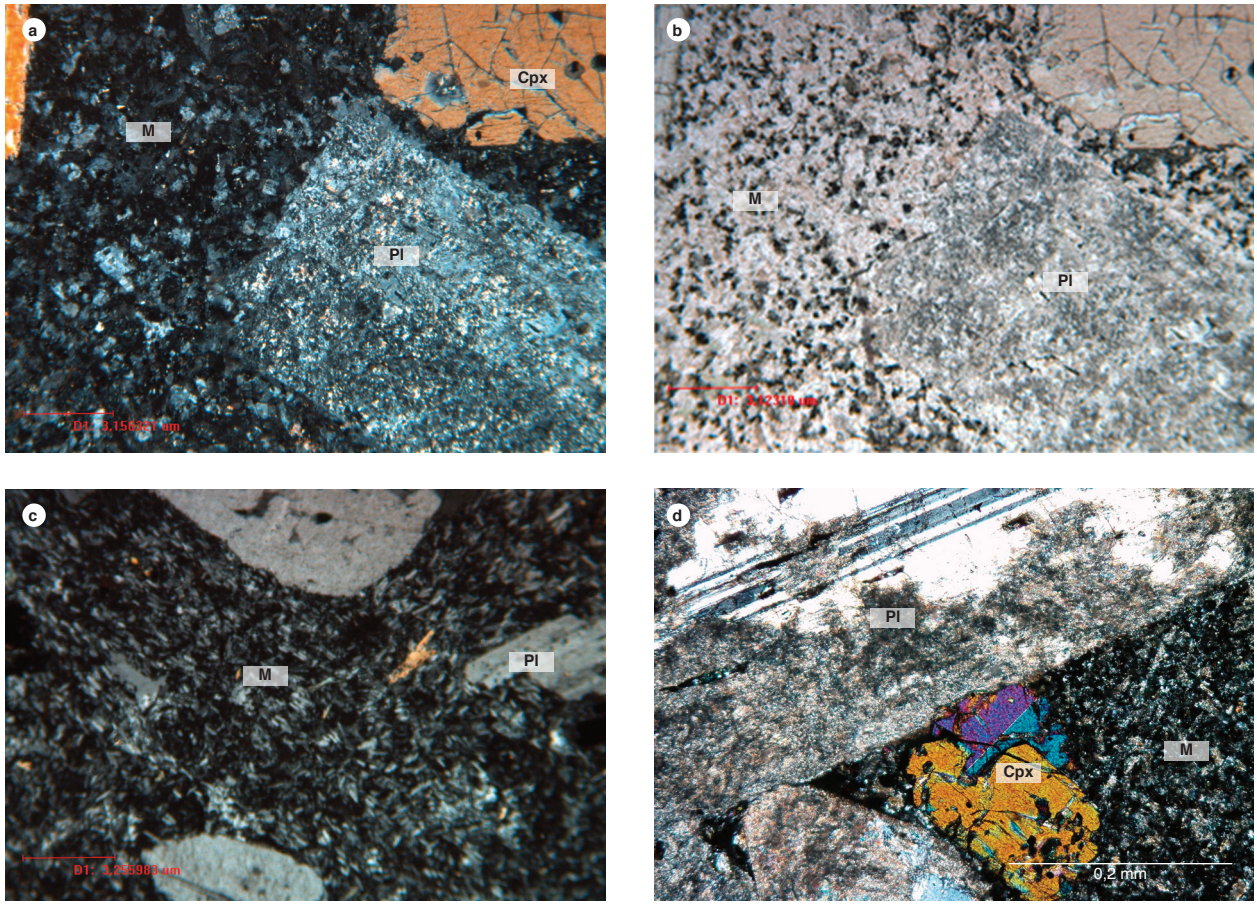


Figura 9. Aspecto microscópico de cuerpos de pórfido de la Formación Saldaña
a y b) IGM-900645. Andesita porfídica. Escala: 2,1 x 1,6 mm. Fenocristales euhedrales de plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx) flotando en una matriz microcristalina que corroe los fenocristales. c) IGM- 900644 fenoandesita. Escala: 2,1 x 1,6 mm. Fenocristales de plagioclasa (Pl) con bordes corroídos por la matriz microcristalina (M). d) IGM-900823 andesita. Fenocristales de plagioclasa (Pl) con macla de albita y albita-Carlsbad junto a fenocristal de clinopiroxeno (Cpx).

alteración a sericita principalmente, arcilla y saussurita, tiene inclusiones de opacos, pasta de la matriz y máficos serpentinizados. Los microcristales en la matriz son anhedrales, mal desarrollados, empolvados por alteración a arcilla y sericita, que le imprimen el aspecto sucio a la matriz (figura 9).

El clinopiroxeno es augita, se encuentra en microfenocristales y en microcristales en la matriz. Los fenocristales son euhedrales a anhedrales, de menor tamaño que la plagioclasa (0,2 a 0,6 mm), incoloros, con relieve alto (n > b). El color de birrefringencia máximo es el azul del segundo orden. Presenta microfracturas irregulares y contornos de los cristales corroídos por la matriz. Los microcristales de la matriz se presentan en agregados anhedrales mal desarrollados, de color pardo amarillento.

Pueden aparecer fenocristales de olivino totalmente alterados a serpentinita y a minerales arcillosos, parcialmente reabsorbidos por la matriz, de color verde y tamaños entre 0,2 y 0,7 mm, con inclusiones de opacos y apatito, así como fracturas concoideas con magnetita residual a lo largo de las fracturas. Los opacos se encuentran en cristales finos anhedrales diseminados en la matriz de la roca y como escasos microfenocristales. Los microcristales de la matriz son de tamaños menores de 0,02 mm. Abundantes, le imprimen un aspecto moteado fino a la pasta de la roca. El tamaño de los microfenocristales varía entre 0,1 y 0,3 mm. Pueden estar incluidos en los fenocristales máficos.

Se presentan amígdalas de tamaños entre 2 y 5 mm, de formas ovaladas a irregulares, con estructura interna concéntrica: hacia los bordes tienen bandeo de capas de carbonatos y en el núcleo cuarzo en cristales drusiformes.

5. Litogeoquímica

La caracterización litogeoquímica de la Formación Saldaña se realiza teniendo en cuenta las diferentes litologías que la componen (lavas, pórfidos y tobas). Además, se separan según la localización geográfica y tectónica, es decir, se agrupan las muestras de lavas y tobas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado de aquellas que afloran al oriente de dicha falla. La falla Betania-El Agrado separa la serranía de Las Minas y la cordillera Central del bloque que conforma la cordillera Oriental; se junta al norte con el sistema de fallas de Chusma y continúa al sur hasta Ecuador, separando el valle superior del Magdalena en dos bloques, donde afloran rocas volcánicas de la Formación Saldaña de diferente edad, como se mostrará más adelante en el análisis de las edades.

El objeto de separar las lavas y tobas que afloran en la cordillera Oriental de las que afloran en la serranía de Las Minas y la cordillera Central es mostrar diferencias químicas entre ambos sectores, que representan pulsos magmáticos de diferente edad.

Para el análisis litogeoquímico de la Formación Saldaña se tomaron 49 muestras de roca: 31 muestras son lavas, 4 son de cuerpos de porfido y 14 son tobas. A todas las muestras se les realizó análisis petrográfico. Los análisis químicos se hicieron en el laboratorio del Servicio Geológico Colombiano. Para la determinación de los óxidos mayores se utilizó el método de fluorescencia de rayos X, incluso en los elementos trazas V, Mo, Nb, Ta, W, Zr y Hf, con el uso de un espectrómetro Panalytical Axios Mineral, y en el resto de elementos traza y tierras raras se utilizó ICP-MS Perkin Elmer Nexion. En la disolución de la muestra se realizó un ataque por pasos utilizando ácidos inorgánicos fuertes (HF, HNO_3, $HClO_4$ y HCl). El proceso se llevó a cabo en sistema abierto, empleando distintas rampas de temperatura y tiempos de calentamiento. Para la interpretación de los óxidos mayores se realizó el recalculo a 100% base anhidra, teniendo en cuenta los valores de LOI (pérdidas por ignición). Los resultados de óxidos mayores se muestran en la tabla 4, donde se discrimina el tipo de roca y su localización geotectónica.

Oxidos mayores. Al comparar los contenidos de óxidos mayores que conforman la Formación Saldaña se encuentran algunas diferencias entre las lavas occidentales (serranía de Las Minas y cordillera Central) y las lavas orientales (cordillera Oriental): los valores de SiO_2 en las lavas occidentales varían entre 53,4 y 79,1 %, y en las orientales varían entre 62,5 y 75,4%; el contenido de K_2O en las lavas occidentales varía entre 0,8 y 6,2 %, y en las lavas orientales, entre 4 y 6,4%, siendo mas ricas en K_2O estas últimas; el 45% de las lavas occidentales presentan valores de $K_2O < 4\%$; los contenidos de Al_2O_3 correspondientes a valores de SiO_2 por encima de 62%, en las lavas occidentales son de 11 a 15%, y en las orientales varían entre 14 y 18%; los valores de Fe_2O_3, CaO, Na_2O, MgO son similares en las lavas de ambos sectores correspondientes a valores comparables de SiO_2.

Tabla 4. Valores recalculados de óxidos mayores en rocas de la Formación Saldaña, en porcentaje

IGM	SiO_2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	MnO
Lavas al oeste de la falla El Agrado-Betania										
900772	53,37	0,94	18,35	9,48	4,54	7,59	3,74	1,57	0,40	0,02
900657	53,43	0,80	15,17	8,97	9,10	8,93	2,52	0,82	0,25	0,02
900792	54,60	0,74	19,27	8,71	4,04	6,25	3,97	2,11	0,30	0,02
900686	55,03	0,82	15,36	8,33	7,64	7,68	3,02	1,87	0,23	0,01
900663	57,41	1,04	16,65	8,09	3,93	6,69	2,95	2,84	0,39	0,01
900655	62,28	1,57	15,27	8,95	2,46	2,26	3,05	3,33	0,81	0,02
900805	66,19	0,71	15,73	5,09	1,60	0,81	4,78	4,93	0,16	0,01
900688	66,51	0,77	15,46	4,52	1,66	2,21	4,98	3,67	0,22	0,01
900687	69,06	0,69	14,60	4,11	1,14	1,81	5,64	2,75	0,19	0,01
900787	70,53	0,39	15,49	2,40	0,48	1,11	4,89	4,61	0,10	0,01
900760	70,94	0,51	15,92	2,77	0,29	0,12	3,16	6,23	0,05	0,00
900646	71,39	0,70	14,18	3,45	0,90	1,20	3,14	4,91	0,13	0,00
900788	71,39	0,25	14,59	1,80	0,35	5,39	3,03	3,08	0,10	0,01
900743	72,76	0,42	15,28	2,17	0,43	0,63	2,84	5,38	0,08	0,00
900654	73,23	0,46	14,06	2,14	0,44	0,84	3,61	5,13	0,09	0,00
900662	73,32	0,26	13,79	2,29	0,54	1,13	4,47	4,12	0,08	0,00
900660	73,68	0,27	13,32	2,13	0,63	0,95	3,92	5,02	0,07	0,00
900762	76,84	0,14	12,97	0,99	0,09	0,23	4,33	4,37	0,02	0,00
900685	77,20	0,15	12,70	1,39	0,38	0,43	5,05	2,67	0,04	0,00
900742	77,86	0,17	12,28	1,51	0,09	0,45	2,92	4,71	0,02	0,00
900661	77,99	0,12	12,19	1,16	0,21	0,38	3,54	4,38	0,03	0,00
900659	79,05	0,08	11,81	0,63	0,16	0,22	3,87	4,16	0,02	0,00
Lavas al oriente de la falla El Agrado-Betania										
900676	62,49	0,81	15,57	5,86	1,80	4,44	3,46	5,22	0,33	0,01
900812	63,38	0,72	16,93	5,36	1,95	3,11	4,12	4,17	0,24	0,01
900778	67,05	0,35	18,18	2,26	0,09	1,14	6,30	4,57	0,04	0,01
900777	70,02	0,45	16,39	3,18	0,69	1,66	3,45	4,03	0,13	0,00
900789	70,48	0,38	15,48	2,34	0,45	1,17	4,69	4,90	0,10	0,01
900748	71,29	0,35	15,24	2,15	0,22	1,03	4,17	5,47	0,07	0,01
900790	71,80	0,55	17,87	1,99	0,62	0,09	0,68	6,37	0,04	0,00
900744	74,22	0,30	14,78	2,11	0,19	0,27	3,52	4,48	0,11	0,01
900733	75,44	0,24	14,01	1,55	0,21	0,11	3,71	4,67	0,04	0,01
Cuerpos hipoabisales										
900645	57,62	0,96	18,08	6,84	2,42	5,91	3,90	3,76	0,51	0,01
900640	57,78	0,97	17,75	6,98	2,61	6,44	3,15	3,88	0,44	0,01
900644	60,10	0,75	18,55	5,42	1,85	4,10	5,19	3,53	0,50	0,01
900656	61,29	0,96	16,83	6,14	1,68	2,46	4,76	5,45	0,44	0,01
Tobas										
900689	63,30	0,81	16,45	6,71	2,44	2,00	4,20	3,82	0,26	0,01
900669	65,30	0,24	20,63	2,72	0,84	0,09	0,21	9,93	0,04	0,00
900776	68,28	0,53	16,62	3,59	0,90	1,89	4,02	4,02	0,16	0,01
900794	68,52	0,47	16,47	3,38	0,90	2,56	3,85	3,71	0,12	0,01
900771	69,86	0,70	16,02	3,96	0,79	1,35	2,26	4,85	0,20	0,01
900795	70,18	0,29	16,60	2,45	0,57	1,83	4,96	3,01	0,11	0,01
900786	71,26	0,36	15,00	2,48	0,39	2,22	3,22	4,95	0,10	0,01
900793	71,52	0,40	15,46	2,59	0,29	1,09	4,43	4,08	0,13	0,01
900804	71,69	0,64	14,56	4,64	1,30	0,29	3,42	3,30	0,15	0,02
900736	73,65	0,34	14,52	1,63	0,12	0,23	4,23	5,24	0,02	0,01
900775	74,60	0,41	13,99	2,69	1,06	1,62	2,69	2,83	0,09	0,01
900779	76,25	0,25	13,92	1,22	0,19	0,13	4,26	3,75	0,02	0,01
900803	77,16	0,23	12,47	1,72	0,11	0,42	4,03	3,82	0,03	0,00
900690	81,80	0,03	9,97	0,92	0,14	0,16	2,21	4,75	0,02	0,00

Las tobas no muestran diferencia entre los dos bloques, con valores ligeramente mayores en K_2O en tobas del lado oriental del valle superior del Magdalena, variando entre 3,7 y 5,2 %, y en el lado occidental, entre 2,8 y 4,9%. La muestra IGM-900669 del lado occidental presenta un valor anómalo de 9,9% de K_2O.

Los cuerpos de pórfido presentan contenidos de SiO_2 más bajos que la mayoría de las lavas, entre 57,6 y 61,2%; valores de Al_2O_3 altos entre 16,8 y 18,6%, y P_2O_5 altos y mayores que las lavas, entre 0,4 y 0,5%.

En el diagrama K_2O contrastado con SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) se muestran los resultados correspondientes a las lavas occidentales, lavas orientales, tobas y cuerpos porfídicos que afloran en el sector occidental. La mayoría de las muestras de lavas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado corresponden a la serie calcoalcalina alta en K, con algunas muestras que se clasifican en los campos de la serie calcoalcalina media en K y la serie shoshonítica. Estas lavas presentan valores de SiO_2 menores que las lavas orientales. Las lavas orientales pertenecen al campo de la serie shoshonítica, y unas pocas a la serie calcoalcalina alta en K, con una composición y afinidad diferente de las de las lavas occidentales (figura 10).

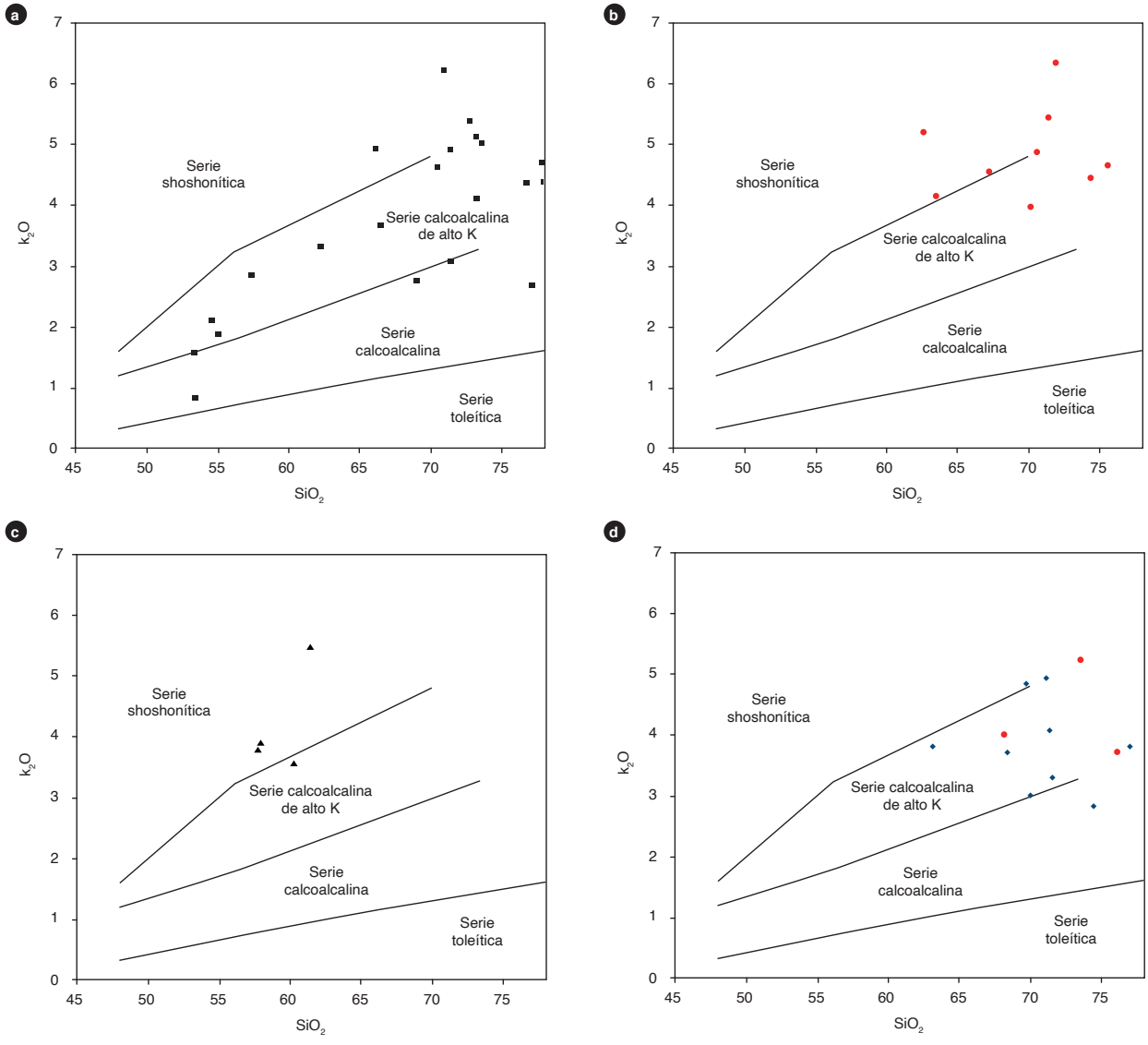


Figura 10. Diagrama K_2O Vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976), correspondiente a diferentes rocas de la Formación Saldaña
a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Cuerpos de pórfido. d) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules).

Los cuerpos de pórfidos grafican dentro de la serie shoshonítica, y una muestra de roca, en la serie calcoalcalina alta en K (muestra IGM-900644), cerca del límite con la serie shoshonítica. Las tobas orientales y occidentales grafican en el campo de la serie calcoalcalina alta en K (figura 10).

En el diagrama AFM, las lavas occidentales se dividen en dos poblaciones, con un vacío de datos entre ambas: una población con valores mayores en álcalis (Na_2O+K_2O) y un tren de diferenciación dentro de la serie calcoalcalina similar al que muestran las lavas orientales y las tobas; la otra población, con mayores contenidos de MgO y Fe_2O_3, con un tren de diferenciación dentro de la serie calcoalcalina, pero menos diferenciadas. La distribución espacial de ambas poblaciones se da conjuntamente en el lado occidental de la falla Betania-El Agrado.

Los cuerpos de pórfido en el diagrama AFM muestran un tren de diferenciación dentro de la serie calcoalcalina intermedio entre las dos poblaciones de lavas occidentales (figura 11).

En el diagrama TAS, de Le Bas, Le Maitre *et al.* (1986) (figura 12), las muestras de lavas occidentales, en su mayoría pertenecen al campo de las riolitas y dacitas subalcalinas, con dos muestras pertenecientes al cam-

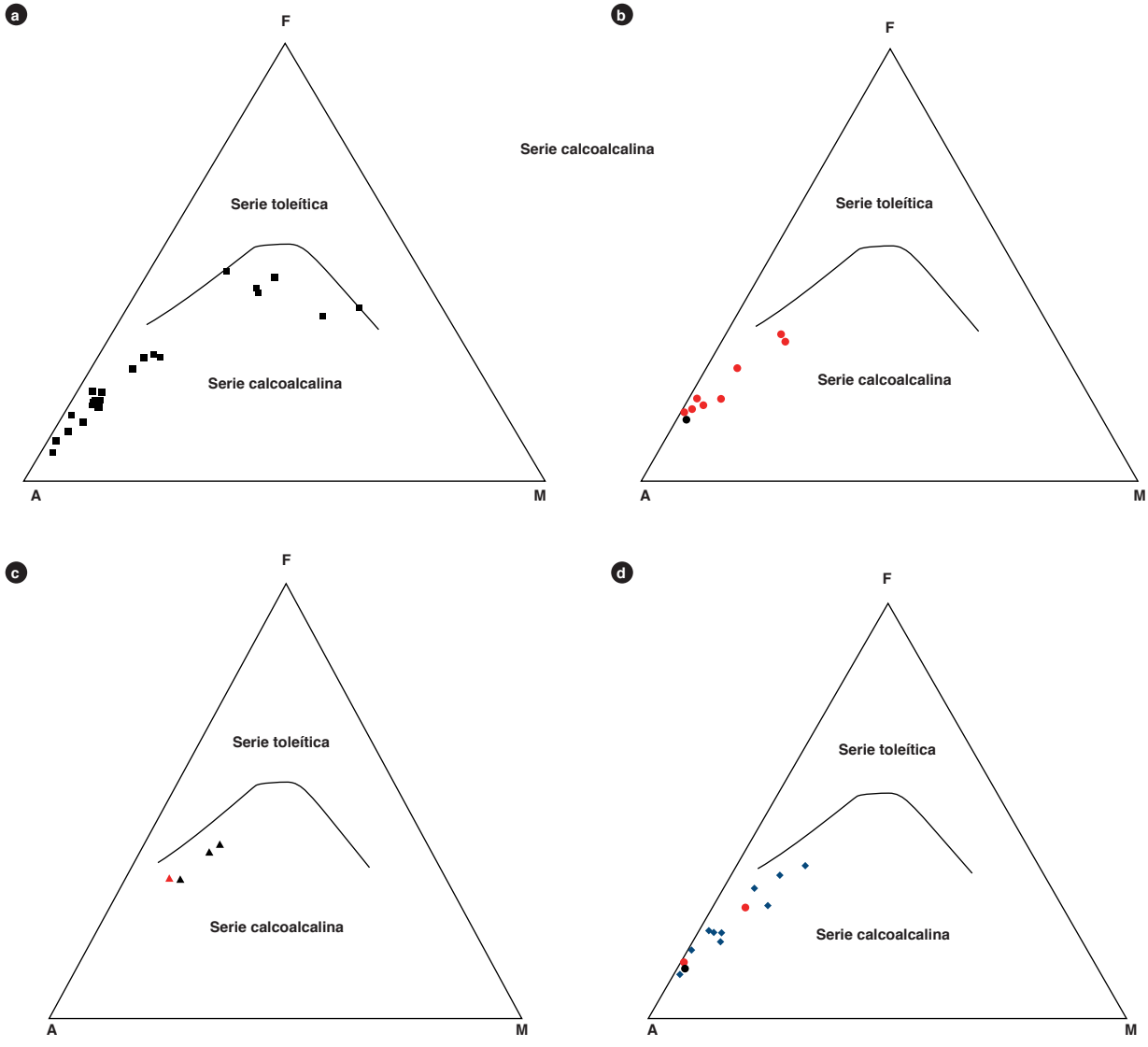


Figura 11. Diagrama AFM para rocas de la Formación Saldaña
a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Cuerpos de pórfido. d) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules).

po alcalino. Existe un grupo de estas lavas que se separa y se localiza en los campos de las andesitas y andesitas basálticas de afinidad subalcalina (IGM-900792, IGM-900772, IGM-900686, IGM-900663, IGM-900657 e IGM-900655). Las muestras de lavas orientales se clasifican en el campo de las riolitas y traquidacitas, en los campos de rocas subalcalinas y unas pocas alcalinas (IGM-900789, IGM-900778, IGM-900748 e IGM-900676).

Al comparar la clasificación química con la clasificación petrográfica de las lavas, se observa una moderada concordancia entre ambas clasificaciones, debido a que la clasificación petrográfica se fundamenta principalmente en los fenocristales, y predominan las lavas con fenocristales de plagioclasa que flotan en una matriz vítrea desvitrificada, que son clasificadas petrográficamente como fenoandesitas. En estas mismas rocas, la clasificación química indica que se trata de riolitas y traquidacitas, con menores cantidades de rocas de composición andesítica.

Las muestras de cuerpos hipoabisales porfídicos grafican, en el diagrama TAS, en el campo de las traquiandesitas y en el campo de las traquidacitas con valores de Na_2O-2,0 < K_2O, que permite subdividirlas y clasificarlas químicamente como latitas cercanas al campo de las

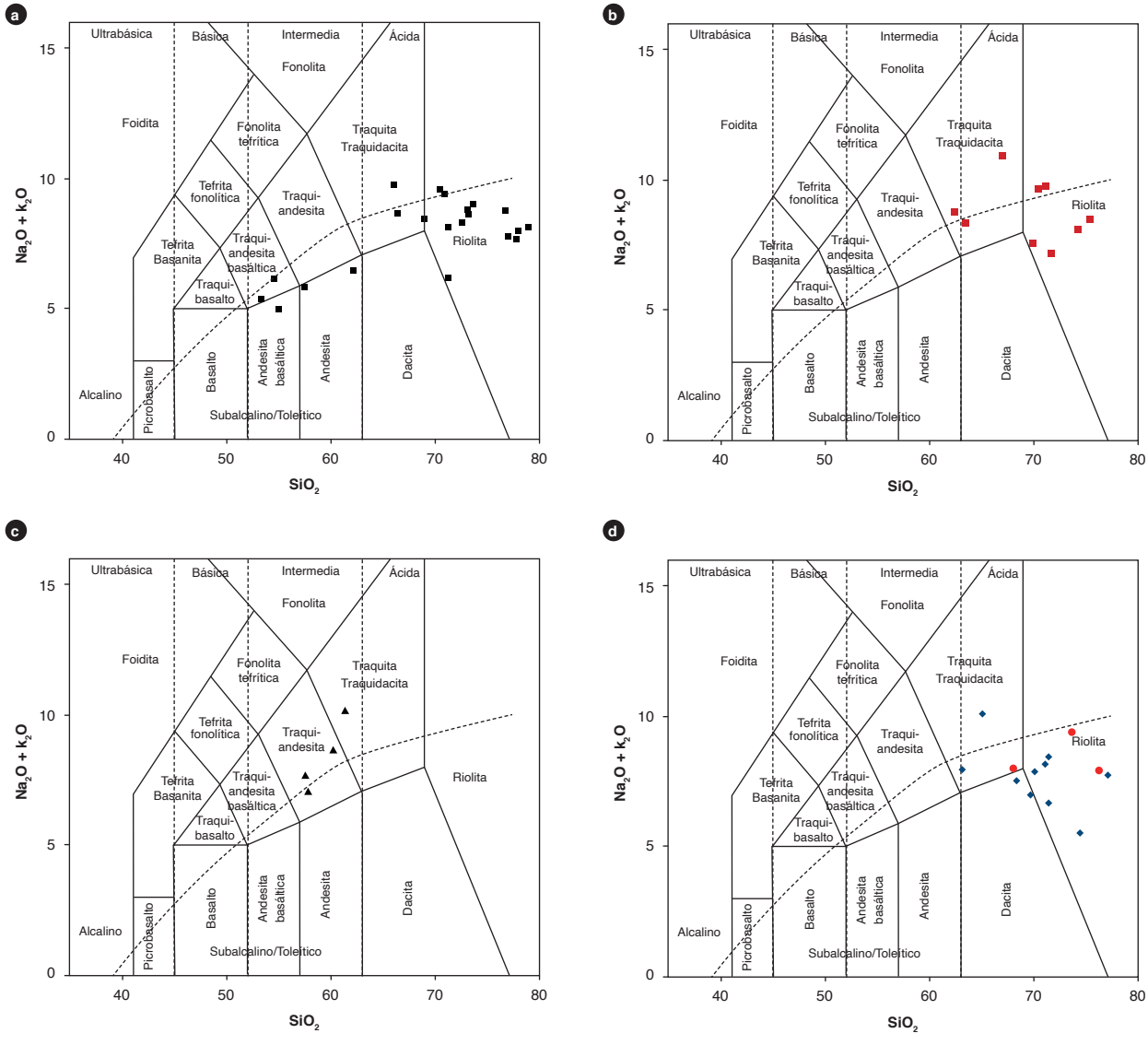


Figura 12. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), correspondiente a rocas de la Formación Saldaña
a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Cuerpos de pórfido. d) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules).

shoshonitas (Le Maitre *et al.*, 2002). Las muestras de pórfidos son de carácter alcalino y tienen composición diferente que las lavas de la Formación Saldaña, con buena correlación entre la clasificación petrográfica y química.

Las tobas están en el campo de las riolitas y subordinadas dacitas, composición que es comparable con la de las lavas, y la mayoría está en el campo de las rocas subalcalinas.

Las lavas occidentales de la Formación Saldaña grafican en los campos metaluminoso y peraluminoso (figura 13), con valores de A/NK >1 y valores de A/CNK >1 o A/CNK <1. Claramente se observan las dos poblaciones, que se comportan de modo diferente: las rocas IGM-900792, IGM-900788, IGM-900772, IGM-900688, IGM-900686, IGM-900663, IGM-900662, IGM-900660 e IGM-900657 son metaluminosas, tienen contenidos menores de SiO_2 con respecto a las demás muestras, corresponden a andesitas basálticas y andesitas, y no muestran agrupación en la distribución espacial en el bloque occidental. La población peraluminosa corresponde a las lavas más ácidas y diferenciadas de composición riolítica y dacítica, y se comportan de manera comparable a la de las lavas orientales.

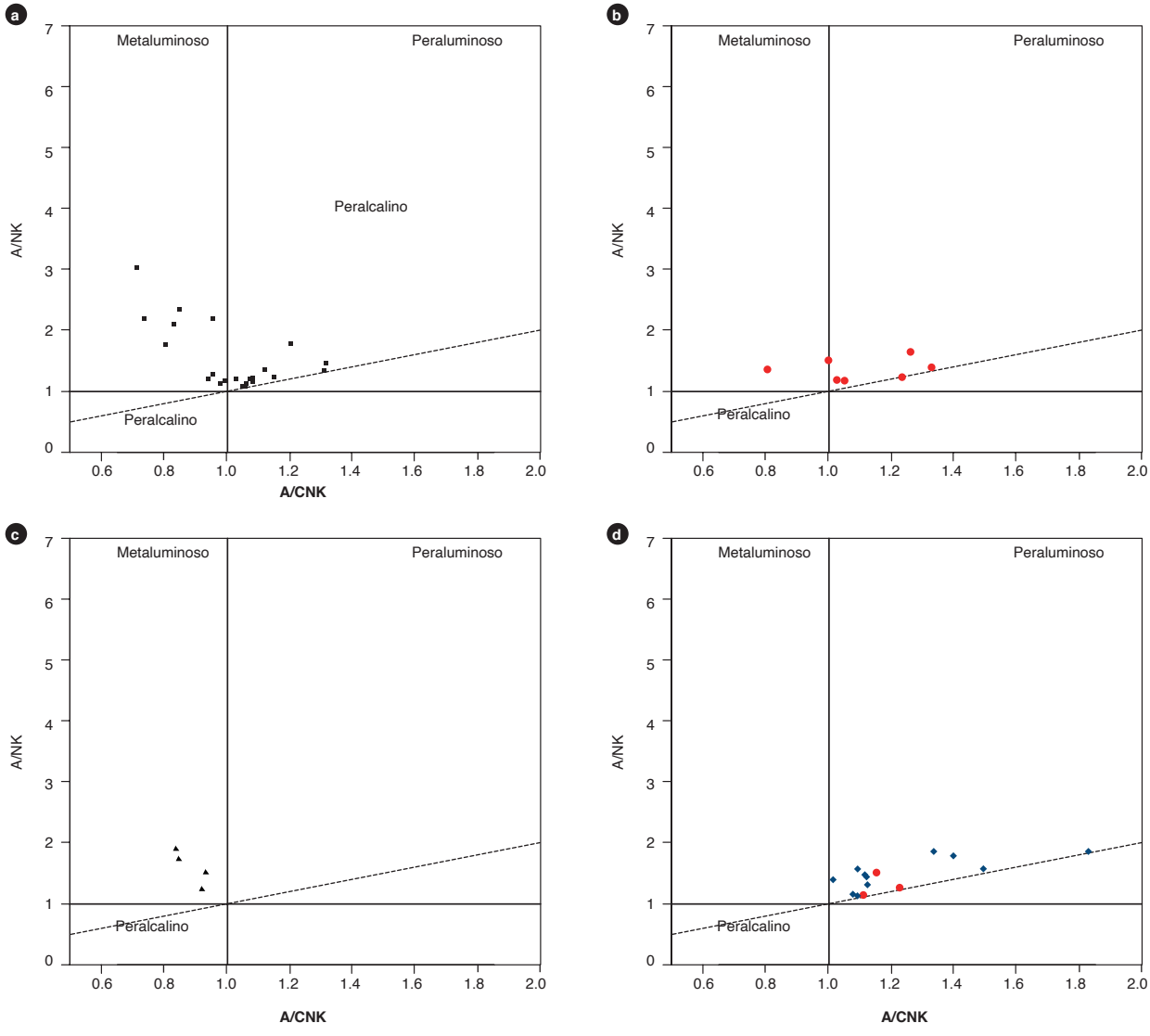


Figura 13. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943)
a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Cuerpos de pórfido. d) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules).

Las muestras de lavas orientales quedan comprendidas en el diagrama de Shand (1943) (figura 13), en el campo peraluminoso, con índices de saturación de alúmina con valores de Al_2O_3> ($CaO+K_2O+Na_2O$), y únicamente la roca IGM-900676, que corresponde a una latita alcalina colectada en la vía que conduce a Cerro Neiva, muestra un carácter metaluminoso.

Los cuerpos de pórfido grafican en el campo metaluminoso, con valores de A/NK >1 y valores de A/CNK <1, mientras que las tobas pertenecen al campo peraluminoso, con valores de A/NK >1 y valores de A/CNK >1.

5.1. Elementos traza y tierras raras

En la tabla 5 se resumen los resultados de los análisis químicos de elementos traza y tierras raras correspondientes a lavas, tobas y cuerpos de pórfidos hipoabisales que conforman la Formación Saldaña (se separan las lavas que afloran al oriente y occidente de la falla Betania-El Agrado).

Tabla 5. Resultados de elementos traza y tierras raras correspondientes a rocas de la Formación Saldaña, en ppm

IGM	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Cd	In	Cs	Ba	La	Ce
Lavas al oeste de la falla Betania-El Agrado																			
900687	7,65	1,51	15,97	< 66	4,52	9,52	3,99	7,74	68,10	15,93	62,54	205,60	34,15	0,12	0,04	0,82	850,62	26,08	57,52
900743	5,48	2,29	7,23	25,46	5,68	6,38	6,74	6,63	51,94	14,92	175,41	223,42	28,46	0,17	0,04	3,48	1279,31	37,59	67,91
900792	63,19	1,70	22,55	144,40	12,32	28,04	13,08	60,69	104,48	24,65	54,48	1035,45	20,96	0,23	0,06	4,06	1048,27	14,69	36,90
900805	42,86	2,88	18,66	58,30	21,57	15,50	6,25	7,72	94,11	21,62	143,48	235,23	99,20	0,20	0,06	1,31	1425,22	22,64	50,45
900657	8,34	0,68	32,37	196,06	736,81	45,08	193,32	49,69	82,91	18,49	15,95	520,21	17,37	0,13	0,05	0,26	508,75	17,08	37,15
900655	23,46	1,78	21,88	117,63	3,40	17,31	3,26	9,38	150,49	20,83	117,20	211,80	36,41	0,13	0,07	2,19	930,16	48,22	101,15
900659	1,37	0,83	2,77	< 66	3,07	1,93	1,31	2,23	17,17	12,37	56,24	106,57	8,87	0,06	0,01	0,11	1398,84	26,68	51,97
900787	19,29	4,62	5,30	15,10	11,61	8,41	2,06	4,23	80,17	19,25	146,19	267,29	98,76	0,20	0,04	0,99	1679,31	63,02	117,09
900788	6,93	1,97	4,07	23,70	10,44	7,61	4,50	3,95	49,80	15,34	84,45	502,73	9,63	0,21	0,01	1,07	1974,87	19,89	38,65
900646	14,68	3,07	10,63	< 66	11,89	7,52	5,40	20,06	116,79	19,57	196,83	345,68	351,26	0,79	0,05	4,84	2051,44	173,61	151,29
900654	6,14	1,86	6,85	< 66	6,75	6,60	3,18	3,74	36,28	16,78	191,97	190,36	27,43	0,14	0,04	2,94	1671,53	45,44	88,48
900662	5,53	1,35	5,72	< 66	3,02	14,44	2,26	16,64	31,10	14,08	66,38	134,89	16,38	0,08	0,06	0,43	1037,26	18,52	38,00
900688	23,00	1,52	17,65	< 66	9,67	10,58	6,52	8,31	82,41	17,82	107,33	242,09	31,34	0,16	0,04	0,95	835,46	25,57	57,86
900772	47,72	1,75	22,30	156,50	15,20	30,18	11,20	46,85	120,04	24,69	35,64	896,36	21,03	0,19	0,06	1,76	714,33	21,46	53,07
900660	2,33	0,71	4,85	< 66	10,36	6,21	4,16	3,05	31,62	13,78	90,03	140,10	17,23	0,09	0,02	0,22	915,61	19,88	39,57
900663	10,56	2,64	27,54	156,85	49,84	26,28	28,21	54,20	125,28	20,78	104,59	571,32	28,59	0,51	0,06	3,19	924,87	40,47	80,92
900686	15,43	0,99	33,48	184,85	286,13	36,13	108,22	34,72	81,63	16,10	30,95	530,10	14,51	0,16	0,04	0,28	636,83	14,01	27,66
900661	2,17	0,78	2,20	< 66	4,84	6,50	2,94	27,60	24,11	12,47	83,10	174,28	10,93	0,09	0,07	0,28	1292,13	19,98	38,35
900760	7,69	2,62	10,45	23,35	2,08	6,36	2,72	8,17	51,55	19,34	223,81	122,37	21,85	0,36	0,05	3,05	1141,64	52,82	108,46
900685	3,19	1,37	3,53	< 66	1,53	4,40	0,57	3,63	30,67	12,82	31,85	105,93	11,32	0,06	0,01	0,19	833,89	17,56	33,81
900762	2,05	2,65	4,09	20,73	2,44	7,64	2,97	4,33	37,46	15,97	120,02	35,18	22,80	0,27	0,07	0,54	650,96	30,80	63,39
900742	5,74	2,46	7,54	16,30	1,54	9,35	2,45	5,24	53,78	15,85	144,08	43,41	21,44	0,25	0,05	1,83	868,83	40,63	74,89
Lavas al este de la falla Betania-El Agrado																			
900676	12,68	3,30	18,82	95,23	19,84	18,62	17,93	8,12	76,39	17,58	174,69	422,87	26,32	0,23	0,05	1,44	1372,45	60,93	116,40
900778	29,40	6,68	1,41	15,00	12,99	2,65	3,02	7,72	64,06	26,42	131,73	661,26	11,79	0,22	0,02	0,85	2536,82	89,40	138,16
900812	27,16	3,13	20,13	91,80	19,57	15,50	6,52	22,37	96,67	21,15	143,16	412,86	28,36	0,19	0,07	5,73	1492,03	39,68	78,93
900748	1,42	3,19	3,91	21,59	2,27	5,34	4,52	8,30	58,30	17,16	147,01	272,06	103,00	0,10	0,04	0,57	1374,26	48,49	64,56
900744	11,10	4,01	4,13	24,59	1,87	8,90	4,32	13,35	45,82	16,89	123,20	269,31	82,70	0,14	0,02	2,21	950,57	54,01	77,28
900733	8,19	2,92	2,50	18,75	1,65	4,00	2,51	5,30	44,59	14,81	123,74	154,71	70,97	0,16	0,03	2,06	1616,77	83,98	79,77
900777	7,97	2,69	6,40	32,20	13,86	8,77	4,63	8,98	107,76	19,40	118,18	420,80	19,06	0,38	0,03	1,79	1592,27	43,72	77,71
900789	5,37	4,31	4,85	17,90	14,65	9,65	3,21	4,81	89,24	17,79	147,74	262,88	26,01	0,16	0,04	0,96	1568,82	59,70	110,47
900790	13,69	4,21	9,72	19,00	8,55	3,29	1,09	3,56	94,13	21,20	200,97	85,47	25,09	0,33	0,04	1,65	1429,10	81,60	141,40
Tobas																			
900795	16,29	2,31	5,11	27,40	12,17	9,20	3,01	27,22	53,72	18,33	59,20	796,49	7,83	0,13	0,02	0,77	2131,19	21,90	38,57
900786	6,94	5,39	4,95	19,60	11,93	6,80	2,40	3,79	60,01	22,76	157,45	170,16	25,14	0,26	0,04	4,05	1333,53	56,71	103,70
900793	8,16	3,63	8,29	23,30	12,38	4,76	1,91	4,66	75,64	18,68	123,98	349,18	60,41	0,15	0,04	1,75	1736,48	41,57	74,86
900794	54,32	2,91	10,53	50,80	12,00	11,91	4,15	21,63	72,37	18,39	94,48	589,44	23,68	0,17	0,04	3,91	1982,88	32,13	62,14
900803	2,72	3,83	4,70	< 9	12,84	14,75	2,20	4,50	63,31	15,65	115,95	87,99	37,00	0,17	0,05	0,99	1286,10	76,05	70,55

IGM	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Cd	In	Cs	Ba	La	Ce
900804	40,31	2,91	16,79	38,40	22,29	17,52	8,30	13,12	79,95	18,88	120,65	147,68	34,79	0,21	0,06	10,13	926,20	23,22	42,80
900689	21,84	1,84	17,33	67,22	30,63	13,53	11,06	14,02	115,79	21,62	128,08	310,71	24,97	0,16	0,06	2,11	989,00	23,64	49,68
900776	24,68	3,63	8,31	46,00	15,64	10,86	8,06	14,93	77,20	20,25	126,44	505,78	24,09	0,20	0,03	2,10	1660,52	62,81	105,28
900690	2,85	1,57	3,29	< 66	1,30	7,13	< 0,5	3,85	22,50	9,87	158,33	71,93	8,40	0,09	0,02	1,06	1033,07	20,14	41,14
900736	6,21	3,05	5,72	18,44	2,32	4,64	2,72	5,95	70,65	17,10	137,06	126,37	20,34	0,15	0,05	0,77	1501,30	39,91	43,29
900771	6,41	2,70	13,27	17,20	13,45	13,03	3,25	8,29	72,47	21,31	194,64	148,72	23,61	0,25	0,02	6,35	908,65	40,09	78,99
900775	9,53	2,32	9,11	25,70	14,28	9,23	3,97	5,84	66,84	17,57	112,70	154,65	36,96	0,21	0,03	3,90	545,91	34,77	67,40
900779	16,91	2,90	4,15	10,20	12,24	3,46	2,30	6,15	117,28	16,85	93,50	177,58	18,49	0,97	0,02	1,11	1802,91	58,60	101,81
900669	37,97	4,05	9,44	67,22	10,02	3,94	6,61	3,03	56,22	30,17	351,00	69,40	21,25	0,11	0,05	###	3523,74	38,29	72,38
Cuerpos hipoabisales																			
900640	15,66	1,61	17,91	123,24	28,81	19,27	16,55	74,46	88,23	19,13	136,87	565,29	28,76	0,16	0,05	1,20	1080,68	29,84	66,84
900645	26,48	2,04	15,26	134,44	15,63	17,15	13,56	217,35	80,83	21,77	122,50	1372,66	24,06	0,14	0,05	1,35	1391,07	40,03	79,24
900644	18,02	2,17	11,05	95,23	11,08	13,94	9,01	129,72	74,18	20,46	90,49	928,37	21,10	0,12	0,04	2,15	1404,52	40,16	79,14

IGM	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Th	U	Nb	Hf	Zr
Lavas al oeste de la falla Betania-El Agrado																			
900687	7,03	29,24	6,43	2,00	5,08	1,04	5,72	1,20	3,65	0,49	3,30	0,50	0,40	3,93	5,83	1,30	7,50	< 8,0	222,09
900743	9,39	36,72	6,77	2,21	6,47	0,98	5,23	1,07	3,38	0,48	3,30	0,50	0,84	13,32	11,61	3,00	9,60	< 8,0	244,30
900792	5,29	22,72	5,77	2,37	5,21	0,82	4,50	0,92	2,70	0,36	2,39	0,35	0,27	5,92	0,45	0,20	1,90	< 8	83,60
900805	7,02	28,25	6,78	2,28	6,75	1,12	6,46	1,29	3,79	0,51	3,21	0,47	0,96	11,23	2,64	0,74	6,50	< 8	199,00
900657	4,98	22,23	4,86	1,86	3,90	0,75	3,64	0,73	2,12	0,27	1,82	0,28	0,02	3,28	1,61	0,45	2,80	< 8,0	< 130
900655	12,71	53,97	11,71	3,14	9,37	1,64	8,24	1,56	4,44	0,53	3,22	0,46	0,46	19,02	7,38	1,85	10,80	< 8,0	281,31
900659	5,88	21,09	3,70	1,14	2,85	0,43	1,70	0,31	1,00	0,13	0,94	0,15	0,38	7,23	5,15	0,73	5,50	< 8,0	< 130
900787	13,57	43,52	8,92	2,70	8,17	1,28	7,01	1,43	4,34	0,62	4,11	0,62	0,46	14,83	12,07	2,35	11,60	< 8	232,90
900788	4,12	13,09	2,66	1,79	2,61	0,37	1,91	0,38	1,11	0,15	1,04	0,17	0,33	9,37	2,23	0,58	2,90	< 8	95,60
900646	79,29	364,7	85,72	19,87	62,66	12,63	65,36	12,12	34,89	4,59	30,72	4,28	0,89	18,47	11,58	2,96	9,30	< 8,0	273,91
900654	10,19	38,82	7,47	2,36	6,02	1,04	5,38	1,08	3,39	0,46	3,09	0,47	0,81	14,10	16,25	3,46	10,10	< 8,0	325,73
900662	4,32	15,12	3,12	1,60	2,58	0,50	2,67	0,57	1,71	0,24	1,58	0,23	0,40	7,13	2,92	0,56	4,60	< 8,0	< 130
900688	7,24	29,73	6,64	2,32	5,20	1,08	5,68	1,13	3,34	0,43	2,71	0,40	0,69	5,54	4,50	0,93	7,70	< 8,0	229,49
900772	7,53	33,52	7,64	2,52	6,75	0,98	4,99	1,02	2,88	0,37	2,40	0,36	0,22	6,32	1,06	0,34	2,90	< 8	121,10
900660	4,66	17,46	3,56	1,36	3,07	0,59	3,15	0,64	1,92	0,25	1,60	0,23	0,54	9,31	3,05	0,55	4,60	< 8,0	< 130
900663	10,32	39,54	8,70	2,65	6,52	1,20	5,73	1,12	3,34	0,44	2,94	0,45	0,52	13,73	11,18	3,11	9,60	< 8,0	244,30
900686	3,74	16,23	3,69	1,73	2,87	0,56	2,79	0,54	1,56	0,20	1,33	0,20	0,20	9,22	1,45	0,51	2,60	< 8,0	< 130
900661	4,03	13,65	2,71	1,27	2,32	0,41	2,00	0,39	1,24	0,17	1,23	0,19	0,49	10,51	3,44	0,55	4,40	< 8,0	< 130
900760	14,41	55,18	9,36	2,43	8,33	1,08	4,80	0,92	3,00	0,43	3,05	0,48	0,73	11,96	20,27	3,49	17,70	11,50	503,41
900685	3,73	12,24	2,39	1,08	2,06	0,36	1,78	0,37	1,14	0,16	1,20	0,19	0,20	4,27	3,32	0,61	4,50	< 8,0	< 130
900762	7,80	28,40	5,31	1,10	5,09	0,82	4,28	0,86	2,72	0,41	2,87	0,46	0,78	11,46	11,99	3,17	12,70	< 8,0	177,67
900742	9,92	37,40	7,41	1,05	6,55	0,89	4,04	0,82	2,68	0,40	2,88	0,47	0,83	7,56	10,00	2,62	15,40	< 8,0	199,88
Lavas al este de la falla Betania-El Agrado																			
900676	13,62	46,82	9,20	3,00	7,11	1,18	5,29	1,01	3,13	0,40	2,83	0,43	0,68	13,46	15,15	3,74	19,60	< 8,0	207,28
900778	14,37	44,78	6,20	2,82	5,89	0,62	2,71	0,52	1,67	0,22	1,50	0,23	0,20	15,28	16,94	6,05	54,50	8,20	331,70
900812	10,42	39,21	8,18	2,86	7,71	1,20	5,99	1,26	3,75	0,52	3,33	0,51	0,53	12,01	7,72	1,61	6,80	< 8	175,50
900748	10,38	36,60	6,85	2,20	6,69	0,95	5,05	1,02	3,11	0,42	2,70	0,40	0,53	37,00	11,20	1,65	12,90	< 8,0	251,70
900744	11,48	41,34	6,62	1,99	6,78	0,94	4,55	0,88	2,81	0,39	2,80	0,44	0,66	9,10	12,26	3,06	11,80	< 8,0	162,87
900733	18,48	60,89	10,76	2,75	9,51	1,32	5,61	0,99	3,00	0,39	2,67	0,41	0,41	7,67	9,25	1,96	10,80	< 8,0	177,67
900777	9,89	31,46	6,08	2,15	5,63	0,79	4,01	0,81	2,55	0,35	2,35	0,34	0,40	11,35	8,75	1,70	7,50	< 8	184,20
900789	12,72	44,17	8,24	2,41	7,63	1,12	5,57	1,07	3,37	0,46	3,13	0,48	0,45	16,47	11,24	2,08	12,40	< 8	246,60
900790	19,70	76,06	14,44	3,67	12,02	1,55	7,02	1,19	3,44	0,44	2,99	0,40	0,96	15,17	7,09	1,60	16,70	< 8	447,90
Tobas																			
900795	4,29	14,94	2,67	1,84	2,54	0,33	1,60	0,31	0,97	0,13	0,91	0,15	0,21	9,25	1,20	0,31	2,70	< 8	125,60
900786	12,36	42,65	7,69	2,19	6,94	0,95	4,78	0,94	3,04	0,44	3,15	0,52	0,39	11,12	11,26	1,95	12,10	< 8	225,70
900793	9,98	38,72	7,79	2,75	7,35	1,12	6,18	1,24	3,78	0,52	3,44	0,52	0,25	15,15	7,72	1,91	6,60	< 8	186,50
900794	7,63	27,07	5,81	2,37	5,60	0,85	4,76	0,97	3,07	0,43	2,94	0,47	0,39	11,42	7,54	2,05	5,30	< 8	182,10
900803	18,21	61,38	13,45	2,13	12,24	1,91	9,53	1,74	5,14	0,69	4,75	0,71	0,81	12,13	11,55	2,92	11,40	< 8	167,90
900804	6,41	26,29	6,32	1,93	6,51	1,05	5,92	1,14	3,40	0,45	2,86	0,42	0,54	7,98	2,66	0,85	5,50	< 8	171,00

IGM	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Th	U	Nb	Hf	Zr
900689	6,20	27,63	5,91	2,45	4,74	0,92	4,74	0,90	2,70	0,34	2,19	0,33	0,85	7,42	3,31	0,79	7,60	< 8,0	155,46
900776	13,98	47,09	8,72	2,97	8,09	1,12	5,38	1,06	3,17	0,44	2,88	0,41	0,55	17,20	8,24	1,86	9,50	< 8	294,40
900690	4,61	15,95	3,13	1,07	2,24	0,33	1,31	0,27	0,98	0,15	1,22	0,21	1,39	3,83	7,61	1,05	5,90	< 8,0	< 130
900736	7,81	28,35	5,20	1,95	4,89	0,71	3,78	0,78	2,54	0,37	2,57	0,41	0,55	21,51	11,64	2,74	15,00	< 8,0	288,72
900771	10,19	36,74	7,77	2,00	6,98	1,00	5,44	1,07	3,31	0,46	3,02	0,46	0,66	6,76	10,33	2,82	8,60	< 8	272,10
900775	8,98	32,37	7,37	1,81	7,11	1,02	5,69	1,17	3,49	0,49	3,27	0,50	0,56	8,27	7,38	1,91	7,40	< 8	169,40
900779	12,50	34,03	6,32	1,90	5,89	0,75	3,67	0,75	2,36	0,35	2,40	0,35	0,66	26,35	9,49	2,11	10,10	< 8	162,90
900669	9,69	35,84	7,09	3,55	5,48	0,94	4,26	0,83	2,66	0,39	2,92	0,50	2,27	8,11	8,24	0,74	10,50	< 8,0	133,25
Cuerpos hipoabisales																			
900640	7,93	32,02	7,17	2,20	5,34	1,00	5,16	1,04	3,14	0,42	2,85	0,46	0,34	9,37	7,18	1,85	7,80	< 8,0	244,30
900645	9,48	38,90	7,78	2,67	5,88	1,02	4,99	0,96	2,90	0,37	2,42	0,36	0,13	14,04	8,66	2,12	6,90	< 8,0	199,88
900644	9,20	37,95	7,49	2,46	5,37	0,94	4,40	0,84	2,50	0,32	2,06	0,31	0,18	12,59	7,44	1,84	6,40	< 8,0	192,48
900656	14,19	53,82	10,74	3,34	8,50	1,38	6,45	1,28	4,09	0,54	3,57	0,55	0,32	19,84	15,31	3,49	10,90	< 8,0	281,31

Los diagramas de elementos de las tierras raras (REE) normalizados al condrito según los valores de Nakamura (1974) (figura 14) muestran en las diferentes rocas (lavas, pórfidos y tobas) un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) con un patrón homogéneo que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), que son más planas.

En general, hay un tren paralelo; sin embargo, en las muestras, la roca IGM-900646 (figura 14a) correspondiente a una lava que aflora en el lado occidental de la

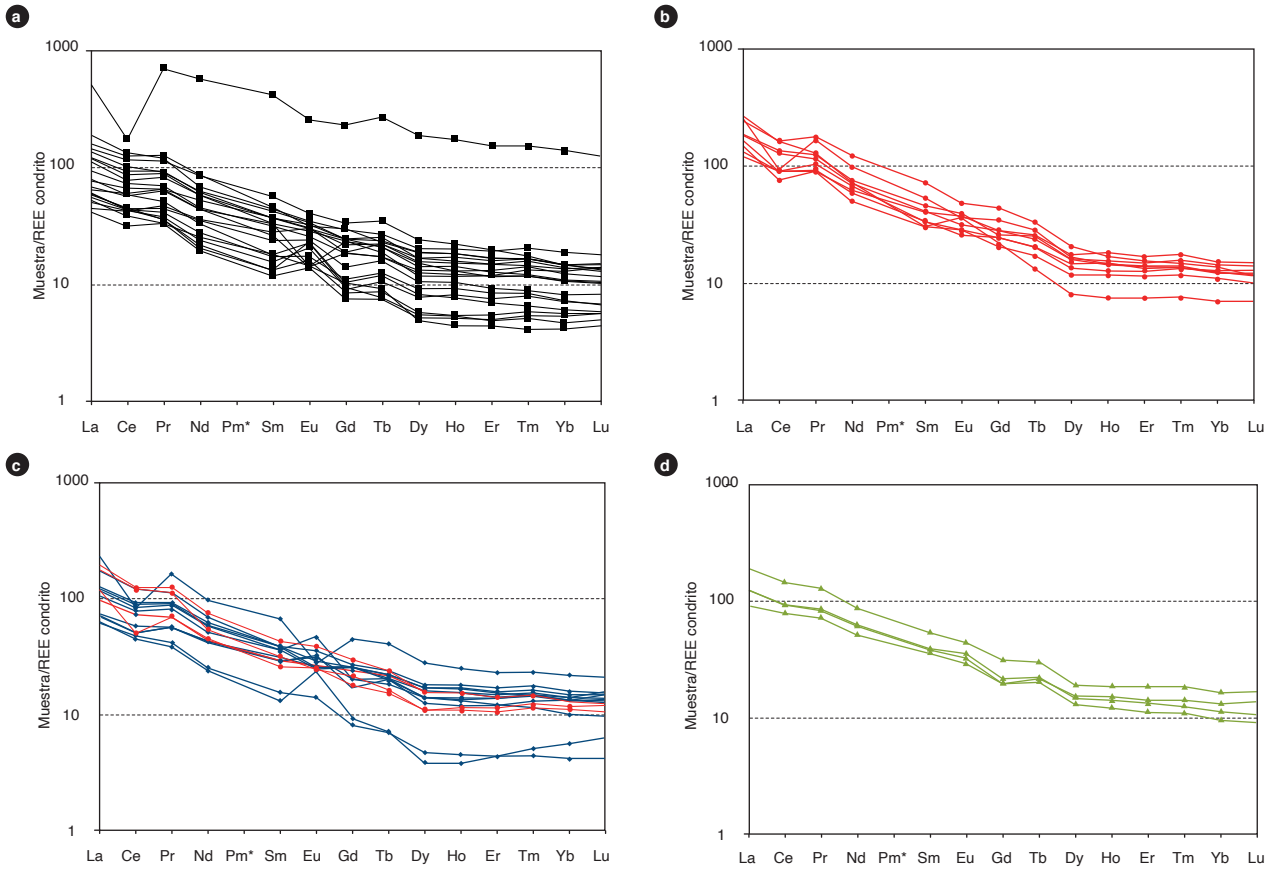


Figura 14. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974), correspondiente a rocas de la Formación Saldaña
a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules). d) Cuerpos hipoabisales de pórfido.

falla Betania-El Agrado, tiene un patrón anormal respecto al resto de las muestras, por lo que se eliminó del diagrama. Las lavas orientales presentan valores altos en las tierras raras livianas, con valores superiores a cien veces el condrito, y las tierras raras pesadas con valores por encima de diez veces el condrito, a diferencia de las muestras de lavas occidentales, que presentan un mayor rango de enriquecimiento en tierras raras livianas respecto al condrito, con valores mayores y menores de cien veces el condrito, y las tierras raras pesadas con valores mayores y menores de diez veces el condrito. Algunas rocas tienen anomalía positiva de Eu, debido posiblemente a la presencia de fenocristales de plagioclasa en las muestras de lavas.

Los cuerpos de pórfidos muestran valores altos en tierras raras livianas y valores mayores de diez veces el condrito en tierras raras pesadas, muy similar a lo que ocurre en la mayoría de muestras de tobas que presentan enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), con un patrón que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), que son más planas, y con tres rocas que se apartan del tren general (IGM-900690, IGM-900795 e IGM-900803), sin que existan diferencias entre las tobas que afloran a ambos lados del valle superior del Magdalena.

Los diagramas de multielementos normalizados a NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondientes a rocas de la Formación Saldaña (lavas, tobas y cuerpos de pórfidos) (figura 15) muestran empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, Ti y P, que puede corresponder a separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, lo que reflejaría una evolución magmática donde el Nb puede comportarse geoquímicamente similar al Ti (Winter, 2001). Los mayores valores de los elementos litófilos de gran radio iónico (LILE) Cs, Ba y Th indican una afinidad con arcos continentales, en donde

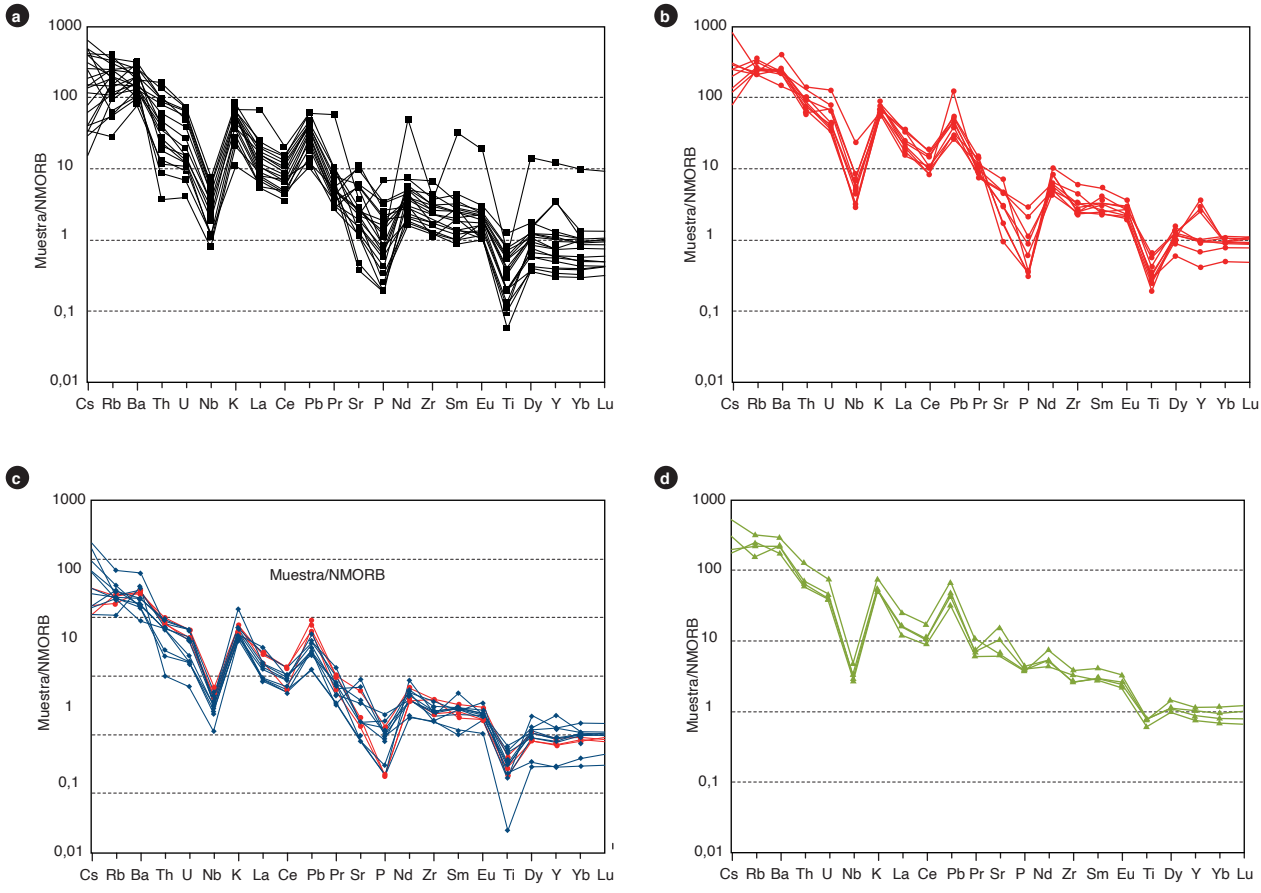


Figura 15. Diagramas multielementales normalizado al NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondientes a rocas de la Formación Saldaña a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules). d) Cuerpos hipoabisales de pórfido.

abundan estos elementos altamente incompatibles (Pearce, 1996). Valores mayores en K, Ba y Rb se deben a su movilización desde fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma, y las anomalías negativas de Nb, Ti y P son características de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción, con empobrecimiento progresivo hacia los elementos pesados (figura 15). Además, presentan anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, una signatura geoquímica típica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados a arcos (Pearce, 1996), con patrón subparalelo en todos los tipos de rocas de la Formación Saldaña. Los elementos traza más móviles (LILE) tienen concentraciones mayores que el N-MORB. No existe una notable diferencia entre los diagramas multielementales normalizados al NMORB que representan las diferentes litologías de la Formación Saldaña. La muestra IGM-900646 presenta un comportamiento anormal, comparado con el de las demás rocas, con valores más altos en los elementos menos móviles, de radio iónico pequeño y con una anomalía negativa en Zr.

El diagrama de discriminación geoquímica y ambiente tectónico de Wood (1980) (figura 16) se basa en la relación de Th, Nb y Zr. Las diferentes rocas que conforman la Formación Saldaña se clasifican en el campo de basaltos de arco volcánico, formados en arcos de margen continental activa. Las lavas occidentales muestran dos poblaciones en el gráfico de Wood (1980): una de ellas con valores más bajos y similares de Zr, y la otra población más dispersa en el campo de los basaltos de arco, con mayores contenidos de Zr, con una roca que alcanza el campo de los arcos de isla toleíticos (IGM-900792) y que químicamente se localiza en el diagrama TAS en el campo de las traquiandesitas basálticas.

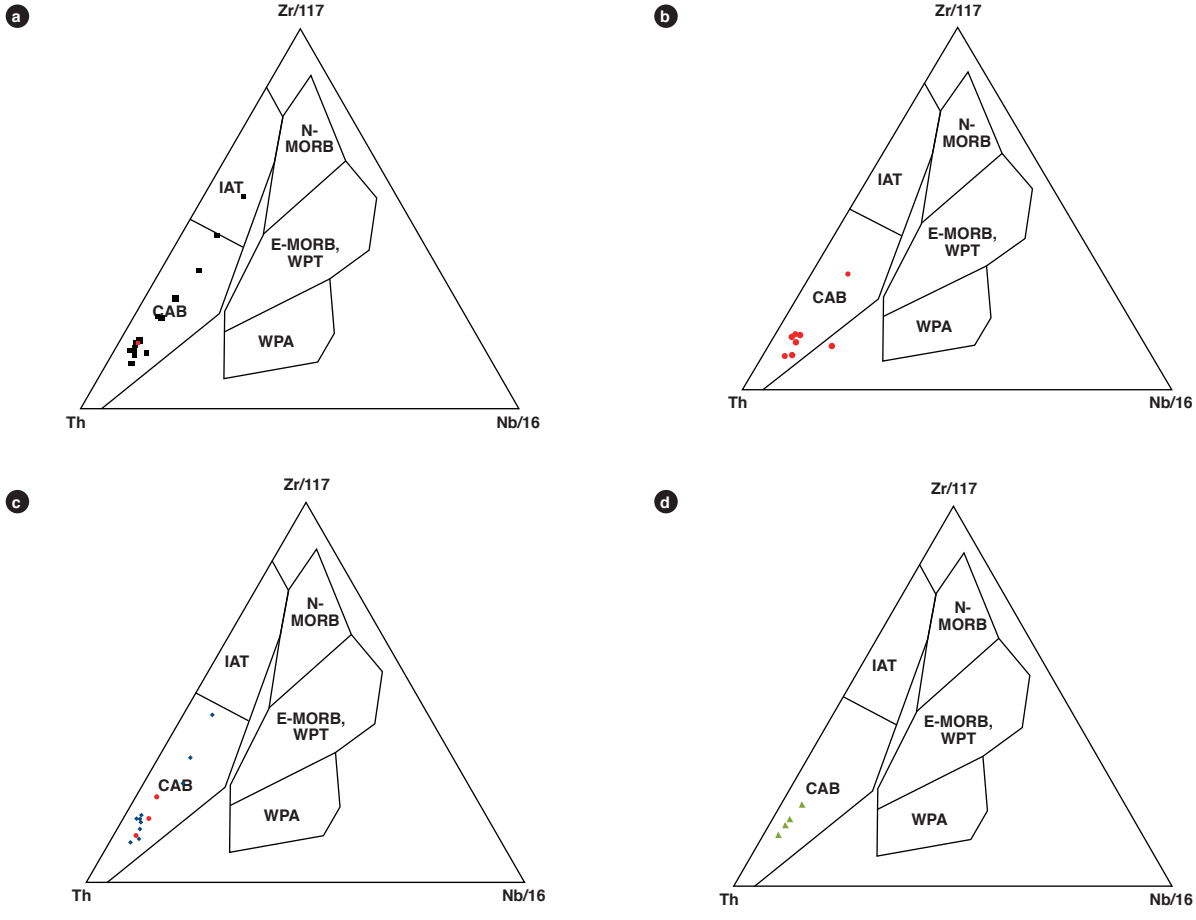


Figura 16. Diagrama de discriminación geoquímica y ambiente tectónico (Wood, 1980) correspondiente a rocas de la Formación Saldaña
a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules). d) Cuerpos hipoabisales de pórfido. (WPA: basaltos alcalinos de intraplaca, IAT: arcos de isla toleiticos; CAB: basaltos de arco calcoalcalino).

6. Posición estratigráfica y edad

Las rocas volcánicas de la Formación Saldaña están en contacto concordante transicional con rocas sedimentarias del miembro Chicalá, en el sector de Payandé-Tolima (Mojica y Primz Grimm, 2000) y con las sedimentitas de Montefrío, al occidente de Natagaima (Tolima) (Rodríguez *et al.*, 1995), unidades que fueron consideradas por Rodríguez *et al.* (1995) como parte del techo de la Formación Payandé; es decir, la Formación Saldaña reposa de modo concordante transicional sobre la Formación Payandé, según estos autores. El contacto superior es, en algunos sectores, netamente discordante angular bajo las rocas sedimentarias de la Formación Yaví (Rodríguez y Fuquen, 1989; Cossio *et al.*, 1994; Velandia *et al.*, 2001b) y la Formación Caballos.

La Formación Saldaña es intruida por la Cuarzomonzonita de San Cayetano y la Cuarzomonzonita de Dolores (Cossio *et al.*, 1994), la Cuarzomonzonita de Los Naranjos (Rodríguez y Fuquen, 1989), la granodiorita de Paéz (Zapata *et al.*, 2015), la Cuarzolatita de Teruel (Morales *et al.*, 1998), la Monzodiorita de Las Minas y la Cuarzomonzodiorita de El Astillero (Velandia *et al.*, 2001a), todos estos plutones con edades similares a las de las rocas volcánicas que afloran en la serranía de Las Minas y el borde oriental de la cordillera Central; además, plutones como el Monzogranito de Altamira, el Granito de Garzón y el Monzogranito de Algeciras, que afloran en el borde occidental de la cordillera Oriental, intruyen vulcanitas más jóvenes que han sido cartografiadas regionalmente como parte de la Formación Saldaña (Velandia *et al.*, 2001a y 2001b), y que en el presente trabajo se denominan informalmente *vulcanitas de Pitalito*.

La edad de la Formación Saldaña no se había establecido hasta el momento bajo un intervalo estratigráfico preciso; solo se habían reportado dos edades por el método U/Pb de 179 ± 2 y 181,5 ± 1,6 Ma (Cochrane, 2013). Otros datos se establecieron a partir del registro fósil: Cediel *et al.* (1980) reportaron fósiles de edad Raetiana (Triásico Tardío) en la parte media del miembro Chicalá, en la región de Payandé, y concluyeron que la Formación Saldaña abarcaba el intervalo entre el Triásico Superior y el Jurásico Medio; posteriormente, Rodríguez *et al.* (1995), con base en restos fósiles de ostrácodos y concostrácodos, localizaron las sedimentitas de Montefrío por encima del miembro Chicalá, con el registro fósil de edad Liásica (Jurásico Inferior), y fueron consideradas el techo de la Formación Payandé. Mojica y Macía (1982), con base en las pisadas de vertebrados de la especie *Batrochopus* cf. Dewey encontradas en rocas de la Formación Saldaña en la región de Prado-Dolores (Tolima), la ubican en el Triásico Superior, y posiblemente en el Jurásico Inferior.

En el presente trabajo se realizó la datación de trece muestras por el método U/Pb La-ICP-MS en circón. Las muestras estaban distribuidas a lo largo del valle superior del Magdalena y la cuenca del Putumayo y fueron escogidas teniendo en cuenta los diferentes bloques tectónicos que conforman la Formación Saldaña. Los circo-

Tabla 6. Resumen de las edades U/Pb obtenidas en circones de la Formación Saldaña

IGM	N campo	N	W	Clasificación	Método	Edad	Edades heredadas
Rocas volcánicas occidentales (Formación Saldaña)							
900661	GR-6611B	802736	831863	Fenotraquita	U/Pb	188,9 ± 1,6	923 ± 24, n = 1
	GR-6636	749475	806918	Andesita	U/Pb	187,1 ± 2,4	510, n = 1; 1960, n = 1
	GR-6664	650409	736302	Andesita	U/Pb	183,3 ± 1,1	
	MIA-504	727443	778458	Lava porfídica	U/Pb	188,9 ± 4,2	
	MIA-519	730406	784258	Andesita	U/Pb	188,1 ± 3,4	
901069	JGB-500	907206	899380	Andesita	U/Pb	187,2 ± 2,1	969,8 ± 25,2
	GR-6579	876873	870240	Toba lítica	U/Pb	187,2 ± 2,8	
900794	GZ-6775	614865	692996	Toba de cristales	U/Pb	186,8 ± 2,0	
900793	GZ-6774	1026530	612640	Toba de cristales	U/Pb	172,9 ± 1,3	223,48 ± 9,5, n = 1 y 906,3 ± 21,1, n = 1
Rocas volcánicas orientales (vulcanitas de Pitalito)							
	JGB-355	803285	857068	Toba riolítica	U/Pb	177,7 ± 4,0	980-1060, n = 4; 1630, n = 1;
900733	GR-6649	686705	781562	Feno andesita	U/Pb	172,4 ± 1,7	183,30+0,30-3,30, n = 20
900788	GZ-6766	779868	707555	Dacita	U/Pb	170,7 ± 2,4	
900789	GZ-6769	761678	677867	Riolita	U/Pb	168 ± 2,5	

nes se separaron a partir de rocas y saprolitos de tobas y lavas. La localización de las muestras se presenta en la figura 1, y en la tabla 6 se resumen los resultados de las edades obtenidas.

La separación de minerales densos se realizó en el Laboratorio Químico del Servicio Geológico Colombiano, sede Medellín, utilizando separación hidrodinámica, magnética y, por último, el montaje de los circones. Posteriormente fueron enviados al Laboratorio de Geocronología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) para que fueran analizados por la técnica ICP-MS (espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo). Los circones se obtuvieron a partir de saprolito, con roca colectada en el mismo afloramiento.

A continuación, se describen los criterios y la metodología empleados durante el análisis geocronológico en la UNAM:

- Las concentraciones de U y Th se calcularon empleando un circón estándar externo, de acuerdo con Paton *et al.* (2010).
- Las incertidumbres de sigma 2 propagadas se obtuvieron según lo prescrito por Paton *et al.* (2010).
- Las proporciones $^{207}Pb/^{206}Pb$, edades y errores se calcularon según lo dispuesto por Petrus y Kamber (2012).
- Los puntos analizados son de 23 micrómetros, utilizando un protocolo de análisis modificado de Solari *et al.* (2010).
- Los datos fueron medidos empleando un Thermo X series QICPMS acoplado a un Resonetics, estación de trabajo láser excimer Resolución M050.

Otro grupo de dataciones U/Pb se realizaron en el Laboratorio de Láser Ablación del Servicio Geológico Colombiano, que cuenta con un equipo de ablación laser Photon Machines, láser eximero de 193 nm y espectrómetro ICP-Masas Element 2. Se utilizaron como patrones de referencia Plesovice, 91500 y M. Dromedry. Los puntos analizados o de ablación son de 20 micrones, y la reducción de datos se realizó utilizando el programa Iolite IGROpro y un espectrómetro de masas. Se utilizaron como tiempos de integración, en la línea base 0-38 s, y en las muestras y patrones de referencia, 32,5-8 s, tiempos que concuerdan con el tiempo de corrida de los análisis. Los isótopos utilizados en la integración manual fueron ^{238}U, Pb^{206} y Pb^{204}. Los resultados finales y anexos corresponden a la media de los datos obtenidos luego de aplicar una discriminación de datos a 2s. El procesamiento se llevó a cabo con las rutinas de Isoplot V3.5, y la corrección por plomo común se realiza de acuerdo con el modelo de evolución de Stacey y Krammers (1975). Se eliminaron los datos de circones con valores discordantes según la muestra, pero generalmente corresponden a discordancias por encima de 10 o 15%.

El análisis de las edades obtenidas se hace teniendo en cuenta el tipo de roca, si son lavas o tobas, y la localización espacial de las muestras. Se separan en dos grupos: las que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado, que corresponden a las muestras GR-6579, GR-6636, GR-6611B, MIA-504, MIA-522, MIA-519, GZ-6574, GZ-6775 y JGB-500, y las que afloran al oriente de la falla Betania-El Agrado, que corresponden a las muestras GR-6649, GZ-6766, GZ-6769 y JGB-355; esto con el objeto de determinar si las rocas volcánicas se distribuyen espacialmente de igual forma que los diferentes pulsos magmáticos que dieron origen a los plutones jurásicos en el valle superior del Magdalena y poder discriminar las rocas volcánicas.

6.1. Edades en tobas y lavas al occidente de la falla Betania-El Agrado

En la tabla 6 se puede observar que no existe una diferencia notable entre las edades obtenidas en lavas de diferente composición y en tobas que afloran en la cordillera Central y la serranía de Las Minas, al occidente de la falla Betania-El Agrado, con la mayoría de edades en el intervalo 186 a 189 Ma, y dos datos adicionales de 183,3 ± 1,1 Ma, correspondientes a la muestra GR-6664, y de 172,9 ± 1,3, de la muestra GZ-6774, datos concordantes con tres de los cuatro pulsos magmáticos reportados por Rodríguez *et al.* (2015) sobre los plutones del valle superior del Magdalena y la cuenca de Putumayo.

Los circones obtenidos de la muestra GR-6579, a partir de un saprolito de toba lítica, son en general de tamaño superior a 200 µm, con formas prismáticas alargadas y buen desarrollo de terminaciones bipiramidales. Las imágenes de catodoluminiscencia (CL) (figura 17) permiten identificar la presencia de zonamientos oscilatorios, generalmente interpretados como indicativos de una fluctuación química en el magma (Hoskin y Schaltegger, 2003). Los circones analizados (n = 35) se

pueden interpretar como indicativos de la edad de cristalización. En el diagrama de concordia (figura 17) se observa que varios análisis de circones son discordantes, por lo que para el análisis de la edad solo se han seleccionado aquellos circones con discordancias menores de 25%, para un total de 23 circones. Esto es suficiente para definir una edad media ponderada de 187,2 ± 2,8 Ma, que se puede interpretar como la edad de cristalización de esta roca.

Los circones extraídos de la muestra GZ-6775, clasificada petrográficamente como toba de cristales, son euhedrales a anhedrales, de tamaños comprendidos entre 20 y 200 micras, si bien predomina el rango comprendido entre 30 y 70 micras. Son de forma prismática corta

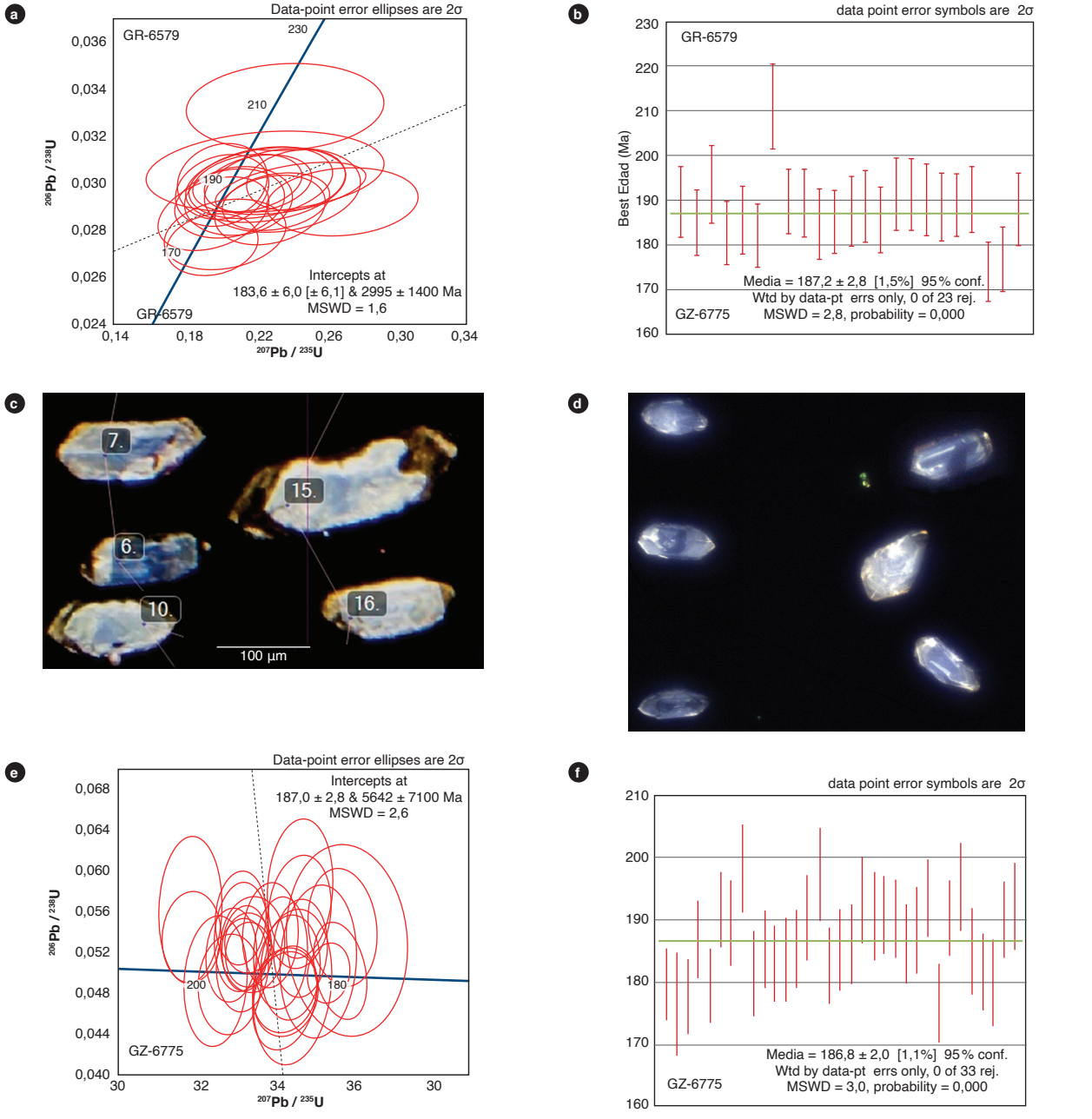


Figura 17. Edades obtenidas en muestras de tobas que afloran al occidente dela falla Betania-El Agrado, e imágenes de catodoluminiscencia de circones correspondientes a las muestras GR-6579 y GZ-6775.

y larga, de color amarillo pálido a incoloros, con inclusiones finas. La imagen de CL muestra zonación concéntrica, que sugiere origen ígneo. Los análisis realizados en la mayoría de los circones son concordantes, o muy cercanos a la concordia, con una edad comprendida entre 176 y 198 Ma. La edad obtenida a partir de 80 circones, y descartando las edades con discordancias mayores a 10% para un n = 31, permite estimar una media ponderada de 186,8 ± 2,0 Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca (figura 17).

Los circones de la muestra GZ-6774, extraídos de una roca clasificada petrográficamente como toba de cristales (IGM-900793), son inequigranulares con dos poblaciones: unos cortos y anchos, incoloros, euhedrales, de forma prismática corta, y otros de mayores tamaños, largos y angostos, que pueden estar fracturados. La imagen de CL muestra zonación concéntrica, lo que sugiere un origen ígneo. Los análisis realizados en la mayoría de los circones son concordantes, con una edad comprendida entre 164 y 182 Ma. La edad obtenida a partir de 54 circones, y descartando circones con discordancias mayores al 15%, para un n = 38, permite estimar una media ponderada de 172,9 ± 1,3 Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca (figura 18); además, presenta dos cristales con edades heredadas de 223,48 ± 9,5 y 906,3 ± 21,1 Ma. La muestra GZ-6774 se localiza cerca de la muestra GZ-6775, de la que se calculó una edad de 186,8 ± 2,0 Ma. Existe, pues, una diferencia de edad del orden de 13 Ma, siendo las edades más jóvenes concordantes con las edades de rocas volcánicas que se localizan al oriente de la falla Betania-El Agrado.

La muestra GR-6579 se colectó sobre la vía Natagaima-Ataco, en la vereda Montefrío, en el departamento del Tolima, mientras que la muestra GZ-6775 se colectó en la vía Mocoa-Sibundoy, en el departamento de Putumayo. Ambas muestras proceden de sectores distantes de afloramiento de la Formación Saldaña, con edades similares, y las muestras GZ-6774 y GZ-6775 son cercanas, pero con una diferencia de edad aproximada de 13 Ma.

Se analizaron cinco muestras de lavas, clasificadas petrográficamente, y algunas macroscópicamente, como andesitas, cuyas edades se resumen en la tabla 6, y corresponden a las muestras GR-6611B (IGM-900661), GR-6636, GR-6664, MIA-504 y MIA-519. Los circones de la muestra GR-6611B, clasificada petrográficamente como traquita, son prismáticos, de tamaño entre 150 y 250 µm. La imagen de CL evidencia zonación ígnea, que se desarrolla alrededor de núcleos más oscuros, que en algunos casos corresponden a núcleos de circones heredados (figura 19). Los análisis realizados en la mayoría de los circones son concordantes, con una edad aproximada de 190 Ma, mientras que algunos son claramente más antiguos, y constituyen una herencia en un circón que reporta una edad de 350 ± 10 Ma, y en otro de 923 ± 24 Ma.

Tomando únicamente los circones que representan la cristalización de la roca, se puede observar que varios de ellos son concordantes, con una edad comprendida entre ca. 180 y ca. 210 Ma. Ya que en este caso la muestra GR-6611B es volcánica, los circones más jóvenes se

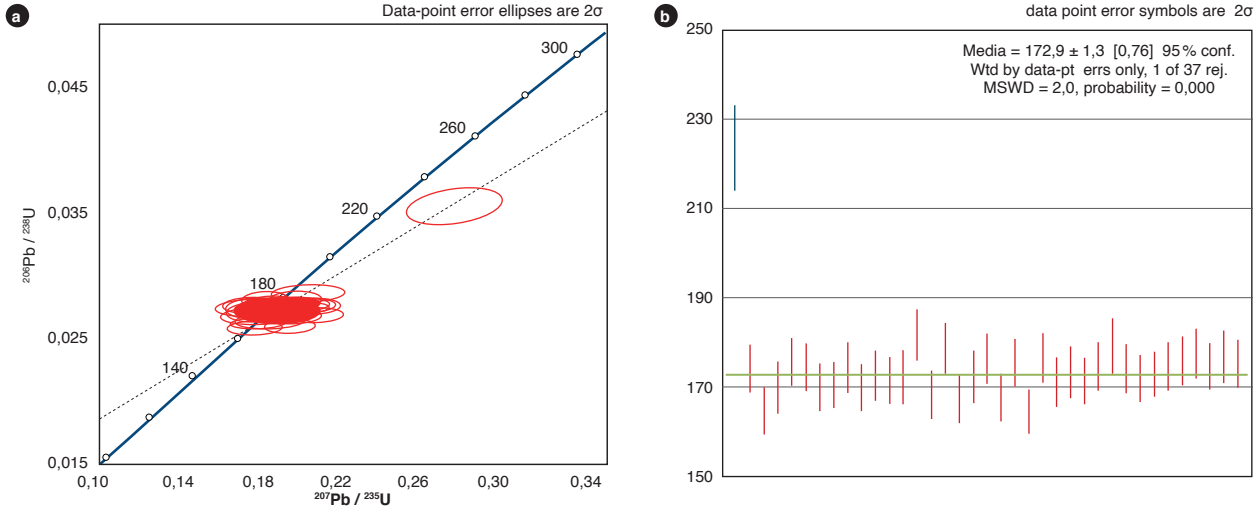


Figura 18. Edad obtenida en muestras de toba GZ-6774

asume que estén fechando la edad de cristalización. Una media ponderada calculada en un grupo de 15 circones da efectivamente una edad de 188,9 ± 1,6 Ma, que se interpreta como la mejor aproximación a la edad de cristalización de esta muestra (figura 19).

En la muestra GR-6636, que corresponde a un saprolito de lava andesítica, los circones son bipiramidales alargados (figura 19). Bajo CL se observa la presencia de zonamientos, algunos núcleos posiblemente heredados y bordes más luminiscentes.

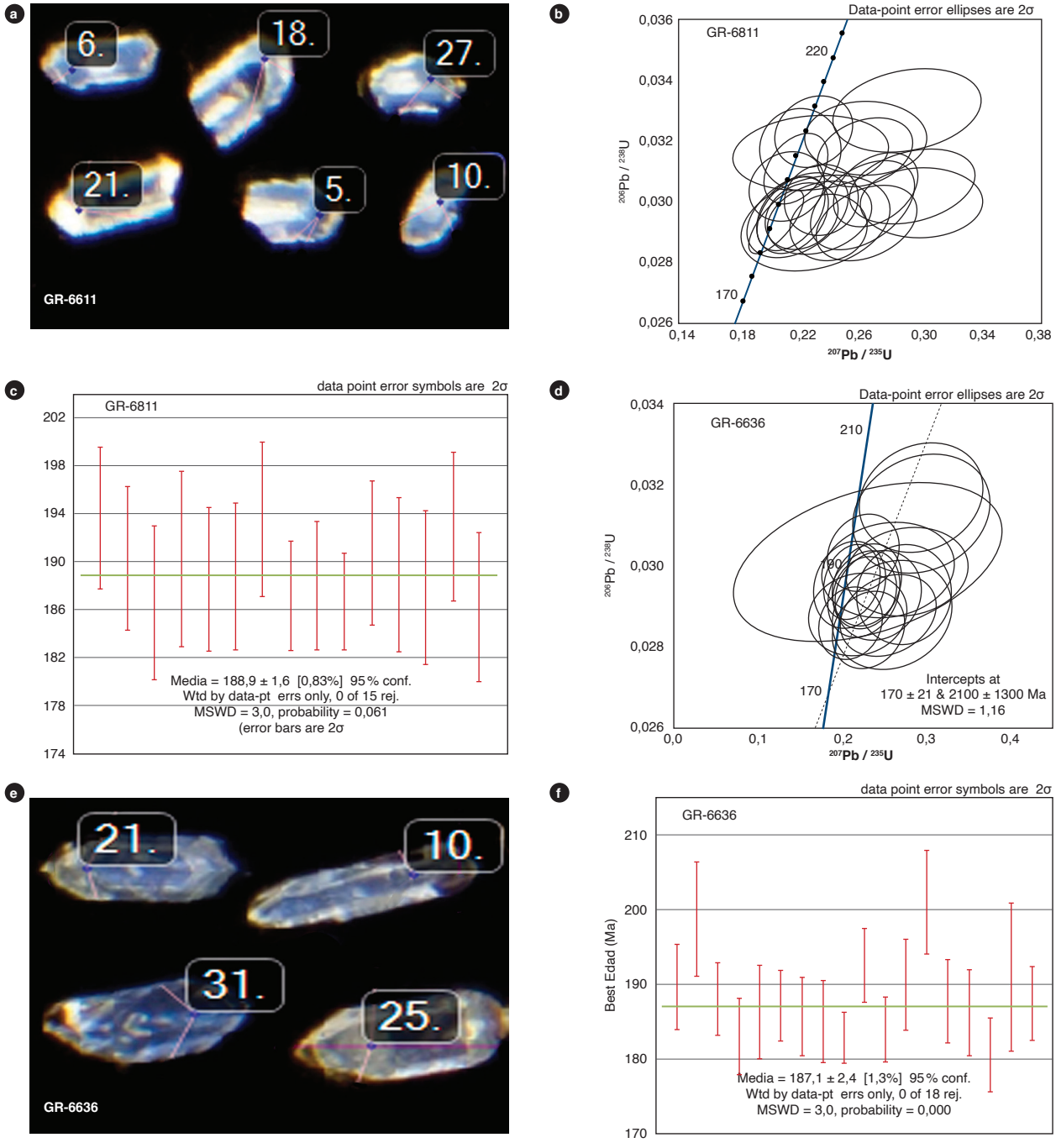


Figura 19. Edades obtenidas en muestras de lavas que afloran al occidente dela falla Betania-El Agrado, e imágenes de catodoluminiscencia de circones correspondientes a las muestras GR-6611B y GR-6636

En el diagrama de concordia (figura 19), dos de los circones analizados tienen una edad heredada paleozoica (510 ± 12 Ma), mientras que la gran mayoría tiene una edad mesozoica, inferior a los ca. 200 Ma. El conjunto de puntos que definen la edad de cristalización sugiere que los circones cristalizaron entre ca. 180 y ca. 195 Ma.

En el diagrama de media ponderada correspondiente a la muestra GR-6636 se observa cómo la mayoría de los circones analizados (n = 35) constituyen un grupo coherente. Para el análisis de la edad se tomaron solo aquellos circones con discordancias menores de 25 %, para un total de 18 circones, número suficiente para definir una

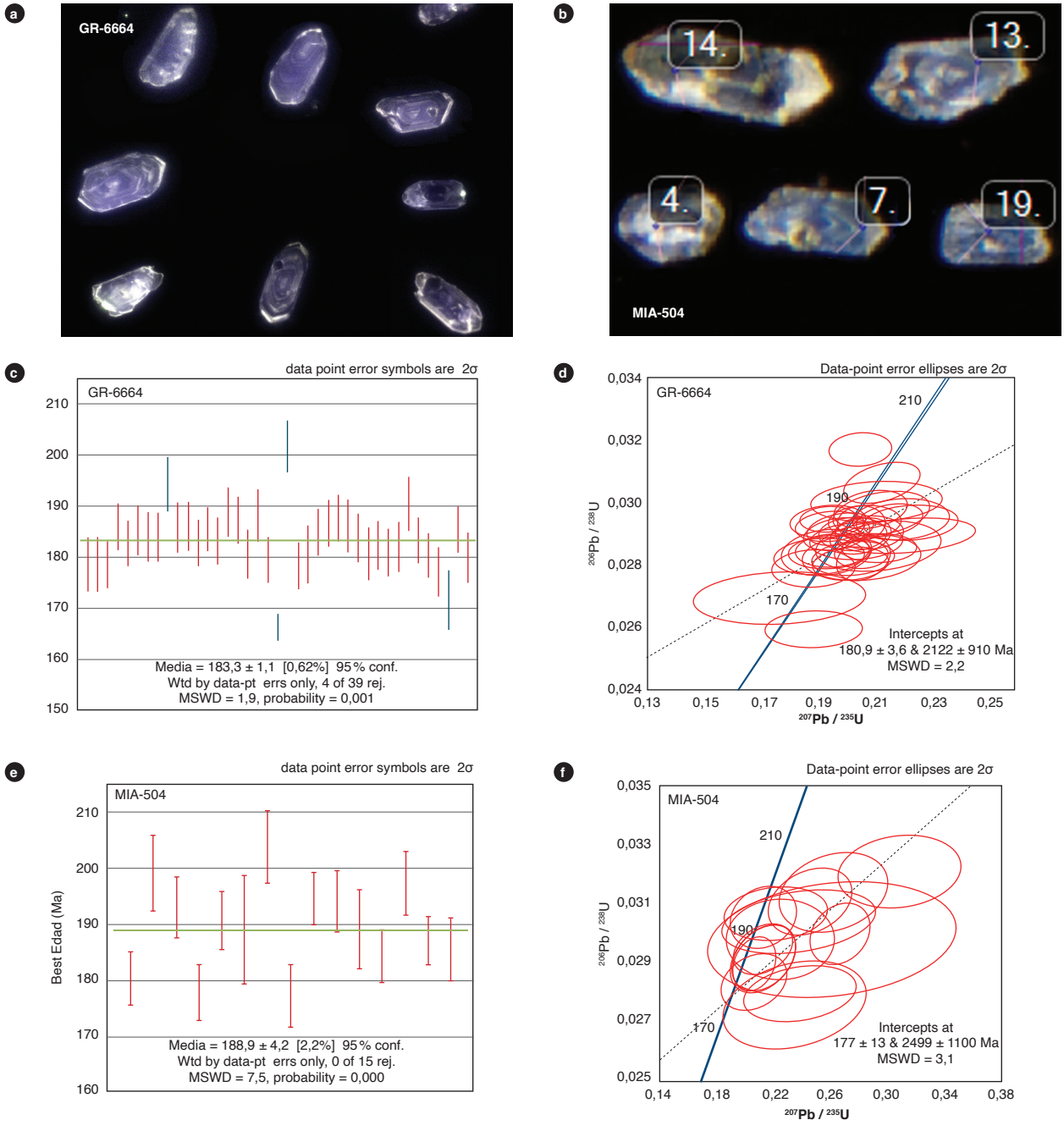


Figura 20. Edades obtenidas en muestras de lavas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado, e imágenes de catodoluminiscencia de circones correspondientes a las muestras GR-6664 y MIA-504

edad media ponderada de 187,1 ± 2,4 Ma, que se puede interpretar como la edad de cristalización de la roca.

Los circones de las muestras GR-6664, obtenidos a partir de un saprolito de lava andesítica, son euhedrales a subhedrales, y su tamaño varía entre 100 y 200 µm. Son transparentes, con sectores de color pardo claro, de formas prismáticas alargadas, si bien algunos son cortos achatados; la mayoría tiene inclusiones incoloras. Bajo CL se observan zonamientos oscilatorios y contrastes de luminiscencia (figura 20). Los circones analizados (n = 48) son cercanos a la concordia, con una edad comprendida entre 178 y 190 Ma. La edad obtenida a partir

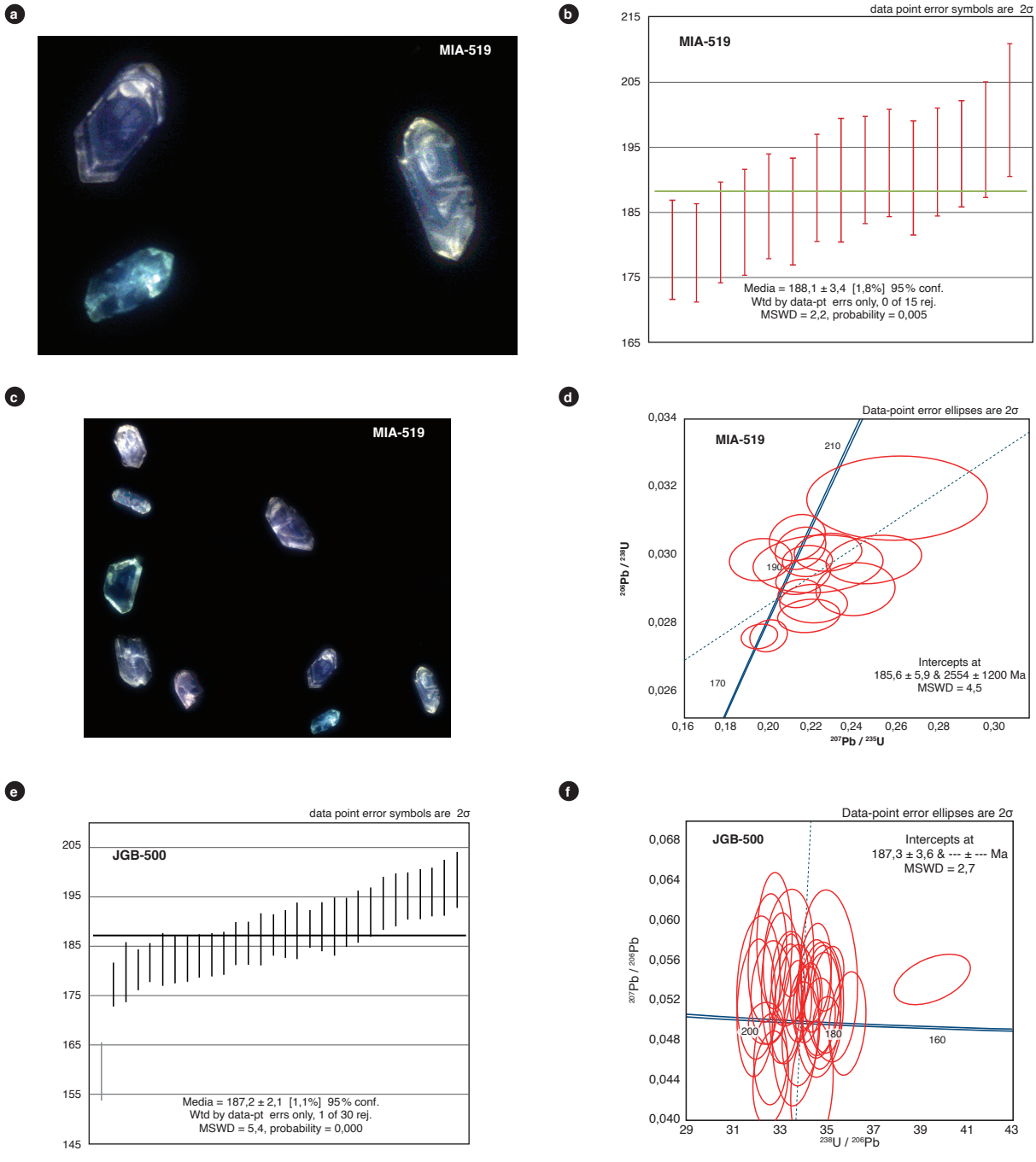


Figura 21. Edad obtenida e imágenes de catodoluminiscencia de circones correspondientes a las muestras MIA-519 y JGB-500

de 48 circones, descartando las edades con discordancias mayores de 10%, correspondiente a un n = 39, permite estimar una media ponderada de 183,3 ± 1,1 Ma, que se considera la edad de cristalización de esta roca.

En la muestra MIA-504, que corresponde a un saprolito de lava porfídica, los circones son generalmente más grandes de 150 µm. Bajo CL (figura 20), algunos muestran zonación sectorial, y otros, oscilatoria. Los análisis son algunos discordantes; sin embargo, se agrupan en una edad aproximada de 190 Ma. Los circones analizados (n = 22) se pueden interpretar como indicativos de la edad de cristalización. En el diagrama de concordia se observa cómo varios de los análisis realizados tocan la concordia misma. Para el análisis de la edad solo se seleccionaron los circones con discordancias menores de 25%, para un total de 16 circones, que definen una edad media ponderada de 188,9 ± 4,2 Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca.

Los circones de la muestra MIA-519 (figura 21), obtenidos de una muestra clasificada macroscópicamente como andesita, son de formas euhedrales a subhedrales, cuyos tamaños varían entre 20 y 100 µm, si bien predomina el rango entre 40 y 60 µm. Son de forma prismática corta y larga, de color transparente, en su mayoría con manchas color pardo, producto de oxidación; presentan inclusiones incoloras. La imagen de CL muestra zonación concéntrica que sugiere un origen ígneo. Los análisis realizados en la mayoría de los circones son concordantes, o muy cercanos a la concordia, con una edad comprendida entre ca. 179 y ca. 200 Ma. La edad obtenida a partir de 18 circones, tras descartar las edades con discordancias mayores de 15% (n = 14), permite estimar una media ponderada de 188,1 ± 3,4 Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta lava andesítica

Los circones de la muestra JGB-500, en promedio son menores de 200 µm. Son prismáticos a irregulares y tienen terminaciones entre bipiramidales y redondeadas. Bajo CL se observan núcleos más oscuros, formas internas complejas y zonamientos oscilatorios, con contrastes de luminiscencia.

Los circones analizados (n = 53) son generalmente concordantes, con edades que van desde 177 a 197 Ma.

La edad obtenida a partir de n = 29 circones, tras descartar las edades con discordancias mayores de 15%, permite estimar una media ponderada de 187,2 ± 2,1 Ma (figura 21), que se interpreta como la edad de cristalización de la lava andesítica. Se presentan cuatro circones heredados del Neoproterozoico y Mesoproterozoico; solo uno toca la concordia, con una edad de 969,8 ± 25,2 Ma.

6.2. Edades en tobas y lavas situadas al oriente de la falla Betania-El Agrado

Las edades obtenidas en rocas volcánicas colectadas al oriente de la falla Betania-El Agrado corresponden a cuatro muestras: JGB-355 (toba), GR-6649 (lava andesítica) GZ-6766 (dacita) y GZ-6769 (riolita).

Los circones de las muestras GR-6649 son, en promedio, de tamaño mayor de 200 µm. Son de formas prismáticas y tienen terminaciones bipiramidales. Bajo CL se observan zonamientos oscilatorios y contrastes de luminiscencia (figura 22).

Los circones analizados (n = 35) son generalmente concordantes o ligeramente discordantes, y definen dos grupos de edades: un grupo de ca. 180-190 Ma, y otro ligeramente más joven, de aproximadamente 172 Ma. En el momento de analizar los resultados de las edades de los circones, estos se separan en dos poblaciones, como se observa en el diagrama de concordia (figura 23a), y se grafica por separado la concordia de cada población de edades. Los diagramas de la media ponderada dieron edades de 183,30 + 0,30-3,30 Ma en la población de circones más viejos (n = 20) (figura 23b), y de 171,45 + 0,95-2,95 Ma en la población más joven de circones, a partir de n = 12 circones (figura 23c). En ambas edades se tomaron solo aquellos circones con discordancias menores de 25%. La edad promedio de las dos poblaciones es de 177,0 ± 2,2 Ma. La edad más joven de esta muestra representaría la edad de cristalización de la lava andesítica, es decir, 171,45 + 0,95-2,95 Ma, dato que es coherente con los resultados del pulso magmático, que generó plutones como el Granito de Garzón, el Monzogranito de Algeciras y el Monzogranito de Altamira, y más joven que las rocas de la Formación Saldaña y los plutones que afloran en el borde oriental de la cordillera Central y la serranía de Las Minas, con edades entre 186 y 189 Ma. La edad más antigua, de 182,9 ± 1,2 Ma, podría corresponder a circones heredados de un evento magmático anterior.

La muestra de circones JGB-355, que corresponde a un saprolito de toba, muestra circones alargados con formas prismáticas bipiramidales a cortos y ovoides, con tamaños inferiores a 200 µm. Bajo CL, los circones presentan núcleos claramente desarrollados y bordes luminiscentes.

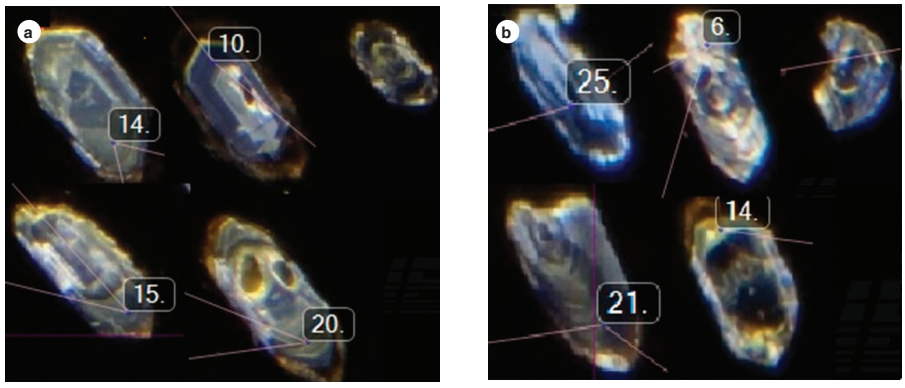


FIgura 22. Imágenes de catodoluminicencia correspondientes a muestras de circones extraídos de rocas situadas al oriente de la falla Betania-El Agrado. a) Muestra GR-6649. b) Muestra JGB-355.

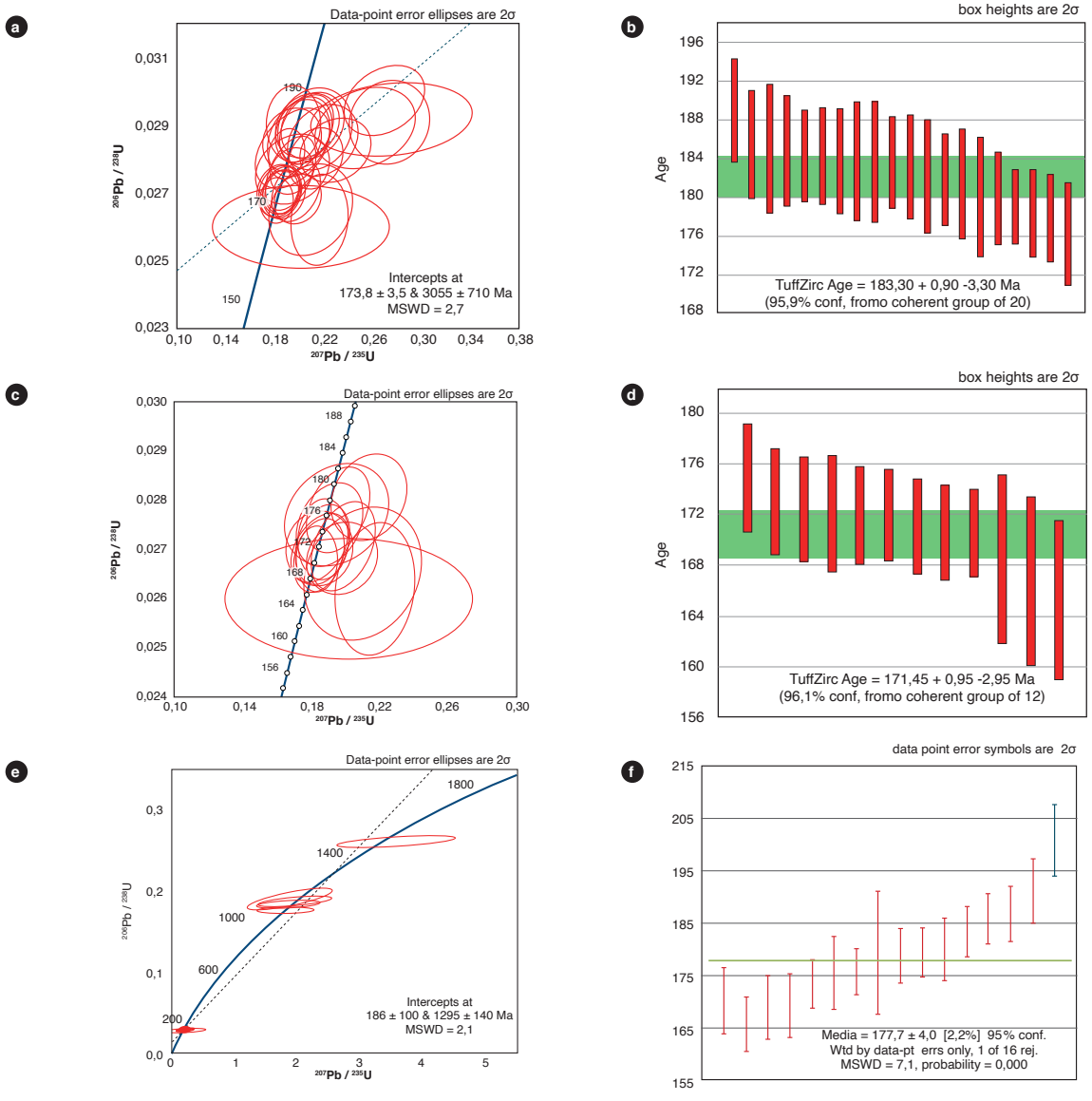


Figura 23. Edad U-Pb en circones. Diagrama de concordia y diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar a, b, c y d) Muestra GR-6649. e y f) Muestra JGB-355).

El diagrama de concordia (figura 23e), muestra la presencia de edades proterozoicas heredadas entre 980Ma y 1060Ma, así como los circones de cristalización, con edad menor de 200 Ma. Si se analiza la edad de cristalización de esta toba, se observa que los circones analizados son generalmente concordantes, con una edad comprendida entre 160 y 200 Ma.

En el diagrama de media ponderada correspondiente a la roca JGB-355 (figura 23f), 16 de los 35 circones analizados definen una edad promedia de 177,7 ± 4,0 Ma, con discordancias menores del 25%, que se interpreta como la edad de cristalización de la roca, y es una edad similar a la obtenida en la cuarzolatita de Teruel, plutón que se localiza en el mismo bloque de esta muestra. Los circones heredados muestran una población de datos con edades concordantes con la orogenia Grenville, en cuatro circones que tienen edades en el rango de 980 Ma a 1080 Ma. Tres circones se reparten entre las orogenias San Ignacio y Río Negro, con edades de 1460, 1570 y 1630 Ma, algunos de ellos discordantes (figura 24).

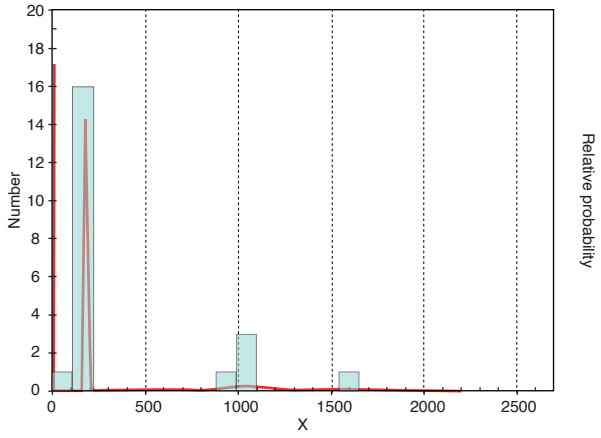
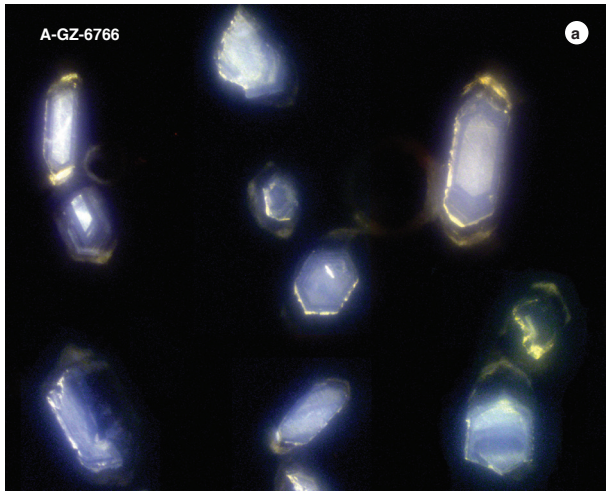


Figura 24. Histograma de distribución de edad relativa de circones heredados en la muestra JGB-355

La muestra GZ-6766 corresponde a una lava de composición dacítica. Los circones son prismáticos cortos, euhedrales, teñidos por óxidos de hierro, de tamaños entre 50 y 130 µm. Bajo CL, los circones presentan zonación concéntrica típica de granos desarrollados en ambiente magmático (figura 25). Algunos análisis son discordantes; sin embargo, la mayoría de edades se encuentran en el intervalo de 168 a 174 Ma. Los circones analizados (n = 49) se pueden interpretar como indicativos de la edad de cristalización. Para el análisis de la edad se seleccionaron solo circones que tuvieran discordancias menores de 15%, para un total de 30 circones, que definen una edad media ponderada de 170,7 ± 2,4 Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca (figura 26).

La muestra de circones GZ-6769 corresponde a una lava de composición riolítica. Los circones son transparentes, y predominan las formas prismáticas cortas, euhedrales de dos tamaños. Bajo CL, los circones presentan zonación concéntrica típica de ambientes magmáticos



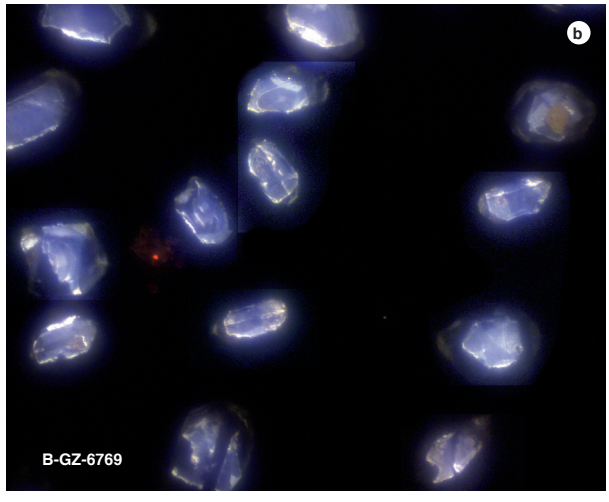


Figura 25. Imágenes de catodoluminiscencia corresondientes a circones a) GZ-6766. b) GZ-6769.

(figura 25). La mayoría de edades se encuentran en el intervalo de 164 a 180 Ma. Los circones analizados (n = 57) se pueden interpretar como indicativos de la edad de cristalización.

Para el análisis de la edad se seleccionaron solo aquellos circones que tenían discordancias menores de 20%, para un total de 29 circones, que definen una edad media ponderada de 168,0 ± 2,5 Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca (figura 26).

Existen diferencias en el aspecto macroscópico, edad, composición química y composición petrográfica de las rocas volcánicas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado y aquellas que afloran al oriente de dicha falla. Por tal razón se propone asociar a la Formación Saldaña únicamente los bloques tectónicos regionales de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias que presenten edades en los intervalos de 186 a 190 Ma, y 178 a 182 Ma. Por el contrario, los bloques cuyas edades estén entre 168 Ma y 173 Ma, y que afloran al oriente de la falla Betania-El Agrado, deben relacionarse con una unidad volcano-sedimentaria más joven, a la que se propone llamar *vulcanitas de Pitalito*.

La figura 27 resume las edades obtenidas en rocas de la Formación Saldaña y en las vulcanitas de Pitalito. La mayoría de bloques de la Formación Saldaña presentan edades entre los 186 y 190 Ma. Unas cuantas edades son menores, y concuerdan con los pulsos que generaron los plutones del valle superior del Magdalena (VSM) y el Pu-

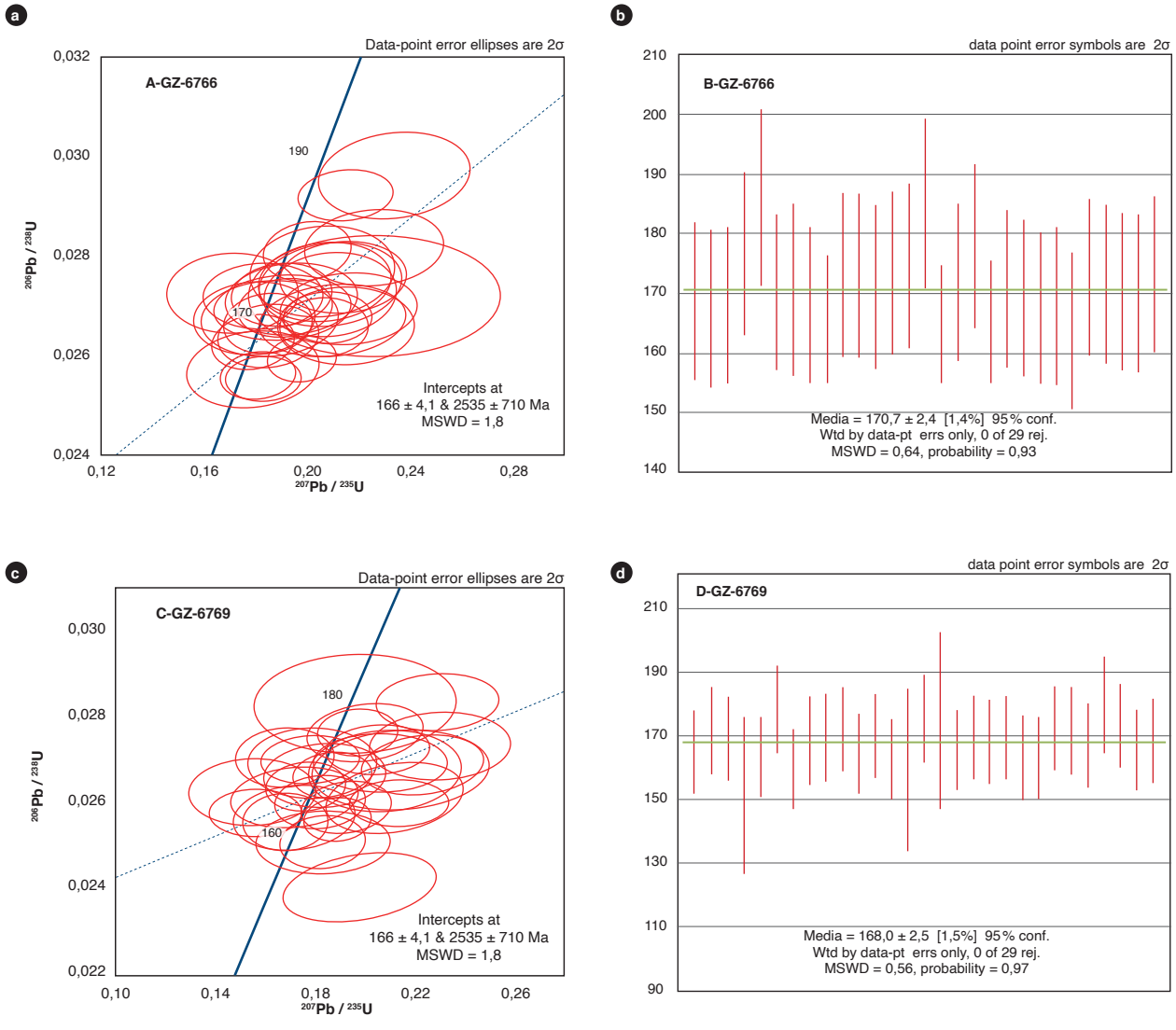


Figura 26. Edad U-Pb en circones. Diagrama de concordia y diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar a y b) GZ-6766. c y d) GZ-6769.

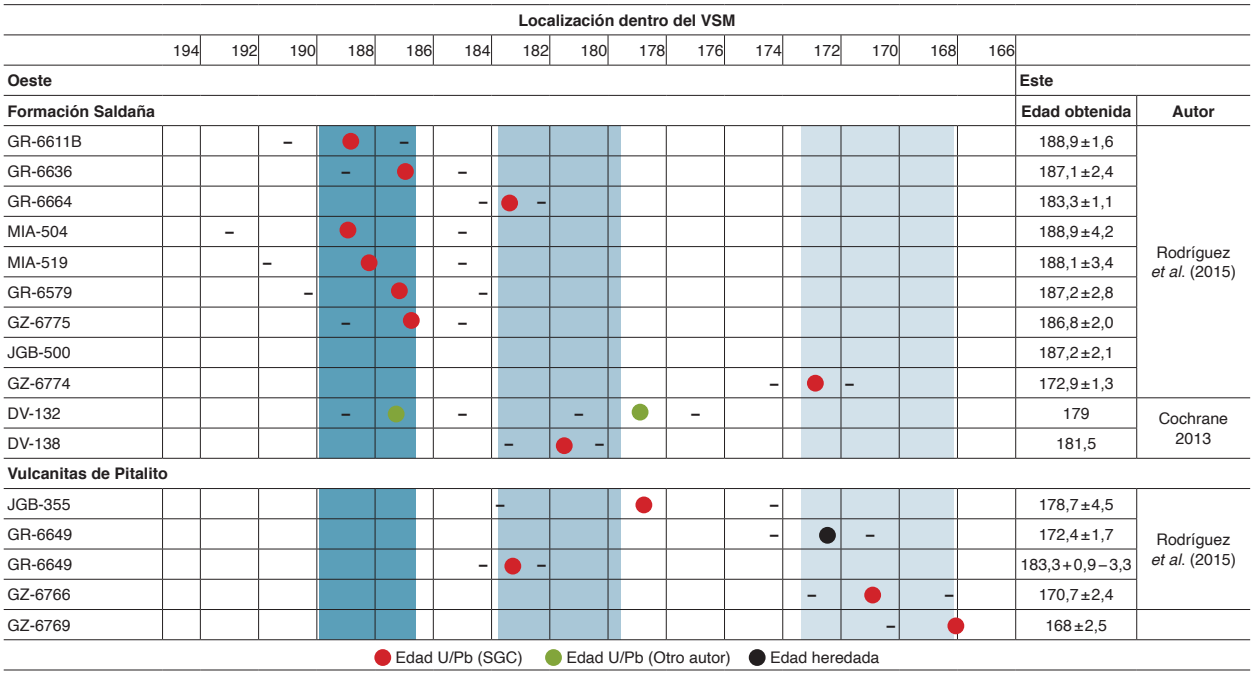


Figura 27. Edades obtenidas en rocas de la Formación Saldaña y en las vulcanitas de Pitalito
En azul, pulsos magmáticos asociados a edades en plutones del VSM.

tumayo, que comprenden los intervalos entre 168-173 Ma y 178-183 Ma. Aunque se realizó un número significativo de dataciones U/Pb, hacia el Putumayo quedaron vacíos de información correspondientes a algunos de los bloques más orientales sin dataciones.

En la muestra GR-6579 la relación Th/U varía entre 0,42 y 0,92; en la muestra GR-6636, entre 0,73 y 1,40, y en la muestra GR-6649, entre 0,74 y 3,25, con la mayoría de datos cercanos a 1; en la muestra JGB-355 varía entre 0,5 y 2,6, y en la muestra MIA-0504 varía entre 0,54 y 1,54, con la mayoría de valores de la relación Th/U alrededor de 1, lo que sugiere un origen ígneo, de acuerdo con Belousova *et al.* (2002), concordante con la forma prismática corta de los circones y la zonación oscilatoria concéntrica en algunas de las muestras (figura 28).

Los circones de las muestras GR-6579, GR-6636 y MIA-504 presentan, en general, relaciones Th/U más bajas que las muestras GR-6649 y JGB-355, como se observa en la figura 28. Esta diferencia concuerda con la localización espacial de las muestras y con la diferencia litológica, química y de edades de los pulsos que generaron las rocas.

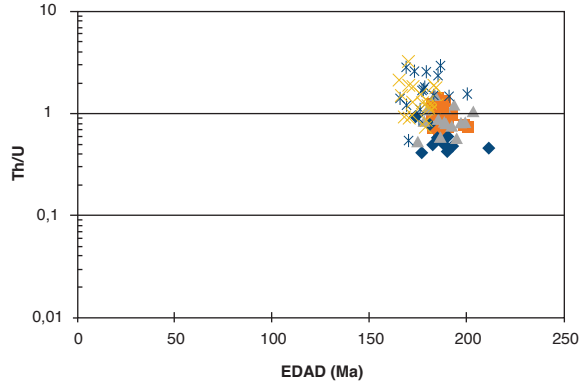


Figura 28. Relación Th/U contrastada con la edad, en circones de algunas muestras de la Formación Saldaña
Rombos (GR-6579), cuadros anaranjados (GR-6636), triángulos grises (MIA-504), x amarillas (GR-6649) y asteriscos azules (JGB-355).

La figura 29 muestra la relación Th/U contrastada con la edad en los circones heredados presentes en la muestra JGB-355. Los circones que muestran edades grenvillianas tienen relaciones de Th/U entre 0,1 y 0,6, mientras que los circones de edades concordantes con la orogenia San Ignacio tienen una relación Th/U de 1,2 a

1,6. La relación Th/U en el circón de 1630 Ma de edad es de 0,4.

El análisis de ICP-MS permite determinar la abundancia de los elementos traza de cada circón (tablas 7 y 8) de las muestras GR-6579, GR-6636, GR-6649, JGB-355 y MIA-504.

Los valores de REE se normalizaron al condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* en cada uno de ellos. En la figura 30 se presentan los patrones de tierras raras normalizados al condrito; se observa un comportamiento paralelo y homogéneo en la mayoría de los circones de las cinco muestras, con anomalía positiva de Ce, que indica un magma parental con condiciones oxidantes (Belousova *et al.*, 2002) y cristalización en las primeras fases de fraccionamiento magmático (Nardi *et al.*, 2013); además, las muestras presentan incremento en los valores de las REE medias hacia las pesadas, con anomalía negativa en Eu, que, según Belousova *et al.* (2002), es significativa en rocas que han sufrido fraccionamiento magmático con una tendencia hacia las rocas félsicas. La anomalía negativa de Eu sugiere que la plagioclasa fue creciendo durante la formación del circón.

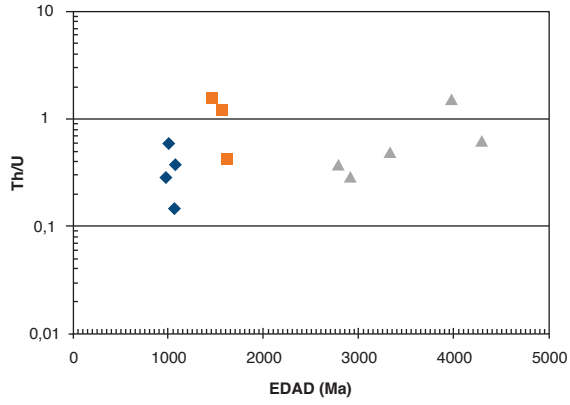


Figura 29. Relación Th/U contrastada con la edad, en circones heredados de la muestra JGB-355

Las muestras GR-6579 y MIA-504 presentan dos y un circón, respectivamente, anómalos, con un mayor enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), lo que puede sugerir que estos circones cristalizaron junto con otro mineral abundante en los elementos de las LREE.

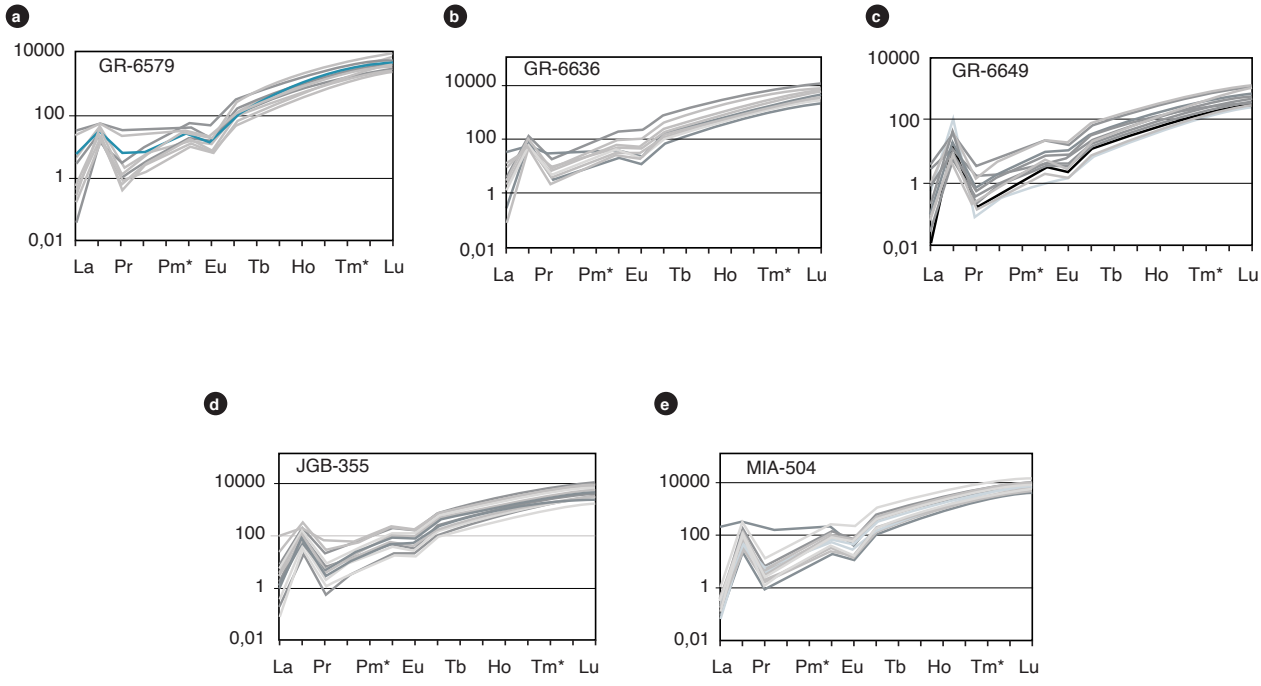


Figura 30. Patrón de análisis de tierras raras de circones de las muestras GR-6579, GR-6636, GR-6649, JGB-355 y MIA-504 normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995)

Según Wang *et al.* (2012), la química de algunas tierras raras en circones magmáticos permite diferenciar magmas generadores de granitos de tipo I, S y A. En la figura 31 (modificada a partir de Wang *et al.,* 2012) se muestran los campos de los diferentes tipos de magmas generadores de granitos y la localización de 99 análisis de circones correspondientes a las muestras datadas por U/Pb de la Formación Saldaña, que grafican en el campo de los magmas generadores de granitos de tipo I. Algunos circones se localizan por encima del campo de los granitos tipo I, en un mismo tren composicional en cada muestra.

Los valores de Pb encontrados en los circones de la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito son menores de 25 ppm; las concentraciones de Th varían entre 46 y 700 ppm, y únicamente ocho circones presentan concentraciones de Th > 700 ppm. La relación Th/Pb en la mayoría de los circones varía entre 12,2 y 60, lo que concuerda con las altas concentraciones en los granitos tipo I, que oscilan entre 15 y 60 (Wang *et al.*, 2012); por su parte, las concentraciones de Y están en el intervalo de los granitoides tipo I, que van de 500 a 4534 ppm (Wang *et al.,* 2012).

Tabla 7. Elementos traza a partir de circones, muestras GR-6579, GR-6636 y MIA-504

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
GR-6579																					
Circón_036	110	43	1493	3.44	0.045	12.8	0.051	1.23	3.7	0.83	21.2	9.08	115	50.8	253	538	118.2	11060	5.143	63	148.3
Circón_038	-10	68	1611	2.53	-0	13.5	0.059	1.51	3.48	1.68	25.4	9.48	128.2	52.2	256	532	119.3	10230	4.85	83	143.6
Circón_039	-40	42	1261	1.24	0.053	6.91	0.079	1.38	2.85	1.29	18.8	7.1	97.7	40.7	205	430	94.3	11150	2.393	33.5	70.2
Circón_042	200	38	1352	3.19	0.72	19.3	0.33	3.1	3.18	0.52	21.9	7.85	108.3	46.3	219	471	95.4	13540	5.383	91.1	181.4
Circón_043	200	26	1925	2.23	0.061	15.7	0.084	1.36	5.16	1.11	34.4	12.47	162.1	66.5	313.4	614	123.2	14710	5.398	109.9	184.4
Circón_051	130	23	1566	3.63	0.97	34.6	0.36	3.01	3.6	1.02	23.9	8.35	120.4	49.9	250	590	126.9	17070	8.925	221.8	305
Circón_052	-160	26	1158	1.43	0.021	10.4	0.091	1.4	3.52	1.25	19	7.13	93.1	39.1	186	392	84.1	12820	3.58	48.7	105
Circón_053	30	18	1575	4.37	-0	25.1	0.096	1.36	2.46	0.59	25.6	9.02	120.4	51.1	257	579	123.9	16910	5.725	104	193.3
Circón_054	-20	19	2462	3.91	0.047	19.9	0.251	2.72	6.05	2.15	40	14.93	194.2	83	409	855	179.3	14430	6.068	104.7	197.1
Circón_055	-40	23	1425	3.53	0.008	20.8	0.037	1.41	3.07	0.52	20.9	8.13	111.5	46.5	229	514	109.4	15540	6.45	106.6	201.5
Circón_056	-70	16	682	2.01	0.027	17.1	0.059	0.71	1.4	0.42	9.23	3.67	45	20.42	110.3	302	71.6	15540	5.5	90.3	174
Circón_059	490	-19	1296	3.35	-0	19.6	0.05	1.14	2.3	0.53	20	8.77	109	44.9	216.5	454	96.9	12640	6.073	94.6	181.1
Circón_060	1200	-15	1425	3.62	5.7	33.2	1.9	11.4	5	0.95	26.4	9.15	120.3	48.8	233	469	98.9	11900	7.143	117	214.4
Circón_061	-80	-10	1432	3.91	0.025	22.2	0.092	1.05	3.64	0.56	23.9	8.71	116.3	48.1	231.9	494	106.2	14170	7.25	124	223
Circón_062	340	1	935	2.63	0.061	17.8	0.032	1.04	1.79	0.35	13.3	4.83	66.6	30.24	155.1	370	82	13220	4.648	76.78	135.9
Circón_063	130	33	2890	4.1	0.075	16.9	0.188	4.89	9	2.93	61.9	20.7	259	100.9	459	856	177.3	11690	8.175	175	245.9
Circón_064	-110	28	1478	5.14	0.15	22.3	0.058	1.13	3.8	0.4	22.1	8.4	112.5	50.3	240	532	112.6	13490	5.41	91.6	162.2
Circón_065	-110	16	2610	4.78	0.058	35.4	0.198	2.96	6.39	1.99	41.4	15.21	205	85.7	413	835	174.7	11800	8.375	241	262
Circón_066	910	19	3710	17.2	0.044	33.3	0.11	2.26	6.73	0.32	55.6	21.7	299	125.1	597	1193	245	16770	30.23	437.3	927
Circón_067	560	58	1780	5.73	1.29	20.8	0.58	3.2	4.25	0.67	25.7	9.8	134	59.1	285	628	136.4	13950	7.828	104.6	242.6
Circón_068	480	33	1710	4.39	-0	30.3	0.132	2.38	4.1	1.12	27.3	10.67	136.7	56	280	597	128.7	12360	8.123	252.1	270.4
Circón_069	410	23	1289	2.8	-0	12.8	0.034	1.2	2.4	0.66	16.9	6.57	93.1	41.47	210.9	503	117	11840	4.328	56.5	135.3
Circón_070_GR-6579	1510	19	1090	2.47	7.9	32.4	3	16.4	5.6	1.05	21.8	7.37	92.3	38.2	183	368.5	74.4	11170	4.688	79.9	144.9
GR-6636																					
Circón_036	190	33	3290	2.72	0.236	36.3	0.46	8.1	15.9	5.85	81.3	26.3	305	116	509	936	188	9030	4.425	174	135
Circón_039	340	16	1840	2.85	0.082	33.5	0.251	4.11	8.2	3.13	35.1	12.8	159	62.8	295	602	118.8	12570	3.39	84.9	110.2
Circón_042	1120	69	5330	4.65	1.47	89.3	1.59	17.1	29.2	13	155	48.4	551	193.5	853	1506	293.6	10110	13.8	388	421
Circón_043	240	8	2620	2.01	0.149	29.7	0.49	8.8	14.2	6.62	73.5	22.9	259	96.2	406	766	149.2	11520	3.128	133	107.6
Circón_044	350	6	1610	2.48	0.93	26.2	0.47	3.6	4.74	2.16	32	10.97	139.3	57.7	272	548	114.6	9290	2.678	59	84
Circón_047	190	-1	1145	2.93	1.7	32.3	0.84	5.1	5.3	1.6	21.5	8.07	92.6	39.5	184.5	408	87.9	12050	6	186	193.4
Circón_048	240	35	3040	5.14	0.053	79.8	0.259	4.5	9.7	4.77	60	19.7	255	100	462	899	185	9640	9.825	424.7	304
Circón_051	400	19	777	1.55	3.15	26.2	1.02	6.4	3.22	1.21	14.2	5.18	67.3	26.99	131	288.5	61.9	10150	2.32	51.48	71.7
Circón_053	350	39	3654	3.95	0.51	57.3	0.69	7.6	14.8	5.54	73.7	26.58	330.8	130.3	597	1176	231.8	11200	5.71	223.6	198
Circón_055	430	27	1870	2.81	0.059	32.9	0.344	5.06	8.5	2.55	38.5	13.3	162	64	305	676	140	11370	5.975	186	195
Circón_062	20	28	2700	4.39	0.13	40.2	0.253	3.49	6.5	3.36	46.3	16.84	212	88.7	416	873	181.7	11720	4.67	153.9	153.8
Circón_063	330	-8	2075	2.71	0.014	33.8	0.279	5.17	9.5	3.14	45.8	15.51	187.9	72.8	341.4	700	145.4	12880	4.13	127.7	132.7
Circón_064	60	13	996	1.28	7.9	34	2.5	15	6.6	2.04	24.4	7.22	87.4	34.3	165	353	76.9	10740	2.168	46.4	63.3
Circón_065	400	43	1740	2.75	0.215	28.5	0.301	3.4	5.61	2.63	32.3	10.87	142.2	58.6	281	597	125.6	11390	3.58	94.8	115.6

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Circón_066	280	-10	2824	3.38	0.073	38.5	0.4	5.21	11.6	5.85	63.1	21.82	257.4	99.8	451	850	172.2	8500	4.103	137.7	124.1
Circón_067	60	14	1440	2.88	0.55	28.3	0.5	5	5.69	1.31	27.5	9.65	121.4	47.8	231	517	112.5	12440	5.985	164.7	195.6
Circón_069	260	-26	1212	3.52	0.5	41.6	0.29	2.43	3.02	0.69	23.7	8	99	41.4	206	457	89.3	17360	5.725	146.6	201.3
Circón_070	320	48	3090	3.89	0.138	47	0.196	4.3	10.4	4.54	60.5	21.4	279	109.1	503	954	197	9790	4.978	162	155.1
MIA-504																					
Circón_078	90	8	4030	11.7	0.22	135	0.58	7.7	19	4.14	109	34.4	409	154.6	660	1243	234	10740	14.68	593	500
Circón_080	430	2	1815	2.63	0.087	27	0.205	3.89	7.4	2.5	39.5	13.27	166	63.6	295	574	117.1	7500	5.835	134.1	160.4
Circón_082	-300	4	1475	1.91	0.013	17.5	0.124	1.99	3.96	1.88	22.7	9	114.4	51.5	238	498	103.4	6400	2.983	63.9	82.3
Circón_083	1230	33	2090	4.38	0.14	52.1	0.262	3.6	6.7	2.56	41.2	14	177	73	335	716	144	9910	6.4	183	206
Circón_084	###	25	3237	8	51	191	17	71	29	1.37	81	25.4	288	113.3	518.6	999	196.1	####	11.54	301	377
Circón_085	120	77	1325	1.63	0.063	13.2	0.178	2.69	4.5	1.98	19.5	8.79	109.2	44	211.2	437	93.4	6350	2.153	49	59.9
Circón_086	900	47	2550	2.64	0.085	37.5	0.204	3.04	9.2	4.49	46.3	15.3	201	86.2	396	801	166	9200	3.39	103.2	98.8
Circón_088	500	46	2040	11	0.16	50.6	0.119	1.07	3.5	0.62	31.1	10.8	154.9	67.2	332	763	157.4	13910	7.45	128.4	237
Circón_089	-360	-27	1260	2.72	0.033	14.7	0.079	1.04	2.71	0.64	19.5	7.6	103	42.8	207	449	93	9910	5.175	83	144
Circón_090	950	-1	1930	4.36	-0	57.1	0.175	2.73	6.1	2.81	36.4	13.7	173	67.3	315	606	121.7	8230	7.05	251	202
Circón_091	810	31	2830	4.8	0.062	61.9	0.34	6.2	11.4	5.65	68.2	21.3	262	97.4	430	842	162	9250	4.575	151	132
Circón_093	1480	12	7250	11.1	0.2	206	1.11	17	36.5	12.7	210	66.3	738	268	1141	2000	376	10240	17.8	860	560
Circón_094	800	9	2660	3.01	0.057	31.9	0.315	4.8	10.8	3.16	64.9	20.3	253	94.7	417	819	154	9650	7.615	178	218.3
Circón_096	1390	29	2820	8.7	0.144	48.5	0.26	2.71	6.6	1.11	43.4	17.3	221	95	447	960	188	14310	12.08	235	390
Circón_097_MIA-504	1410	38	2180	9.6	0.021	73.8	0.09	2.08	6.3	0.81	36.2	12.99	181.5	73	343	713	138.9	14500	11.02	299.3	342

Tabla 8. Elementos traza a partir de circones de las muestras GR-6649 y JGB-355

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
GR-6649																					
Circón_001	2900	4	4750	6.92	8.7	244	3.16	27.2	32.8	9.07	129.4	40.2	464	165.3	701	1227	244	10620	5.468	319	185.7
Circón_002	2400	10	829	1.5	-0	21.4	0.137	1.55	1.61	0.93	14.4	4.86	64.6	26.4	131.1	321	71.9	13670	1.428	34.7	45.5
Circón_003	-2200	28	1357	2.77	0.39	42.6	0.187	1.84	3.64	1.68	21	7.79	103.9	43.3	214	496	109.8	8970	2.673	83	88.9
Circón_005	-200	-6	1750	6.19	1.7	74.1	0.79	3.7	4.87	1.85	24	9.43	124	52.8	270	723	168	15770	16	670	569
Circón_006	1400	24	964	2.96	-0	50	0.077	1.36	2.9	0.83	15.3	5.35	75	30.5	153.7	366	80.8	13320	4.703	159.8	166.1
Circón_007	-400	16	1184	2.52	0.33	32.8	0.222	3.54	4.95	1.66	25.3	7.98	99.3	38.8	181.3	419	91.7	10820	2.885	105.6	93.5
Circón_008	-1500	9	3040	7.46	-0	138	0.307	5.61	7.69	2.24	41.5	14.4	196	87.5	472	1290	295	12960	12.5	553	429
Circón_009	-1000	30	5860	35.2	0.082	673	0.88	21.1	41.7	13.06	183.6	54.5	592	203.5	850	1528	292.1	11440	28.58	3235	996
Circón_010	100	17	2630	4.45	2.16	105	1.23	11.9	15.8	4.92	71.3	22.5	253	92.5	412	818	173.3	8970	6.325	455	210
Circón_011	3000	32	2520	6.07	0.43	92.1	0.47	6.94	10.9	1.92	56.9	18.5	223	82.8	373	748	155	12190	11.08	725	389
Circón_012	-100	7	1253	3.91	0.092	74.4	0.124	2.06	2.81	1.26	18	6.16	83.8	36.2	199	512	119.8	12890	6.068	226.4	212
Circón_014	-700	9	1170	3.72	-0	46.5	0.072	1.49	3.82	1.09	18.4	6.64	86.4	37.4	186	472	106.2	13850	3.603	103.5	123
Circón_015	-1300	4	1412	4.55	0.044	59.8	0.134	2.52	3.53	1.14	22	7.52	94.9	43.5	230	591	133	15190	4.65	128	160
Circón_016	80	26	845	1.63	0.082	30.1	0.14	2.38	3.16	1.35	16.1	5.37	67.9	28.1	137	295	65.5	9130	4.18	178	135.4
Circón_017	-600	30	3277	22.1	0.16	181	0.156	2.92	6	1.79	39.8	16.21	226	100.6	532	1296	279.6	12870	13.45	445.7	471.5
Circón_018	-400	34	1694	3.69	-0	53.1	0.13	2.49	4.16	1.8	30.2	10.53	135.7	56.2	267.5	602	132	8710	3.365	120.5	104.3
Circón_019	870	10	1720	2.02	-0	43.7	0.161	2.74	6.3	3	34.2	11.72	149	57.5	277	571	126.6	9120	2.79	108	89
Circón_020	580	26	1035	3.28	-0	53.3	0.116	2.54	3.29	1.12	17.5	6.07	79.3	33	166	391	84.3	12910	4.015	130	135.4
Circón_021	1140	4	1980	4.18	0.129	88.4	0.209	4.02	7.9	2.93	43.3	14.5	178	67.1	314	579	121	7600	3.925	227	120
Circón_022	290	17	1498	5.96	0.68	63.4	0.25	2.47	2.93	1.33	20.2	7.31	105.2	46.5	249	652	149.6	14050	5.125	134.4	181
Circón_023	320	-10	2930	10.1	0.3	149	0.303	3.67	7.3	3.18	44.6	16.9	227	93.7	462	1043	225	13130	6.775	291	246
Circón_024	690	36	2230	1.43	0.055	41.3	0.503	6.03	10.9	5.5	50.8	16.14	190	74.2	344	689	151	7860	2.42	134.2	78.5
Circón_025	940	21	2602	1.78	0.049	55.6	0.61	9.7	15.4	6.21	72.7	21.9	240	86.3	395	772	161.2	10180	3.045	169.4	104.5
Circón_027	2320	1	1263	2.81	6.3	56.3	1.71	7.2	4.53	1.78	21.4	7.33	93.9	39.6	203	504	114.3	14020	3.75	111.2	128.2
Circón_028	750	-23	2870	13.8	0.04	151	0.136	1.96	5.19	1.35	32.6	12.41	180	81.8	455	1169	265.2	12900	14.73	651	485
Circón_029	-370	-14	1057	2.14	0.03	35.9	0.165	3.51	5.5	1.7	23.8	7.7	92.1	36	170.6	397	87.7	11450	2.613	81.9	80.9
Circón_030	-80	26	1610	4.25	6.5	74.2	1.69	8.9	6.6	1.54	31.4	10.3	126	53.4	260	573	127	13090	4.45	176	152
Circón_031	430	16	1611	4.49	0.51	73.8	0.43	3.79	5.2	2.62	31.3	10.53	137.1	53.4	244.5	499	106.1	6026	3.165	170.2	115.5
Circón_032	570	9	3048	3.84	0.226	84.2	0.565	10	15.9	6.91	76.2	24.16	276.3	107.1	476	969	201.2	8710	5.585	289	181.5
Circón_033	770	-15	5930	10.5	0.58	295	1.25	22.1	32.6	11.5	163	50.6	581	208	920	1700	336	11740	11.95	786	412
Circón_034	-380	2	2106	2.37	0.042	57.9	0.206	3.6	6.2	3.66	47.1	15.1	187.2	71.9	329.2	640	135.5	7040	3.5	186.9	106.1
Circón_035	-60	25	1623	1.56	0.05	40.6	0.328	4.46	6.47	2.38	35.4	11.88	140.4	53.4	255	548	118.1	9960	3.383	146.2	106.2

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
										GJB-355											
Circón_001	240	47	1137	2.41	0.022	13.8	0.052	1.29	2.75	1.27	20.6	7.05	97.7	37.3	181	454	90.7	13430	3.505	77.4	139
Circón_003	690	53	3220	7.1	0.13	155	0.6	8.3	17	6.35	104	30.2	331	109.7	466	851	157.1	9800	7.813	705.5	276.6
Circón_004	560	8	1800	2.03	1.37	49.4	0.56	5.61	7.9	2.98	43.1	13.3	156	60.3	280	580	109.9	9200	2.558	118.2	78.9
Circón_006	150	24	1526	5.57	0.42	58.5	0.185	3.99	6.59	1.91	35.7	11.83	141.1	52.8	233.4	472	88.6	10740	4.27	225	158.4
Circón_009	-40	67	3220	8.6	0.7	148	0.28	6.9	11.6	3.15	65.8	23.2	279	107.1	504	1116	186.3	12440	8.085	530	315.2
Circón_010	1270	8	2336	7.2	1.75	161	0.97	6.8	11.9	2.47	62.3	18.7	219	79.4	349	663	123	9140	10.13	984	341
Circón_013	-170	25	4960	8.1	1.9	197	1.87	16.1	30.9	9.3	138	44.1	487	175	747	1490	253	10680	9.05	780	325
Circón_014	450	70	4660	20.1	####	190	0.181	4.55	13.1	2.2	87.9	31.2	386	152	694	1465	248	13380	19.98	1100	723
Circón_015	600	30	1040	5.4	22.7	94	5.9	26.1	8.1	1.56	24.2	7.17	88.6	35.4	170.3	396	74.3	12550	8.05	249.9	285
Circón_018	330	28	1875	2.24	0.096	35.7	0.23	6.9	9.2	3.75	47.6	16.9	181.8	69	295.4	590	109.6	10900	2.92	128.1	106.7
Circón_022	60	23	1500	1.44	0.041	44.6	0.251	3.9	5.5	1.67	35.2	11.7	126	49	218	406	88	5380	3.025	146	93
Circón_023	360	46	2560	3.51	0.132	46.4	0.62	11.4	16.3	5.16	77.9	24.6	262	92.4	392	744	130	10540	4	255	141
Circón_026	-20	65	3130	5.59	0.087	129	0.38	4.34	11.1	5.64	67.2	23.14	275.8	105.6	468.4	915	161.6	9100	7.05	719	247
Circón_030	360	36	712	1.9	0.019	20.7	0.101	1.23	2.93	0.92	16.5	5.56	63.6	24.3	107.4	244	46.7	11060	1.683	66.3	61.7
Circón_032	-470	27	4330	4.8	6.03	197	2.53	25.9	32.8	9.61	132	38.4	441	156.6	654	1107	219.5	8700	6.27	556	213.4
Circón_033	-120	11	2970	6.52	1.01	140	0.76	8.7	16.3	3.25	71	23.3	279	99	447	842	152	11380	7.95	520	290

Los resultados obtenidos en la discriminación del tipo de magma y ambiente a partir de la química de los circones son concordantes con lo conseguido a partir de la química de rocas de la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito, es decir, la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito se generaron en un ambiente de arco continental calcoalcalino alto K a shoshonítico, y el magma presenta afinidad con magmas de granitos tipo I.

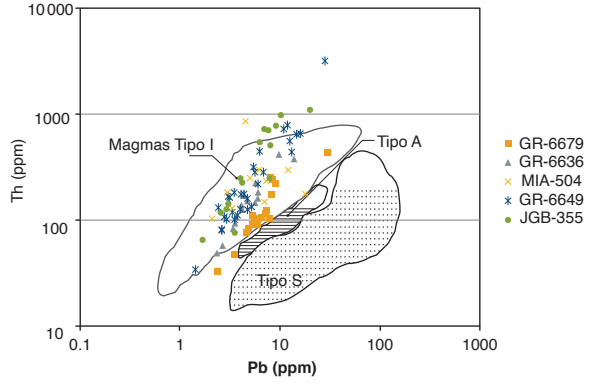


Figura 31. Diagrama de Th contrastado con Pb correspondiente a la discriminación de granitos tipo I, A y S; modificado a partir de Wang *et al.* (2012), en circones de la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito

7. Correlación

La Formación Saldaña podría correlacionarse con otras unidades conformadas por rocas volcano-sedimentarias de ambiente subaéreo asociadas con capas rojas y de edad Triásica-Jurásica, tales como las formaciones Corual, Guatapurí, Jordán y Ranchogrande, entre otras, ubicadas en el norte de Colombia, pero la falta de dataciones de la mayoría de estas unidades no permite hacer comparaciones precisas de eventos magmáticos. La correlación, por lo tanto, se fundamenta en la litología y en un pobre registro fósil; por esta razón se considera preliminar.

La Formación Saldaña es equivalente a las anteriormente conocidas como post-Payandé *Red Beds* (Renz, en Trumpy, 1943), Formación post-Payandé (Nelson, 1959) y Formación El Salitre (Geyer, 1973).

Hacia el sur, en territorio de la República de Ecuador, se conoce la Formación Chapiza, también de carácter volcano-sedimentario, con capas rojas intercaladas, asignada sin mayores pruebas al Jurásico Medio a Superior. Esta unidad sería el equivalente litológico, y quizás cronológico, de la Formación Saldaña (Núñez, 2003).

En la Cuenca del Putumayo la industria del petróleo utiliza el nombre de Formación Motema (Cáceres y Teatin, 1985) para agrupar las secuencias de rocas volcano-sedimentarias del Triásico-Jurásico reportadas en esa área del territorio colombo-ecuatoriano. Litológicamente, esta unidad es también correlacionable con la Formación Saldaña. No obstante lo anterior, Ujueta (1999) aconseja no seguir utilizando el término.

De acuerdo con los resultados obtenidos a lo largo del presente estudio, no es conveniente hacer correlaciones entre unidades volcánicas de edad Jurásica hasta no tener claro a qué eventos magmáticos corresponden, pues a nivel del valle superior del Magdalena, al menos cuatro eventos magmáticos se dieron desde el Jurásico

Inferior hasta el Jurásico Superior, que generaron al menos dos cinturones de plutones y dos de rocas volcánicas de diferente edad.

Estos dos cinturones de rocas volcánicas se han denominado regionalmente, en conjunto,F*ormación Saldaña*; sin embargo, necesariamente deben ser separadas, debido a que tienen diferente edad, composición química y distribución espacial, con diferencias de edades de aproximadamente 15 Ma.

Se propone utilizar el nombre de *Formación Saldaña* para designar las vulcanitas que afloran en el borde oriental de la cordillera Central, la serranía de Las Minas, el Arco de Natagaima y parte de la cuenca del Putumayo, con edades que pueden situarse entre los 188,9 ± 4,2 y 177,7 ± 4,0 Ma, sin incluir el miembro Chicalá y las sedimentitas de Montefrío, que se consideran el techo de la Formación Payandé. Además, se propone utilizar el nombre de *vulcanitas de Pitalito* para designar las rocas que afloran en la vía Pitalito-San Adolfo, donde se encuentran mejor expuestas, y que probablemente se extienden hasta la cuenca del Putumayo, y para la cual se reportan edades entre los 170,7 ± 2,4 y 168 ± 2,5 Ma, por lo cual representan el evento más joven en el arco jurásico del VSM y la cuenca del Putumayo. Las rocas con edades intermedias entre ambos pulsos magmáticos pueden estar asociadas a la Formación Saldaña o a las vulcanitas de Pitalito, y comprenden el intervalo de edades entre 178 y 183 Ma. La nueva unidad no ha sido separada cartográficamente, pero por las características macroscópicas encontradas en las labores de campo puede ser separada de la Formación Saldaña en una cartografía semidetallada. Se considera como sección tipo el corte Pitalito-San Adolfo, en el departamento del Huila.

8. Localidad tipo

La localidad tipo de la Formación Saldaña fue propuesta por Cediel *et al.* (1980) a lo largo de la vía Ataco-Planadas, y descrita por Bayona *et al.* (1994). Otras secciones de la Formación Saldaña se encuentran sobre las vías Natagaima-vereda Montefrío, Aipe-Praga, Los Guásimos-El Socorro-Santa María, San Luis-Aipecito, Pital-La Argentina, Pital-La Plata, Elías-Saladoblanco, Oporapa-Quituro, Prado-Dolores y Mocoa-Sibundoy

9. Génesis

Existen dos modelos tectónicos para el magmatismo jurásico de los Andes septentrionales colombianos: 1) un magmatismo jurásico relacionado con la ruptura de Pangea y el desarrollo de un *rift* intracontinental (Pindell y Dewey, 1982; Ross y Scotese, 1988; Cediel *et al.*, 2000; Cediel *et al.*, 2003; Pindell *et al.*, 2011); 2) Un arco volcánico-plutónico de margen continental, que se basa en la geocronología U-Pb y Ar-Ar, y la geoquímica de rocas e isótopos (McCourt *et al.*, 1984; Toussaint, 1995; Bayona *et al.,* 1994; Meschede y Frisch, 1998; Bustamante *et al.*, 2010; Leal, 2011; Boschman *et al.*, 2014; Villagómez *et al.*, 2015; Spikings *et al.,* 2015).

Spikings *et al.* (2015) consideran que el arco se formó a partir de una sola zona de subducción ubicada al oeste del margen sudamericano, que habría actuado entre 209 y 114 Ma.

Algunos estudios recientes sugieren que las rocas jurásicas del valle superior del Magdalena, la cordillera Central, la serranía de San Lucas y la Sierra Nevada de Santa Marta se formaron en un arco continental (Bayona *et al.*, 2010, Villagómez *et al.*, 2015), mientras que las rocas equivalentes de la cordillera Oriental y el macizo de Santander son relativamente autóctonas de América del Sur (Villagómez *et al.*, 2015).

Bayona *et al.* (1994) concluyen que los materiales que constituyen las rocas volcánicas de la Formación Saldaña fueron generadas en estratovolcanes continentales, genéticamente relacionados con la evolución de márgenes convergentes, posiblemente en un ambiente de retroarco (*back-arc*).

Algunos datos paleomagnéticos y termocronológicos indican que los bloques jurásicos emigraron desde una posición sur hacia una posición norte (Bayona *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2010), y enmascararon las relaciones tectónicas originales creando el aspecto de un arco fragmentado (Bayona *et al.*, 2010; Villagómez *et al.*, 2015).

De acuerdo con los resultados químicos y a las edades encontradas, la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito corresponden a magmas calcoalcalinos generados durante vulcanismo efusivo y explosivo, en un ambiente de arco de margen continental activa, afín con la serie calcoalcalina alta en K de la Formación Saldaña, y shoshonítica y calcoalcalina alta en K de las vulcanitas de Pitalito.

Las edades indican que las rocas volcánicas se generaron, al menos, durante tres pulsos magmáticos, que ocurrieron en los intervalos de edades de 190 a 186 Ma, 183 a 178 Ma y 173 a 168 Ma, este último correspondiente a las lavas más orientales, lo que sugiere una emi-

gración del vulcanismo, al igual que del plutonismo, de occidente hacia el oriente en el VSM.

La emigración del arco implicó cambios composicionales en los productos magmáticos: los plutones más antiguos que conforman el cinturón occidental del VSM son intermedios (cuarzomonzonitas, cuarzomonzodioritas y cuarzodioritas), con edades de cristalización que abarcan desde 195 hasta 186 Ma. Estos plutones coinciden espacialmente con las rocas volcánicas de la Formación Saldaña, que corresponden a lavas y rocas piroclásticas andesíticas y dacíticas, con edades similares y comportamiento geoquímico comparable.

El cinturón oriental de plutones en la VSM es más joven, corresponde a *stock* y batolitos de composición granítica, con edades de cristalización entre 173 y 168 Ma. Asociadas a este cinturón aparecen rocas volcánicas de composición riolítica, con edades similares a las de los plutones, a las que proponemos llamar *vulcanitas de Pitalito*.

En general, el arco jurásico del VSM estuvo activo entre 195 y 168 Ma. En este lapso de tiempo, el arco evolucionó de metaluminoso a peraluminoso, y las rocas volcánicas, de andesíticas a riolíticas.

10. Recursos minerales

Asociadas a la Formación Saldaña se conocen manifestaciones de Cu-Au relacionadas con pórfidos, *skarm* de Cu (Lobo-Guerrero, 2003) y venas y lentes hidrotermales de baritina (Velandia *et al*., 2001b).

Referencias

Bayona, G., García, D. y Mora, G. (1994). La Formación Saldaña: un ejemplo de acumulación en una cuenca de retro-arco. En F. Etayo (ed.), *Estudios geológicos del valle superior del Magdalena* (pp. I1-I21). Universidad Nacional de Colombia y Ecopetrol.

Bayona, G., Jiménez, G., Silva, C., Cardona, A., Montes, C., Roncancio, J. y Cordani, U. (2010). Paleomagnetic data and K-Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta Massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 817-831. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.10.005

Bayona, G., Rapalini, A. y Costanzo Álvarez, V. (2006). Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the Northern Andes and its Implications in Mesozoic Tectonics of Northwestern South America. *Earth, Planets and Space*, 58(Supp. 10), 1255-1272. https://doi.org/10.1186/BF03352621

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*(5), 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Boschman, L., Van Hinsbergen, D, Torsvik, T., Spakman, W. y Pindel, J. (2014). Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic. *Earth-Science Reviews*, *138*, 102-136. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.007

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G. y Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia, *Boletín de Geología*, *32*(2), 93-109.

Cáceres, H. y Teatin, P. (1985). Cuenca del Putumayo, provincia petrolera meridional de Colombia. En *Memorias del II Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, 1, 1-80.

Cediel F., Mojica J. y Macía, C. (1981). Las formaciones Luisa, Payandé y Saldaña, sus columnas estratigráficas, características. *Geología Norandina*, 3, 11-19.

Cediel, F. y Cáceres, C. (2000). *Geological Map of Colombia* (3.ª ed.). Geotec Ltd.

Cediel, F., Mojica, J. y Macía, C. (1980). Definición estratigráfica del Triásico en Colombia, Suramérica: formaciones Luisa, Payandé y Saldaña. *Newsletters on Stratigraphy*, 9(2), 73-104. https://doi.org/10.1127/nos/9/1980/73

Cediel, F., Shaw, R. y Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean block. En *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*. Vol. 79. American Association of Petroleum Geologists. https://doi.org/10.1306/M79877C37

Cochrane, R. (2013). *U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents* [Tesis de doctorado]. University of Geneva.

Cossio, U., Rodríguez, G. y Rodríguez, M. (1994). *Mapa geológico de la plancha 283-Purificación, departa-*

mento Tolima. Escala 1:100.000. Con memoria explicativa. Ingeominas.

Geyer, O. (1973). Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien. En *Geologisches Jahrbuch*. Hannover.

Hoskin, P. y Shaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *53*(1), 27-62. https://doi.org/10.2113/0530027

Julivert, M. (1968). *Lexique stratigraphique international: Amérique Latine. Fascicule 4a Colombie (première partie): Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque et intrusions d'âge mésozoïque-tertiaire*. Centre National de la Recherche Scientifique.

Le Bas, M., Le Maitre R., Streckeisen, A. y Zanetin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, *27*(3), 745-750. https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. y Woolley A. R. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences.* Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.

Leal Mejía, H. (2011). *Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach* [Tesis de doctorado]. Universitat de Barcelona.

Lobo-Guerrero Sanz, A. (2003). *Gold and copper dissemination in the igneous-volcanic Saldaña Formation, Natagaima, Tolima, Colombia, and extension of the mineral province in the Andean cordillera*. Chilean Geological Congress, Concepción, Chile, 2003.

Mccourt, W., Feininger, T. y Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141, 831-845. https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831

Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Meschede, M. y Frisch, W. (1998). Tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, *296*(3-4), 269-291. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00157-7

Mojica, J. y Dorado, J. (1987). El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos en los Andes colombianos; parte A: Estratigrafía. En W. Volkheimer y E. Musacchio (eds.), *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur* (pp. 49-110). Comité Sudamericano del Jurásico y el Cretácico.

Mojica, J. y Llinás, R. (1984). Observaciones recientes sobre las características del basamento económico del valle superior del Magdalena en la región de Payandé-Rovira (Tolima, Colombia), y en especial sobre la estratigrafía del miembro Chicalá (parte baja de la Formación Saldaña). *Geología Colombiana*, 13, 81-128.

Mojica, J. y Macía, C. (1982). Geología del extremo NE de la cuenca de Neiva (valle superior del Magdalena, región de Prado-Dolores, Tolima). *XXI Annual Field Trip,* Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo.

Mojica, J. y Prinz-Grimm, P. (2000). La fauna de amonitas del Triásico Tardío en el miembro Chicalá (parte baja de la Formación Saldaña), en Payandé, Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*, 25, 13-23.

Morales, C., Velandia, F., Núñez, A. y Caicedo, J. (1998). *Mapa geológico de la plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000*. Ingeominas.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Nardi, L., Formoso, M., Müller, I., Fontana, E., Jarvis, K. y Lamarão, C. (2013). Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, *335*, 1-7. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.043

Nelson, H. (1959). *Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali*. Leidse Geologische Meaedelingen. Leiden.

Núñez, A. (2003). *Reconocimiento geológico regional de las planchas 411 La Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito y 465 Churuyaco, departamentos de Caquetá, Cauca, Huila, Nariño y Putumayo.* Ingeominas.

Paton, C., Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., Greig, A. y Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon

geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *11*(3). https://doi.org/10.1029/2009GC002618

Pearce, J. (1996). *User's guide to basalt discrimination diagrams.* Association Géologique du Canada, short course notes, volume 12, 79-113.

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Petrus, J. y Kamber, B. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *36*(3), 247-270. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x

Pindell, J. y Dewey, J. (1982). Permo-Triassic reconstruction of Western Pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region. *Tectonics*, *1*(2), 179-211. https://doi.org/10.1029/TC001i002p00179

Pindell, J., Maresch, W., Martens, U. y Stanek, K. (2011). The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: Implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review*, 54(2). https://doi.org/10.1080/00206814.2010.510008

Rodríguez, G. y Fuquen, J. (1989). *Geología y prospección geoquímica de la plancha 302-Aipe (Huila).* Ingeominas.

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015). *Características petrográficas, geoquímicas y edad U-Pb de los plutones jurásicos del valle superior del Magdalena*. XV Congreso Colombiano de Geología.

Rodríguez, M., Rodríguez. G. y Viana, R. (1995). Contribución al conocimiento de las rocas sedimentarias de Montefrío (Jurásico Inferior, valle superior del Magdalena, Colombia). *Geología Colombiana*, *1*(9), 45-57.

Ross, M. y Scotese, C. (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, *155*(1-4), 139-168. https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90263-6

Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, *9*(1), 41-43. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<41:DNACOP>2.0.CO;2

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Solari, L., Gómez Tuena, A., Bernal, J., Pérez Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, *34*(1), 5-18. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x

Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. y Beate, B. (2015). The geological history of Northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean large igneous province (290-75 Ma). *Gondwana Research*, *27*(1), 95-139. https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004

Stacey, J. y Kramers, J. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a 2-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, *26*(2), 207-221. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6

Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; recommendation and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 134, 1-14.

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Toussaint, J. (1995). *Evolución geológica de Colombia: Triásico-Jurásico.* Universidad Nacional de Colombia.

Trumpy, D. (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. *GSA Bulletin*, *54*(9), 1261-1304. https://doi.org/10.1130/GSAB-54-1281

Ujueta, G. (1999). La cordillera Oriental colombiana no se desprende de la cordillera Central. *Geología Colombiana*, 24, 3-28.

Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (2001a). *Levantamiento geológico de la plancha 366 Garzón. Memoria explicativa*. Ingeominas.

Velandia, F., Núñez, A. y Marquínez, G. (2001b). *Mapa geológico departamento del Huila. Escala 1:300.000. Memoria explicativa*. Ingeominas.

Villagómez, D., Martens, U. y Pindell, J. (2015). *Are Jurassic and some older blocks in the Northern Andes in-situ or far-travelled? Potential correlations and new geochronological data from Colombia and Ecuador*. Simposio: Tectónica Jurásica en la parte noroccidental de Sur América y bloques adyacentes.

Wang, Q., Zhu, D., Zhao, Z., Guan, Q., Zhang, X., Sui, Q., Hu, Z. y Mo, X. (2012). Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences*, *53*, 59-66. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.027

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Wood, D. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.

Zapata, G., Rodríguez, G., Arango, M. y Bermúdez, J. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: cuarzomonzodiorita de Páez-cordillera Central, Cauca-Huil*a. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Afloramiento de tobas de la Formación Saldaña.
Vía Planadas-Praga, sur del Tolima




Huila

Granito de Bruselas

Cordillera Oriental y Valle Superior del Magdalena
Departamento del Huila

Gabriel Rodríguez, María Isabel Arango,
Gilberto Zapata y José Gilberto Bermúdez

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Cretácico Inferior (Valanginiano)

Citación: Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). Granito de Bruselas. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena.* Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/9789585313194.14

El Granito de Bruselas constituye un pequeño plutón con un área de aproximadamente 1 km², localizado en un bloque tectónico compuesto por el Monzogranito de Altamira, junto con lavas y tobas de la unidad Vulcanitas de Pitalito, del Jurásico Medio (Arango *et al.*, 2015; Rodríguez *et al.*, 2016b). El bloque está limitado por las fallas Pitalito y Acevedo.

El plutón está constituido por monzogranitos y riolitas subvolcánicas, con textura hipidiomorfa microinequigranular a porfídica esferulítica. Este granito presenta características de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción con edades U-Pb LA-ICPMS de 137,89 ± 0,98 Ma.

Hasta el momento no había sido reportado en trabajos de cartografía geológica de la plancha 388 Pitalito; sin embargo, la geomorfología, las texturas petrográficas y la edad permitieron su identificación y separación de rocas lávicas y volcanoclásticas asociadas a las unidades vulcanitas de Pitalito y Formación Saldaña, en el Valle Superior del Magdalena. En el presente catálogo se propone una nueva unidad litoestratigráfica que aflora al suroriente del corregimiento de Bruselas, en el departamento del Huila. Para ello, se describen sus características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas.

1. Origen del nombre y distribución geográfica

En el presente trabajo se propone el nombre de *Granito de Bruselas* para un conjunto de rocas porfídicas bimodales que afloran cerca del corregimiento de Bruselas, en el municipio de Pitalito (Huila).

Este nombre atiende a su composición modal dominante y su localización geográfica. El cuerpo está ubicado a 3 km en dirección sureste del corregimiento de Bruselas, y aflora sobre la vía que comunica a Bruselas con la cabecera municipal de Palestina, en la plancha 388 Pitalito. Es un cuerpo con un área menor de 1 km², de forma irregular, elongado, en dirección N-S, que aflora principalmente en la vía Bruselas-Alto de la Cruz (figura 1).

El Granito de Bruselas se localiza en un bloque tectónico compuesto por el Monzogranito de Altamira, junto con lavas y tobas de la unidad Vulcanitas de Pitalito, del Jurásico Medio (Arango *et al.*, 2015; Rodríguez *et al.*, 2016b). El bloque está limitado por las fallas Pitalito y Acevedo, que forman parte del sistema de fallas de Algeciras, que en conjunto conforman un sistema anastomosado con desarrollo de valles interandinos y cerros alargados. El Granito de Bruselas intruye las vulcanitas de Pitalito.

2. Reseña histórica

Este pequeño plutón no aparece en la cartografía regional de la plancha 388 Pitalito. En el presente trabajo se describe, se cartografía y se define de acuerdo con la composición modal predominante. Conserva el nombre del lugar geográfico más importante en el área de afloramiento, de acuerdo con la International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC, 1987; Riccardi, 1994).

3. Descripción geológica

El Granito de Bruselas, expuesto sobre la vía Bruselas-Palestina, corresponde a un intrusivo heterogéneo con una roca predominante de color naranja a rosa, de textura fanerítica (granodiorita), que varía entre porfídica bimodal e inequigranular con tamaño entre fino y medio (granito-riolita). Está constituido por fenocristales euhedrales de plagioclasa y feldespato alcalino (menores de 2 mm), inmersos en una matriz naranja-rosa fanerítica muy fina a afanítica, rica en feldespato alcalino.

Las rocas de este granito están compuestas por feldespato alcalino en cristales subhedrales, plagioclasa de hábito prismático y, en menor proporción, de cristales anhedrales de cuarzo. Como mineral ferro-magnesiano, está la biotita (figura 2).

Son comunes los afloramientos con procesos de meteorización y desarrollo de saprolito de color anaranjado y textura areno-limosa, con parches de tonalidades blancas y verdosas.

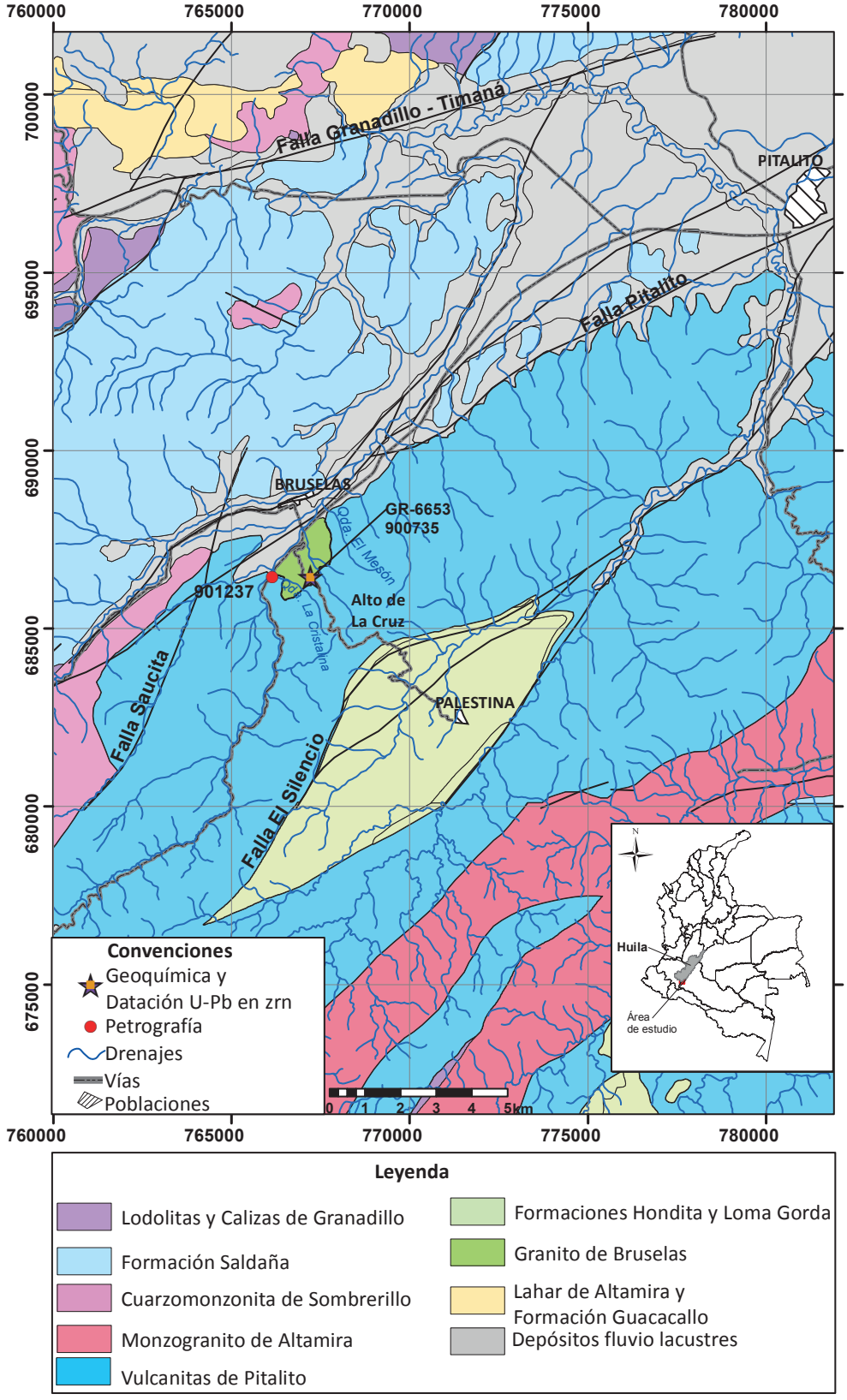


Figura 1. Mapa geológico y muestreo del Granito de Bruselas
Fuente: geología tomada de Cárdenas *et al.* (2002).

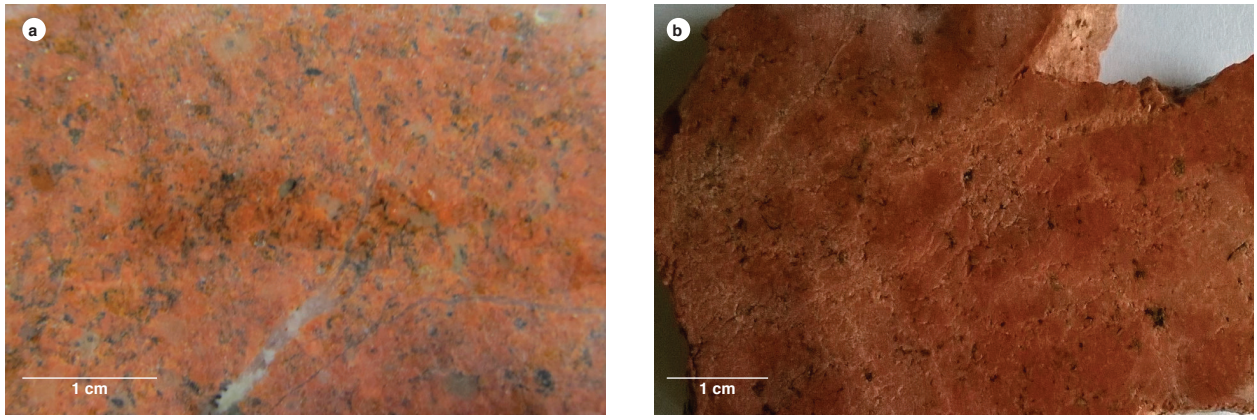


Figura 2. Aspecto macroscópico de las rocas del Granito de Bruselas, con textura fanerítica muy fina a porfídica
a) IGM 900735. b) IGM 901237.

Se analizaron dos secciones delgadas (su ubicación se puede ver en la figura 1). Los contenidos modales y la clasificación petrográfica se basan en Streckeisen (1974) (tabla 1 y figura 3). El Granito de Bruselas está atravesado por vetillas de cuarzo, y localmente presenta alteración con reemplazo parcial de la plagioclasa a sericita y alteración de los minerales máficos a clorita; además, presenta óxidos de hierro de color marrón a manera de parches.

El plutón está constituido por monzogranitos y riolitas subvolcánicas, con textura hipidiomorfa microinequigranular a porfídica esferulítica. Se observan desarrollos de intercrecimientos gráficos entre cuarzo y feldespato potásico a manera de coronas granofídicas intersticiales de tamaño microcristalino. El feldespato presenta texturas pertíticas; las plagioclasas presentan texturas glomeroporfídicas, y las biotitas se presentan como aglomerados (figura 4).

El cuarzo tiene formas anhedrales, su tamaño varía entre 0,1 y 0,4 mm y tienen bordes entre irregulares y rectos. Los cristales se presentan limpios, con extinción ondulatoria, relieve mayor que el del bálsamo (n > b), color de birrefringencia blanco del primer orden. Los crista-

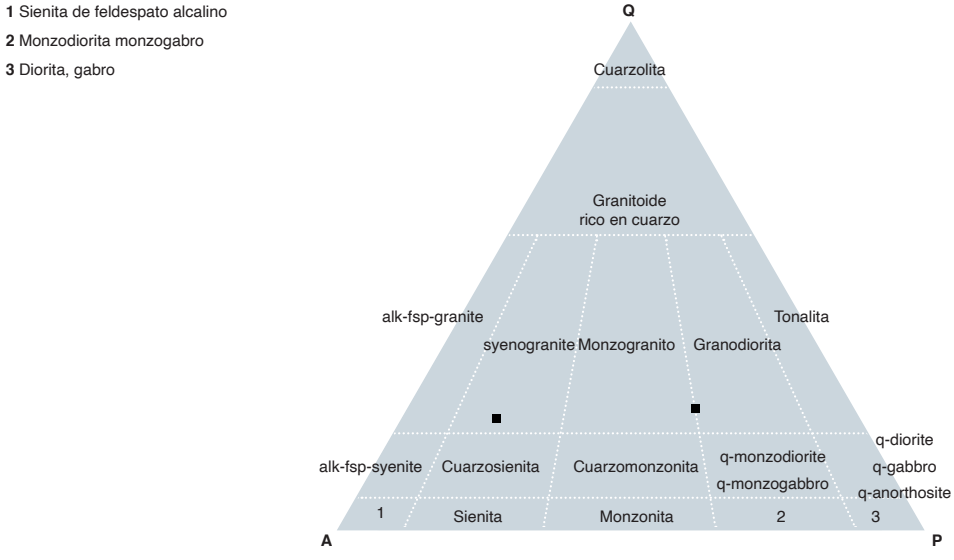


Figura 3. Clasificación modal de las rocas del Granito de Bruselas
Fuente: Streckeisen (1974) y este trabajo.

les de cuarzo se presentan de forma intersticial entre los feldespatos de menor tamaño. El cuarzo tiene texturas poiquilíticas debidas a inclusiones de feldespato y plagioclasa e intercrecimientos gráficos frecuentes en las rocas microgranulares. En la riolita, el cuarzo se encuentra en la matriz y forma parte de los núcleos de esferulitas de feldespato. El cuarzo tiene sobrecrecimientos de láminas de biotita y plagioclasa de tamaño menor de 0,3 mm.

La plagioclasa es de composición andesina (An_{32-38}), se presenta en cristales subhedrales a euhedrales inequigranulares, con tamaños entre 0,3 y 2,3 mm. Tiene forma tabular larga, con maclas de tipo albita y albita-Carlsbad. La plagioclasa muestra cristales con extinción zonada de tipo normal (el núcleo más cálcico que los bordes). Los cristales están alterados a sericita, en escamas finas hacia el núcleo y arcilla de color pardo hacia los bordes. La alteración enmascara las propiedades ópticas de la plagioclasa y es reemplazada completamente por sericita y agregados de saussurita. La plagioclasa puede aparecer incluida en el feldespato. En las riolitas, las plagioclasas se presentan como fenocristales subhedrales tabulares cuyo tamaño varía entre 0,3 y 0,6 mm, con fuerte alteración a sericita, y forma texturas glomeroporfídicas.

En los monzogranitos, el feldespato potásico es ortosa, y aparece como cristales anhedrales a subhedrales con contornos irregulares en tamaños que varían entre 0,4 y 1,3 mm, con alteración a caolín y de color de birrefringencia gris del primer orden. Presenta desmezclas pertíticas en forma de filoncillos, maclas de Carlsbad e inclusiones de cuarzo, plagioclasa y opacos. En las riolitas, el feldespato forma esferulitos de hábito radial bien desarrollados, en tamaños que se encuentran entre 0,2 mm y 1 mm, con los núcleos alterados a caolín. Algunos esferulitos tienen en sus núcleos cristales anhedrales de cuarzo y muestran inclusiones de plagioclasa en cristales tabulares de tamaño fino. Los feldespatos, junto al cuarzo, forman parte de la matriz en microcristales anhedrales.

La biotita está completamente reemplazada por moscovita-sericita con algo de opacos residuales, no conserva bien la forma original del mineral y se dificulta reconocerla. La biotita en las riolitas está en láminas tabulares subhedrales, de color pardo, con pleocroísmo pardo oscuro a pardo pálido y extinción ojo de pájaro. Aparecen comúnmente en aglomerados de finas láminas de biotita en la matriz, junto a circón y minerales opacos.

Como minerales accesorios se encuentran titanita, apatito, opacos y circón. Los opacos son anhedrales, de tamaños menores de 0,3 mm, generalmente junto a moscovita secundaria según biotita, y ocasionalmente puede tener inclusiones de circón.

El circón tiene forma euhedral a subhedral prismática, con relieve alto y birrefringencia azul del segundo orden, junto o incluido en los opacos. Algunos cristales tienen formas prismáticas cortas y tamaños promedio de 0,2 mm.

El apatito es escaso, presenta forma euhedral a subhedral en cortes basales y longitudinales hexagonales, de relieve alto, incoloros, junto a opacos.

La titanita es xenomorfa, con un tamaño promedio 0,2 mm, de color pardo y relieve alto, con color de interferencia rosado. En las riolitas aparece junto a aglomerados de biotita en la matriz.

En las riolitas, la matriz es microgranular felsítica, constituida por cristales xenomorfos de tamaño por lo general menor de 0,1 mm. Dichos cristales son de cuarzo, feldespato potásico y, en menor proporción, de plagioclasa alterada a sericita. Presenta aglomerados de láminas finas de biotita

Tabla 1. Composición modal de muestras del Granito de Bruselas (resultados expresados en porcentajes)

IGM	N. campo	N	W	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Op	Ttn	Ap	Zrn	Fenocristal	Matriz	Clasificación petrográfica
900735	GR-6653	686440	767222	24,8	48	25,6	TR	1,6	TR	TR	TR			Monzogranito
901237	MIA-679	686272	765964	23	14,9	60,6	1	1	TR	TR	TR	38	62	Riolita

Coordenadas en Datum magna Colombia, Bogotá.

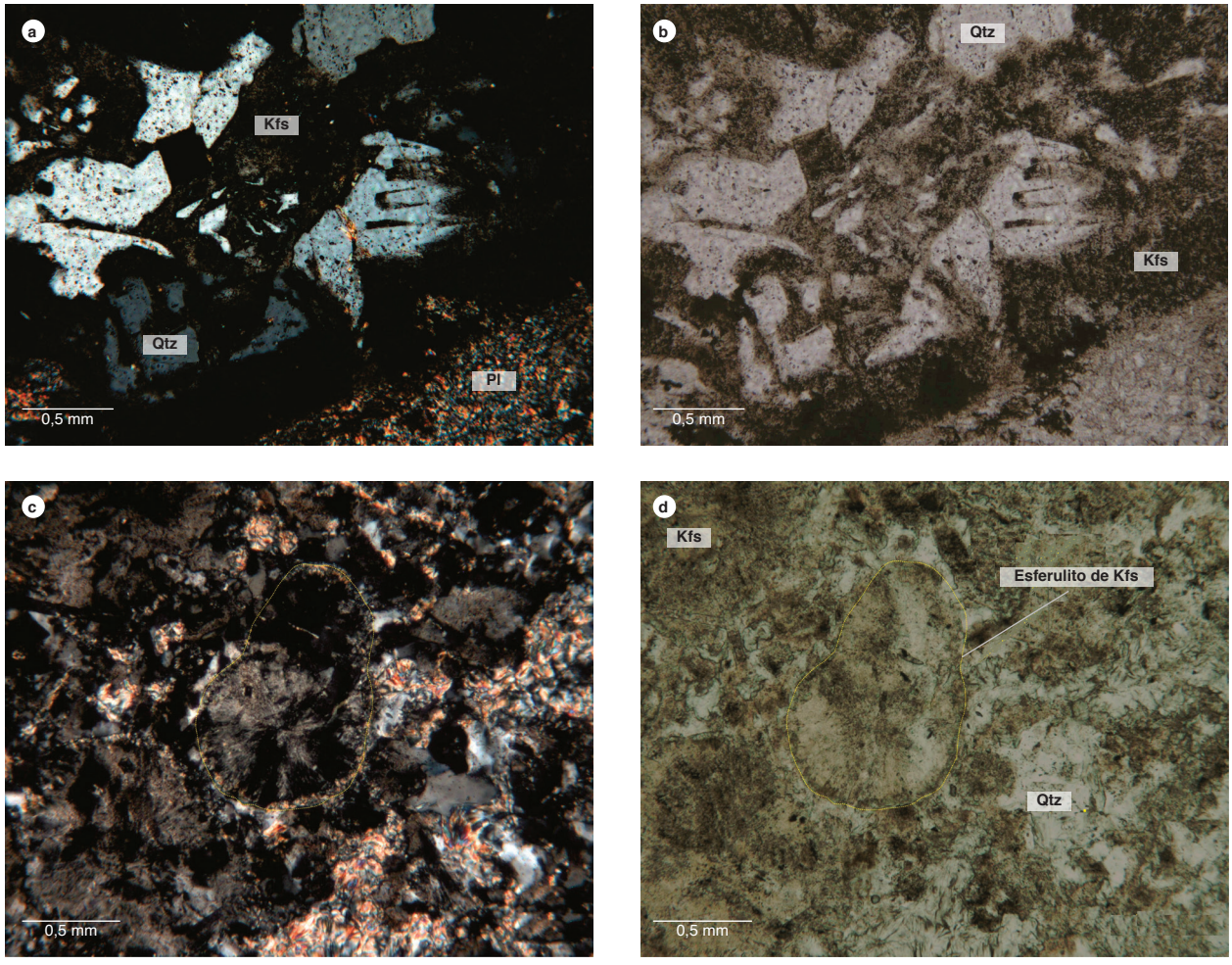


Figura 4. Características petrográficas del Granito de Bruselas
Abreviaturas minerales según Whitney y Evans, 2010. a) IGM-900735, monzogranito con cristales inequigranulares de plagioclasa (Pl) junto a ortosa (Kfs), con intercrecimientos gráficos con cuarzo (Qtz). Aumento: 10x. Nicoles cruzados. b) Monzogranito. Aumento: 10x. Nicoles paralelos. c) IGM 901237, riolita porfídica con esferulitos de feldespato, en matriz microgranular. Aumento: 10x. Nicoles cruzados. d y c) IGM 901237, riolita. Aumento: 10x. Nicoles paralelos.

4. Geoquímica

La descripción geoquímica se realizó a partir de un solo análisis (figura 1). El análisis químico de la muestra 900735-GR-6653 se realizó por el método de fluorescencia de rayos X para cuantificar los óxidos mayores y los elementos traza V, Mo, Nb, Ta, W, Zr y Hf. Para medir las concentraciones de tierras raras y la mayoría de elementos traza se empleó la espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).

4.1. Óxidos mayores

Los valores de los óxidos mayores presentes en la roca clasificada petrográficamente como monzogranito se presentan en la tabla 2. La roca tiene un contenido de SiO_2 de 70,77%, y se clasifica en el campo de los granitos en el diagrama de TAS (Middlemost, 1985) (figura 5). Tiene valores de álcalis de alrededor de 9%. Los contenidos de Al_2O_3 son de 15,6%, y tiene contenidos bajos de Fe_2O_3 (2,59%), TiO_2 (0,51%), CaO (0,1%) y MgO (0,13%). De acuerdo con el diagrama de índices de Shand (Maniar y Piccoli, 1989) (figura 6), el álcalis molar indica una impronta levemente peraluminosa dada por la asociación mineralógica que predomina en estas rocas: kfs + Pl + Qtz + Bt, donde A/CNK y A/NK tienen valores por encima de 1.

En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), la roca analizada está en el límite entre la serie calcoalcalina alta en K y la serie shoshonítica con valores altos de K_2O, de 4,95% wt.

Tabla 2. Composición química de los óxidos mayores del Granito de Bruselas

IGM	N. campo	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Mn	FeO	LOI
900735	GR-6653	70,77	0,51	15,6	2,59	0,13	0,1	3,92	4,95	0,06	346	0,24	1,2

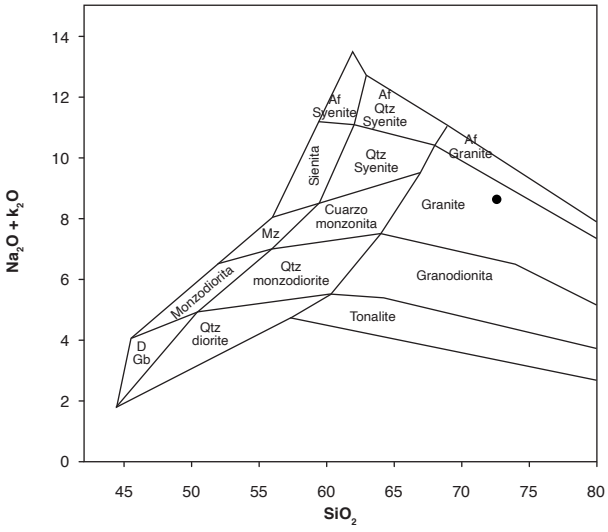


Figura 5. Diagrama TAS correspondiente al Granito de Bruselas
Fuente: Middlemost (1985) y este trabajo.

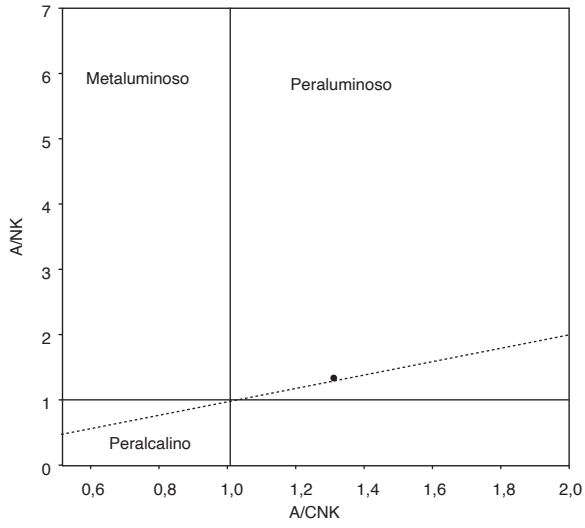


Figura 6. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad

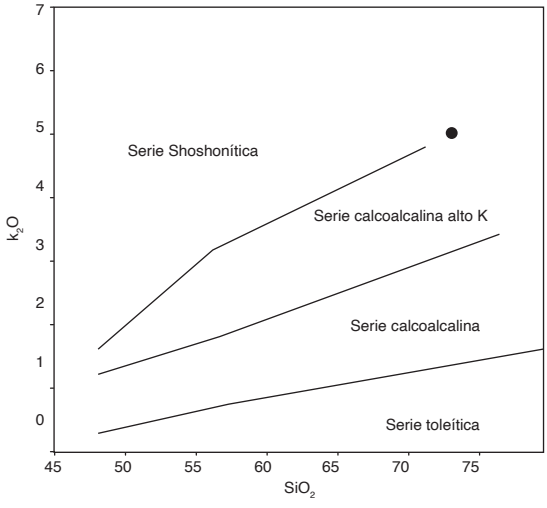


Figura 7. Diagrama K_2O Vs SiO_2, correspondiente a las rocas del Granito de Bruselas
Fuente: Peccerillo y Taylor (1971) y este trabajo.

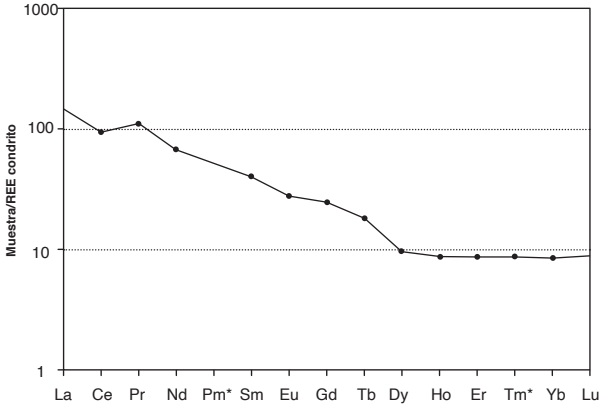


Figura 8. Diagrama REE normalizado a condrito correspondiente a la muestra IGM-900735
Fuente: Nakamura (1974) y este trabajo.

4.2. Elementos traza y tierras raras

En la tabla 3 se presentan los valores de elementos traza y tierras raras (REE) correspondientes a la muestra del Granito de Bruselas. El diagrama de elementos trazas normalizados al condrito según los valores de Nakamura (1974) (figura 8) muestra un enriquecimiento hacia las tierras raras ligeras (LREE) en comparación con las tierras raras pesadas (HREE), que se empobrecen, y el patrón muestra una pendiente negativa. Existe un comportamiento plano entre Ho y Lu, cuyos valores se acercan a diez veces los contenidos del condrito.

La muestra 900735-GR-6653 tiene una ligera anomalía positiva en Pr y una leve inflexión negativa de Eu.

Según el diagrama normalizado a N-MORB de Sun y McDonough (1989) (figura 9), la roca tiene enriquecimientos en Cs, Rb, Ba, K y Pb (LILE). La muestra del Granito de Bruselas tiene anomalías negativas muy marcadas en Nb, P, Ce y Ti, que son indicativas de magmas generados en ambientes de arco, donde estos elementos, que son de carácter inmóvil, son disipados durante la evolución magmática en las facies minerales como apatito y titanita (Winter, 2001). El empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, Ti y P refleja una evolución magmática en la que el Nb se comporta geoquímicamente de forma similar al Ti.

Los mayores valores de los elementos litófilos de alto radio iónico (LILE), como Cs, Ba y Th, indican una afini-

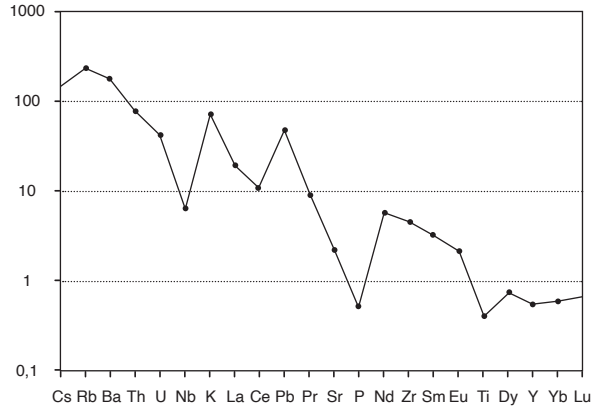


Figura 9. Diagrama multielemental normalizado al NMORB correspondiente a la muestra IGM-900735 del Granito de Bruselas
Fuente: Sun y McDonough (1989) y este trabajo.

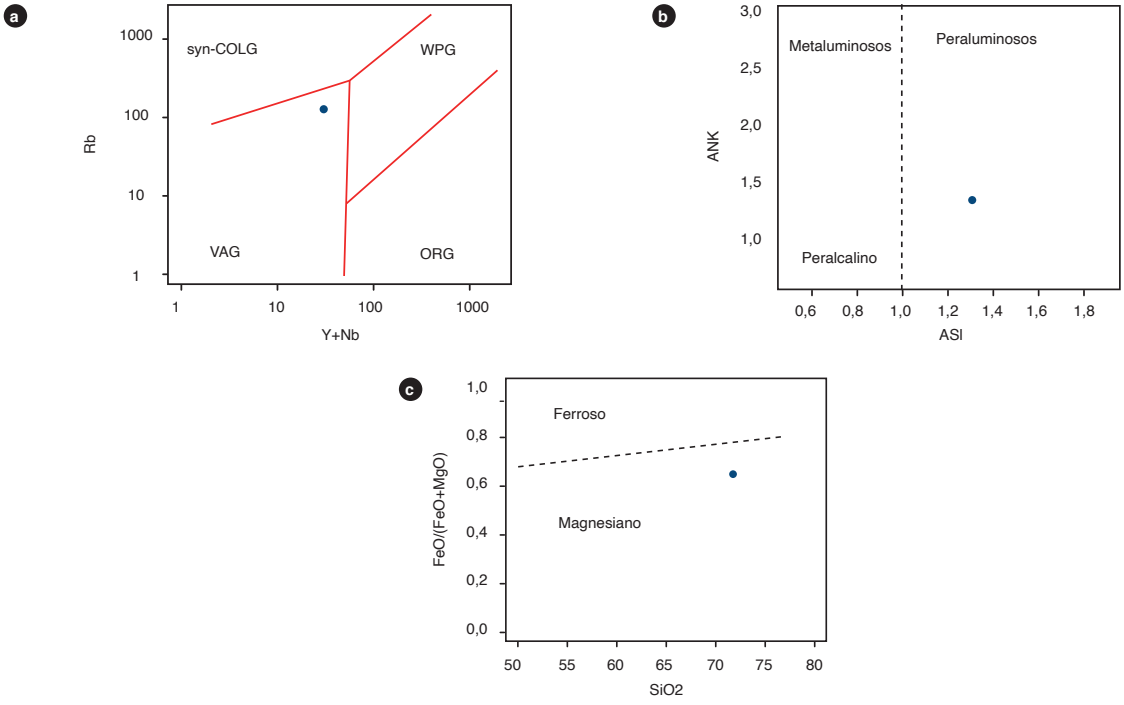


Figura 10. Diagramas de ambiente geotectónico y clasificación
a) Diagrama de Pearce *et al.* (1984), correspondiente a la muestra IGM-900735. b) A/NK vs. ASI (Frost *et al.*, 2001), correspondiente a la muestra IGM-900735. c) FeO/(FeO+MgO) vs. SiO_2, correspondiente a la muestra IGM-900735.

Tabla 3. Composición química de los elementos traza y las tierras raras

Muestra	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Cd	In	Cs	Ba	La
	4,09	2,25	6.98	23,14	3,20	5,36	5,12	7,87	37,73	18,96	129,52	203,15	15,40	0,19	0,03	1,04	1114,70	47,34
GR-6653	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Eu**	**Gd**	**Tb**	**Dy**	**Ho**	**Er**	**Tm**	**Yb**	**Lu**	**Tl**	**Pb**	**Th**	**U**	**Nb**
	80,09	12,17	41,94	8,14	2,14	6,71	0,84	3,31	0,60	1,91	0,26	1,85	0,30	0,46	14,34	9,35	1,97	14,60

dad de corteza continental (márgenes convergentes) en la que abundan estos elementos altamente incompatibles. Valores mayores en Sr, K, Ba y Rb se deben a su movilización desde fluidos que interactúan desde la zona de subducción hacia el magma. En cuanto a las anomalías negativas de Nb, Ti y P, son características de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción, con empobrecimiento progresivo hacia los elementos pesados (Winter, 2001).

La muestra presenta anomalía negativa de Nb-Ti y valores por encima del N-MORB, una signatura geoquímica típica de magmas originados en ambientes de arcos calcoalcalinos.

4.3. Discriminación de ambiente tectónico

Según el diagrama de Pearce *et al.* (1984) (figura 10a), el Granito de Bruselas tiene características químicas afines a granitos de arco volcánico (VAG), y de tipo peraluminoso, de acuerdo con la relación A/NK vs. ASI (*Aluminium saturation index*), definido como el radio molecular Al/(Ca 1,67P + Na + K) de Frost *et al.* (2001) (figura 10b), resultado similar al registrado en el diagrama de la figura 6 (Maniar y Piccoli, 1989).

Además, en la figura 10c (Frost *et al.*, 2001) el granito es clasificado como de tipo magnesiano, por su bajo número de Fe.

5. Posición estratigráfica y edad

El Granito de Bruselas intruye rocas volcánicas pertenecientes a la unidad Vulcanitas de Pitalito, que reportan edades U-Pb en circón de entre 168 y 173 Ma (Rodríguez *et al., 2016b*).

En el presente trabajo se realizó una datación por el método U-Pb LA-ICPMS en circón a partir de un saprolito colectado en el mismo afloramiento de la muestra de roca GR-6653, bajo las coordenadas N: 686640 y E: 767222, con origen magna Colombia, Bogotá.

El material colectado como saprolito de roca consistió en un concentrado de color anaranjado, con textura arenosa a areno-arcillosa en el que se conservan algunas biotitas lixiviadas y cristales de cuarzo. Fueron separados 35 circones de tamaño variable, con rangos de tamaño entre 120 y 150 µm, y algunos mayores de 300 µm. En la imagen de catodoluminiscencia se observa zonación oscilatoria en algunos de los circones (figura 11), característica de granos de circón de origen ígneo (Vavra *et al.*, 1999).

La separación de minerales densos se realizó en el Laboratorio Químico del Servicio Geológico Colombiano, sede Medellín, utilizando separación hidrodinámica, magnética y, por último, el montaje de los circones. El análisis se realizó usando la técnica de espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo

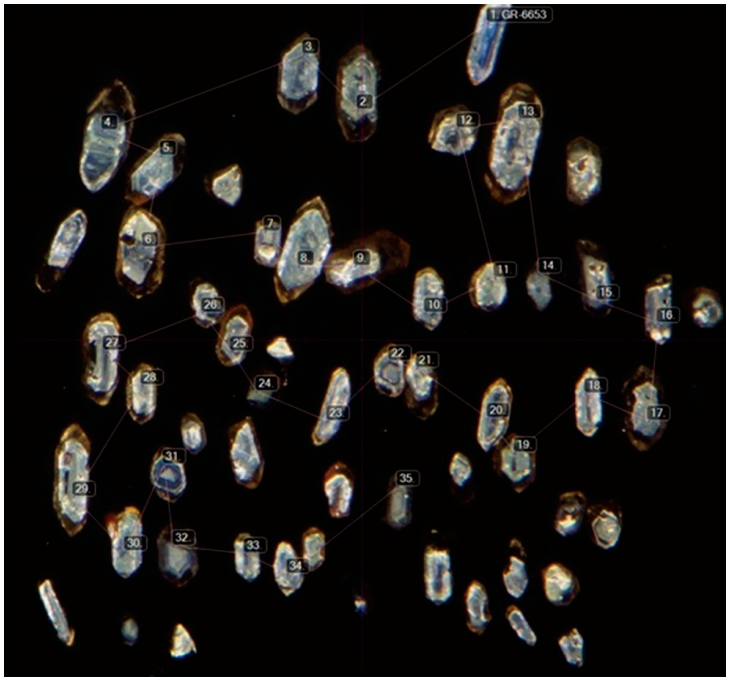


Figura 11. Imagen de catodoluminiscencia de los circones de la muestra GR-6653

(ICP-MS), en el Laboratorio del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Los datos obtenidos de las muestras GR-6653 fueron procesados y graficados con el software Isoplot/Ex vers. 4.15 (Ludwig, 2012). Inicialmente se realizó un filtrado de los datos para descartar los circones con valores discordantes mayores del 15% y errores superiores al 5%, teniendo en cuenta la relación [($^{207}Pb/^{235}U$) – ($^{206}Pb/^{238}U$)] / ($^{207}Pb/^{235}U$)] x 100, con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad. Por lo tanto, se trabajó con un total de veinte circones.

En la figura 12 se muestra la edad de cristalización de la muestra del Granito de Bruselas. Se observa un conjunto de circones concordantes interceptando la línea de concordia en el rango de 130 a 145 Ma. Se calculó para la muestra una edad media ponderada de 137,89 ± 0,98 Ma (Valanginiano), con un MSWD = 2,2, dato interpretado como edad de cristalización de la roca.

La técnica de espectrometría de masas ICP-MS permitió, además, definir la concentración de REE en la estructura de los circones (figura 13). Los patrones que describen estos elementos traza y tierras raras inciden sobre la composición y el ambiente de cristalización del magma parental (Belousova *et al.*, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003). En la roca del Granito de Bruselas, las REE livianas normalizadas al condrito de Sun y McDonough (1989) muestran un comportamiento de pendiente positiva hacia las REE pesadas, con anomalías positivas en Ce. De acuerdo con Belousova *et al.* (2002), su incremento está vinculado al aumento en la cantidad de oxígeno presente en el magma parental. Igualmente, es clara la anomalía negativa de europio.

La relación Th/U de los circones varía entre 0,54 y 0,66, valores que se relacionan con un origen ígneo (Hoskin y Schaltegger, 2003).

Para diferenciar entre granitos tipo I, A y S a partir de los contenidos de elementos traza de los circones se utilizan patrones geoquímicos característicos, como Th y Pb (Wang *et al.*, 2012). En el caso del Granito de Bruselas, los circones de la muestra analizada se catalogan en el campo de los granitos tipo I (figura 14).

6. Correlaciones

En el valle superior del Magdalena y la cuenca del Putumayo no se conoce ningún cuerpo de composición y edad similares a las del Granito de Bruselas, de edad Cretácica Inferior (Valanginiano). Por tal razón, no se correlaciona por el momento con ningún plutón.

7. Localidad tipo

Se propone como localidad tipo una sección de la vía Bruselas-Palestina, en el sector del Alto de la Cruz, entre las coordenadas este: 1'100.800, norte: 686.900, y este: 1'101.300, norte: 685.900, entre las quebradas El Mesón, La Cascajosa y La Cristalina, en la Plancha 388-IV-C Pitalito a, escala 1:25.000. En este sector la unidad muestra afloramientos continuos y meteorizados, pero de fácil acceso.

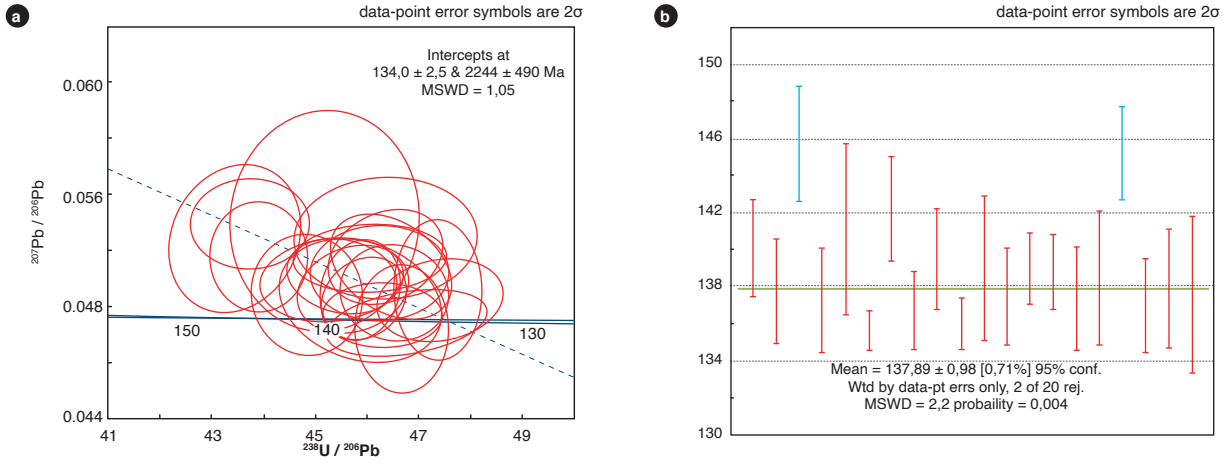


Figura 12. Geocronología de U-Pb correspondiente a circones de la roca GR-6653 (IGM-900735)
a) Diagrama de concordia Tera Wasserburg. b) Diagrama del cálculo de la edad media ponderada y la desviación estándar.

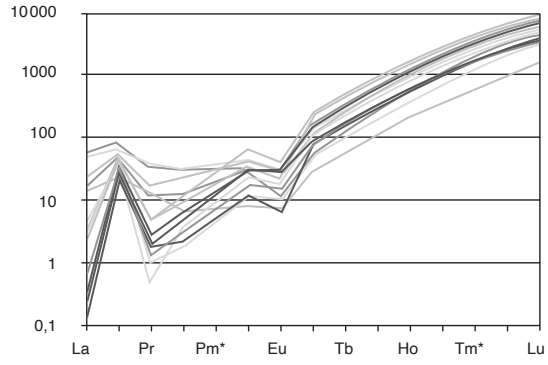


Figura 13. Diagrama REE (McDonough y Sun, 1995) correspondiente a los circones del Granito de Bruselas
Se grafican, además, las siguientes relaciones: Pm*= (Nd*Sm) ^ 2 y Tm* = (Er*Yb) ^ 2.

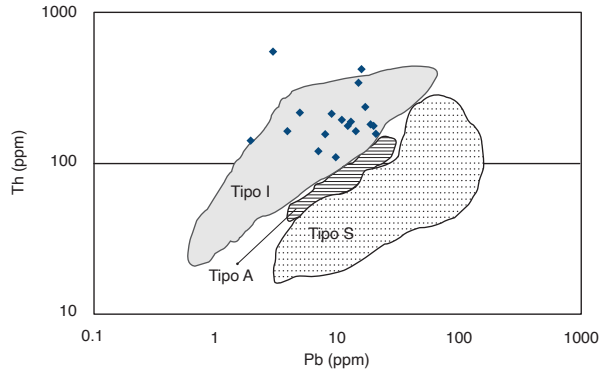


Figura 14. Diagrama de discriminación de ambiente correspondiente a granitos de tipo I, S y A, de acuerdo con las concentraciones de Th vs. Pb presentes en los circones de la muestra GR-6653
Fuente: modificado de Wang *et al.* (2012) y este trabajo.

8. Génesis

El Granito de Bruselas muestra presencia de ortosa como feldespato potásico, característico de rocas plutónicas que se forman en ambientes de temperaturas intermedias, desarrollo en bordes de texturas porfídicas y granofíricas que indican un emplazamiento cercano a la superficie, probablemente hipoabisal.

De acuerdo con la caracterización geoquímica de la roca y de los circones, corresponde a un granito tipo I, formado en un ambiente de arco (márgenes convergentes), con valores de Pb de 14,34 ppm, siendo característico que las rocas de este ambiente contengan Pb < 25 ppm. Asimismo, muestran contenidos de itrio de entre 976 y 2.900 ppm, proporciones comparables a granitoides tipo I, cuyos valores se sitúan en un rango de 500 a 4.534 ppm (Wang *et al.*, 2012).

9. Recursos minerales

Hasta el momento no se conoce ninguna mineralización asociada al Granito de Bruselas.

10. Conclusiones

- De acuerdo con relaciones estratigráficas, el Granito de Bruselas intruye rocas volcánicas pertenecientes a la unidad Vulcanitas de Pitalito.
- El Granito de Bruselas constituye un pequeño plutón con un área menor a 1 km^2.
- El Granito de Bruselas está constituido por monzogranitos y riolitas subvolcánicas de textura hipidiomorfa microinequigranular a porfídica esferulítica.
- Este granito presenta características de arcos magmáticos relacionados a ambientes de subducción.
- Una roca del Granito de Bruselas arrojó una edad U-Pb LA-ICPMS de 137,89 ± 0,98 Ma.
- En el valle superior del Magdalena y la cuenca del Putumayo no se conoce ningún cuerpo de composición y edad similares a las encontradas en este trabajo sobre el Granito de Bruselas.

Referencias

Arango, M., Rodríguez, G., Zapata, G. y Bermúdez, G. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Monzogranito de Altamira. Departamentos de Huila y Cauca.* Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *143*(5), 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Cárdenas, J., Fuquen, J. y Núñez, A. (2002). *Geología de la plancha 388 Pitalito.* Informe Ingeominas.

Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *42*(11), 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Hoskin, P. y Shaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *53*(1), 27-62. https://doi.org/10.2113/0530027

International Subcommision on Stratigraphic Classification (ISSC). (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, *99*(3), 440-442. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2

Ludwig, K. R. (2012). *User's Manual for Isoplot 3.75-4.15: a geochronological toolkit Microsoft Excel.* Special Publication n.° 5. Berkeley Geochronology Center.

Maniar, P. y Piccoli, P. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, *101*(5), 635-643. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2

Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, *120*(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost E. A. K. (1985). *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(5), 757-775. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4), 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Riccardi, A. C. (1994). Reseña: International stratigraphic guide: A Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure (Amos Salvador, ed., 1994). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4), 378.

Rodríguez G., Arango M. I., Zapata G. y Bermúdez J. G. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Formación Saldaña, cordilleras Central y Oriental. Tolima, Huila, Cauca y Putumayo*. Servicio Geológico Colombiano.

Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2016). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia, Formación Saldaña. Cordilleras Central y Oriental Tolima, Huila, Cauca y Putumayo*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologishe Rundschau*, *63*(2), 773-786. https://doi.org/10.1007/BF01820841

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Vavra, G., Schmid, R. y Gebauer, D. (1999). Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134. 380-404. https://doi.org/10.1007/s004100050492

Wang, Q., Zhu, D., Zhao, Z., Guan, Q., Zhang, X., Sui, Q., Hu, Z. y Mo, X. (2012). Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences*, *53*, 59-66. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.027

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Withney, D. y Evans, B. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Minerologist*, *95*(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Anexo A

Resultados de geocronología U-Pb en circón

Muestra GR-6653

Circón	U (ppm)[1]	Th (ppm)[1]	Th/U	Edades corregidas (Ma)																	
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σabs	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σabs	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σabs	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	Mejor edad (Ma)	±2σ	Disc. %	Error %
~~Zrn 071~~	~~462~~	~~453~~	~~0,98~~	~~0,0564~~	~~0,0048~~	~~0,17~~	~~0,013~~	~~0.0221~~	~~0.00036~~	~~0.352~~	~~140.9~~	~~2.3~~	~~160~~	~~12.0~~	~~503~~	~~94~~	~~140.9~~	~~2.3~~	~~11.94~~	~~1.63~~
~~Zrn 072~~	~~157,2~~	~~86,6~~	~~0,55~~	~~0,0591~~	~~0,0064~~	~~0,18~~	~~0,018~~	~~0.02199~~	~~0.00057~~	~~0.259~~	~~140.2~~	~~3.6~~	~~167~~	~~15.0~~	~~700~~	~~120~~	~~140.2~~	~~3.6~~	~~16.05~~	~~2.57~~
~~Zrn 074~~	~~190,2~~	~~94~~	~~0,49~~	~~0,0595~~	~~0,0076~~	~~0,18~~	~~0,026~~	~~0.02105~~	~~0.00065~~	~~0.208~~	~~134.3~~	~~4.1~~	~~163~~	~~21.0~~	~~640~~	~~160~~	~~134.3~~	~~4.1~~	~~17.61~~	~~3.05~~
~~Zrn 075~~	~~256,2~~	~~128,8~~	~~0,50~~	~~0,0592~~	~~0,0043~~	~~0,17~~	~~0,011~~	~~0.02115~~	~~0.00037~~	~~0.275~~	~~134.9~~	~~2.3~~	~~161.3~~	~~9.7~~	~~740~~	~~110~~	~~134.9~~	~~2.3~~	~~16.37~~	~~1.70~~
~~Zrn 083~~	~~198~~	~~94,4~~	~~0,48~~	~~0,0739~~	~~0,0056~~	~~0,21~~	~~0,016~~	~~0.02197~~	~~0.00042~~	~~0.247~~	~~140.1~~	~~2.6~~	~~190~~	~~13.0~~	~~1130~~	~~140~~	~~140.1~~	~~2.6~~	~~26.26~~	~~1.86~~
~~Zrn 084~~	~~236,5~~	~~113,9~~	~~0,48~~	~~0,059~~	~~0,015~~	~~0,17~~	~~0,68~~	~~0.022~~	~~0.027~~	~~0.398~~	~~140~~	~~150.0~~	~~160~~	~~220.0~~	~~620~~	~~250~~	~~140.0~~	~~150.0~~	~~12.50~~	~~107.14~~
~~Zrn 091~~	~~256,1~~	~~163,8~~	~~0,64~~	~~0,107~~	~~0,02~~	~~0,3~~	~~0,082~~	~~0.02228~~	~~0.00087~~	~~0.896~~	~~142~~	~~5.5~~	~~287~~	~~55.0~~	~~1640~~	~~220~~	~~1640.0~~	~~220.0~~	~~50.52~~	~~13.41~~
~~Zrn 093~~	~~232~~	~~154,7~~	~~0,67~~	~~0,0585~~	~~0,0042~~	~~0,17~~	~~0,012~~	~~0.02132~~	~~0.00042~~	~~0.282~~	~~136~~	~~2.7~~	~~160~~	~~10.0~~	~~730~~	~~120~~	~~136.0~~	~~2.7~~	~~15.00~~	~~1.99~~
~~Zrn 094~~	~~207~~	~~95~~	~~0,46~~	~~0,0635~~	~~0,0054~~	~~0,2~~	~~0,017~~	~~0.02271~~	~~0.00041~~	~~0.348~~	~~144.8~~	~~2.6~~	~~181~~	~~14.0~~	~~740~~	~~110~~	~~144.8~~	~~2.6~~	~~20.00~~	~~1.80~~
~~Zrn 095~~	~~241~~	~~125~~	~~0,52~~	~~0,0674~~	~~0,0053~~	~~0,21~~	~~0,015~~	~~0.02291~~	~~0.00047~~	~~0.283~~	~~146~~	~~3.0~~	~~190~~	~~13.0~~	~~800~~	~~110~~	~~146.0~~	~~3.0~~	~~23.16~~	~~2.05~~
~~Zrn 096~~	~~213~~	~~141,7~~	~~0,67~~	~~0,0655~~	~~0,0046~~	~~0,19~~	~~0,013~~	~~0.0209~~	~~0.00041~~	~~0.207~~	~~133.4~~	~~2.6~~	~~175~~	~~11.0~~	~~816~~	~~72~~	~~133.4~~	~~2.6~~	~~23.77~~	~~1.95~~
~~Zrn 103~~	~~395~~	~~180~~	~~0,46~~	~~0,061~~	~~0,013~~	~~0,18~~	~~0,044~~	~~0.02177~~	~~0.00043~~	~~0.467~~	~~138.9~~	~~2.7~~	~~169~~	~~34.0~~	~~640~~	~~250~~	~~138.9~~	~~2.7~~	~~17.81~~	~~1.94~~
~~Zrn 104~~	~~189~~	~~120,4~~	~~0,64~~	~~0,064~~	~~0,0091~~	~~0,19~~	~~0,028~~	~~0.02206~~	~~0.00045~~	~~0.141~~	~~140.7~~	~~2.8~~	~~178~~	~~23.0~~	~~840~~	~~200~~	~~140.7~~	~~2.8~~	~~20.96~~	~~1.99~~
Zrn 073	268	143,7	0,54	0,0528	0,0034	0,16	0,0094	0.02197	0.00042	0.502	140.1	2.6	150.2	8.3	370	87	140.1	2.6	6.72	1.86
Zrn 076	855	555	0,65	0,0496	0,0027	0,15	0,0076	0.0216	0.00044	0.396	137.8	2.8	138.8	6.5	193	58	137.8	2.8	0.72	2.03
Zrn 077	247	165,7	0,67	0,0591	0,0036	0,18	0,011	0.02286	0.00049	0.353	145.7	3.1	168.9	9.1	557	74	145.7	3.1	13.74	2.13
Zrn 078	299	218	0,73	0,0536	0,004	0,16	0,013	0.02152	0.00044	0.563	137.3	2.8	149	11.0	398	71	137.3	2.8	7.85	2.04
Zrn 079	92,6	36,3	0,39	0,0583	0,0081	0,18	0,025	0.02213	0.00073	0.201	141.1	4.6	163	21.0	770	150	141.1	4.6	13.44	3.26
Zrn 080	248	122,1	0,49	0,0514	0,0054	0,15	0,015	0.02111	0.00031	0.15	134.7	2.0	141	13.0	600	110	134.7	2.0	4.47	1.48
Zrn 081	272	159	0,58	0,052	0,0046	0,16	0,014	0.0223	0.00044	0.268	142.2	2.8	150	12.0	443	97	142.2	2.8	5.20	1.97
Zrn 082	351	216,1	0,62	0,0501	0,0042	0,14	0,014	0.02143	0.00034	0.186	136.7	2.1	134	12.0	390	100	136.7	2.1	-2.01	1.54
Zrn 085	218	111	0,51	0,0526	0,0034	0,16	0,0095	0.02187	0.00042	0.124	139.5	2.7	146.5	8.3	374	71	139.5	2.7	4.78	1.94
Zrn 086	342	197	0,58	0,0502	0,0031	0,15	0,0088	0.02109	0.00044	0.171	134.6	2.8	139.2	7.9	304	74	134.6	2.8	3.30	2.08
Zrn 087	251	178	0,71	0,0494	0,0044	0,15	0,015	0.0218	0.00061	0.474	139	3.9	143	13.0	437	91	139.0	3.9	2.80	2.81
Zrn 088	354	191,3	0,54	0,055	0,0037	0,16	0,01	0.02157	0.00042	0.075	137.5	2.6	152.2	8.9	459	76	137.5	2.6	9.66	1.89
Zrn 089	244	165	0,68	0,0504	0,0042	0,16	0,011	0.0218	0.0003	0.077	139	1.9	145.7	9.6	454	90	139.0	1.9	4.60	1.37
Zrn 090	525	347	0,66	0,0501	0,0031	0,15	0,0088	0.02177	0.00032	0.053	138.8	2.0	143.8	7.7	277	65	138.8	2.0	3.48	1.44
Zrn 092	668	429	0,64	0,0491	0,0026	0,14	0,0069	0.02138	0.00058	0.232	136.4	3.7	135.7	6.1	278	66	136.4	3.7	-0.52	2.71
~~Zrn 097~~	~~208~~	~~109~~	~~0,52~~	~~0,0558~~	~~0,0055~~	~~0,18~~	~~0,017~~	~~0.02301~~	~~0.00055~~	~~0.091~~	~~146.7~~	~~3.5~~	~~168~~	~~15.0~~	~~620~~	~~120~~	~~146.7~~	~~3.5~~	~~12.68~~	~~2.39~~
Zrn 098	468	238	0,51	0,0548	0,0031	0,16	0,0083	0.02171	0.00057	0.46	138.5	3.6	153	7.2	456	70	138.5	3.6	9.48	2.60
Zrn 099	257,9	102,2	0,40	0,055	0,0045	0,17	0,013	0.02277	0.0004	0.239	145.2	2.5	159	11.0	554	89	145.2	2.5	8.68	1.72
Zrn 100	287	183,9	0,64	0,0509	0,0035	0,15	0,011	0.02149	0.0004	0.322	137	2.5	143.2	9.6	290	71	137.0	2.5	4.33	1.82
Zrn 101	338	178	0,53	0,0539	0,0043	0,16	0,011	0.02162	0.00051	0.339	137.9	3.2	148.5	9.2	469	81	137.9	3.2	7.14	2.32
Zrn 102	287	157,4	0,55	0,0577	0,0044	0,17	0,014	0.02157	0.00067	0.342	137.6	4.2	156	12.0	494	80	137.6	4.2	11.79	3.05
~~Zrn 105~~	~~213~~	~~127,2~~	~~0,60~~	~~0,0528~~	~~0,0033~~	~~0,16~~	~~0,0097~~	~~0.02207~~	~~0.00055~~	~~0.291~~	~~142.1~~	~~3.5~~	~~149.7~~	~~8.4~~	~~326~~	~~56~~	~~142.1~~	~~3.5~~	~~5.08~~	~~2.46~~

Los valores tachados presentan discordancias mayores del 10% y errores 206Pb/235U mayores del 5%.

Fuente: Laboratorio de la Universidad Nacional Autónoma de México

Anexo B

Resultados de elementos traza y tierras raras de circón

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Zrn 071	620	0	4.180	4,3	0,101	40,2	0,55	13,3	22,5	6,66	106	34,8	395	144,3	634	1378	260	13.570	9,875	453	462
Zrn 072	480	-4	466	1,32	-0,0000008	10,34	0,024	0,5	1,13	0,36	6,5	2,6	34,2	14,45	77,3	198,8	45,2	11.090	4,0225	86,6	157,2
Zrn 073	790	3	1.108	3,44	13	49,2	3,23	14	4,5	0,69	17,8	5,77	81,4	34,8	181	482	110,2	15.320	5,9225	143,7	268
Zrn 074	110	9	708	1,98	6,4	31	2,2	6,8	2,6	0,93	10,9	3,88	48,1	21,4	112,4	299	72,3	11.650	4,63	94	190,2
Zrn 075	580	12	1.163	3,41	10,8	41,2	2,55	12,2	4,4	0,95	16,3	6	81,1	34	185,6	507	112	17.180	5,3	128,8	256,2
Zrn 076	80	670	2.900	10,8	0,79	39,8	0,45	4,9	9,5	2,1	47,5	18	231	94,3	444	1032	220	18.470	17,9	555	855
Zrn 077	180	21	1.476	2,17	0,033	18,2	0,208	2,92	5,53	1,63	29,4	10,13	119,7	47,7	229	548	116,6	13.800	5,975	165,7	247
Zrn 078	490	-26	997	3,48	3,57	28,3	1,07	5,8	3,9	0,68	16,3	5,7	75,7	30,2	163	399	91,4	14.210	6,875	218	299
Zrn 079	650	48	351	1,14	3,2	12,7	1,06	3,3	1,16	0,4	5,6	1,81	24,2	11,01	56,4	158,8	37,7	12.450	2,3225	36,3	92,6
Zrn 080	-10	15	778	3,13	0,049	15,92	0,042	1,19	1,48	0,51	10,9	4,32	52,5	24,4	123,5	339	78,3	13.590	5,8325	122,1	248
Zrn 081	990	8	1.091	3,15	11,4	40	3,5	13,3	5,5	1,16	18,3	6,28	79,7	34	179	457	104,3	13.030	6,4	159	272
Zrn 082	210	56	866	2,65	0,025	19,4	0,123	1,32	2,63	0,7	12,7	4,83	66,5	27,7	138,4	372	82,5	16.740	7,5825	216,1	351
Zrn 083	90	-10	841	2,5	0,201	15,6	0,33	2,05	2,41	0,63	14,1	4,85	58,6	25,8	140	373	84,5	15.840	4,41	94,4	198
Zrn 084	270	5	1.113	2,64	0,079	19,5	0,095	1,87	3,02	0,64	18,1	6,12	79,5	36,1	187,4	522	113	17.060	4,79	113,9	236,5
Zrn 085	150	12	686	2,24	-0,0000007	13,5	0,089	0,82	1,62	0,6	10,2	3,76	48,1	21,1	116	301	72	12.350	5,3	111	218
Zrn 086	160	46	1.343	4,49	0,32	25,5	0,159	2,15	3,24	0,97	18,8	7,03	94,7	40,5	212	556	126,4	15.450	7,425	197	342
Zrn 087	350	13	1.240	2,42	5,4	34,7	1,51	10,2	6,5	1,75	26,3	8,4	99	38,2	192	454	100,7	14.400	5,825	178	251
Zrn 088	180	63	1.680	3,98	0,099	21,9	0,123	2,31	3,83	1,04	24,2	9,49	126,2	53,2	269	655	142,7	16.100	7,95	191,3	354
Zrn 089	200	18	1.540	3,94	0,239	25,3	0,161	1,84	4,49	1,21	21,8	8,59	115,9	48,6	239,9	558	124,2	10.920	5,975	165	244
Zrn 090	-170	46	2.490	4,19	0,161	31,3	0,253	4,56	8,49	2,01	48,6	16,45	206,1	81,5	378	824	173,1	14.100	12,5	347	525
Zrn 091	220	49	1.099	2,13	4,4	27	0,9	5,6	3,51	1,13	23	7,3	89,7	36,7	172	437	92,4	19.040	5,125	163,8	256,1
Zrn 092	120	35	1.790	6,23	0,153	34,1	0,155	1,75	3,59	0,85	23,7	9,15	124	52,5	280	740	162	16.240	14,35	429	668
Zrn 093	70	-3	1.211	1,62	0,025	16,6	0,188	2,25	4,9	1,55	24,9	8,26	99,8	39,2	191,3	469	103,3	16.700	4,945	154,7	232
Zrn 094	120	-4	850	2,48	-0,000007	14,4	0,047	1,14	1,68	0,6	12,9	4,23	59,9	26,5	143	399	93	13.800	5	95	207
Zrn 095	80	8	1.150	3,74	0,068	16,3	0,063	1,87	2,65	0,6	14,1	5,86	78	33,5	176	453	99	15.210	5,925	125	241
Zrn 096	-120	-41	967	1,71	0,056	14,67	0,107	1,86	3,15	0,74	18,7	5,76	75,2	29,7	150	372	86,7	11.520	5,125	141,7	213
Zrn 097	250	6	773	1,64	0,04	12,3	0,082	1,51	3,08	0,62	14	4,48	57,6	24,1	125	332	76	13.050	5,325	109	208
Zrn 098	110	80	1.646	6,9	0,48	31,4	0,415	4,1	4	1,15	24,7	8,78	124,7	54,2	281	675	149,4	15.960	10,525	238	468
Zrn 099	270	11	976	2,77	0,028	13,12	0,16	1,02	1,72	0,36	14,2	5,23	70,3	30,02	154,7	413	94,8	14.260	6,625	102,2	257,9
Zrn 100	-70	20	1.113	3,87	0,144	18,21	0,117	1,4	2,51	0,86	17	5,85	76	32,5	169,5	455	107,8	11.710	7,1175	183,9	287
Zrn 101	60	38	2.040	4,58	-0,0000069	21,7	0,174	1,9	4,57	1,76	29,9	11,4	146	63,5	316	754	164,1	14.040	7,625	178	338
Zrn 102	-70	-11	1.647	3,95	0,07	21,7	0,253	2,88	4,04	1,81	27,1	9,85	124,1	51,5	257	620	133,2	15.120	6,4	157,4	287
Zrn 103	-130	1	1.710	3,88	0,11	21,4	0,069	1,95	3,56	0,87	29	10,26	128	54,1	277	691	145,1	18.000	8,5	180	395
Zrn 104	320	32	1.095	1,89	4,9	28	1,5	7,4	5,4	1,21	23,4	7,23	90,2	33,7	169	408	89,3	18.270	4,09	120,4	189
Zrn 105	360	42	518	1,78	0,24	12,8	0,074	1,02	1,11	0,43	7,6	3,06	36,1	16,86	80,4	217	49	11.470	5,4	127,2	213

Valle Superior del Magdalena

Servicio Geológico Colombiano

2022

Este trabajo es la continuación de los catálogos publicados dos décadas atrás. Se modernizó el contenido y la presentación de acuerdo con las necesidades actuales de información. Se agruparon en un solo volumen las unidades litológicas que definen un evento geológico regional en una provincia particular. Esta versión incorpora nueva información petrográfica, litogeoquímica, química mineral y geocronológica, e interpreta los datos según el avance del conocimiento actual. Este volumen constituye un aporte al conocimiento básico de la geología colombiana y al conocimiento y evolución del Valle Superior del Magdalena.

ISBN: 978-958-53131-9-4
9 789585 313194

www.sgc.gov.co