



Redefinición del Complejo Migmatítico de La Cocha - Río Téllez, con base en nuevos datos de campo, petrografía, litogeoquímica y geocronología

Redefinition of La Cocha-Río Téllez Migmatitic Complex, based on new field data, petrography, lithogeochemistry, and geochronology

Gabriel Rodríguez-García  & Carlos Sabrica 
(*) grodriguez@sgc.gov.co, csabrica@unal.edu.co
Grupo de Estudios Geológicos Especiales, Medellín, Colombia.

Manuscrito recibido: 10 de noviembre de 2022.

Recibido en formato revisado: 28 de mayo de 2023.

Aceptado: 1 de junio de 2023.

Resumen

El Complejo Migmatítico de la Cocha-Río Téllez está localizado en el flanco oriental de los Andes Colombianos, entre los departamentos de Nariño y Putumayo. Aflora a manera de ventanas entre depósitos volcánicos y fluvio-volcánicos recientes. Bajo la denominación de Complejo Migmatítico La Cocha-Río Téllez se agruparon granitoides, gneises de cuarzo-feldespato-moscovita y biotita, tonalitas, metatonalitas miloníticas y anfíbolitas migmatíticas de diferente edad y ambiente geológico. De acuerdo a los resultados encontrados, en este trabajo se propone dejar de utilizar el término Complejo Migmatítico de la Cocha-Río Téllez y en adelante usar los nombres formales de cinco unidades que representan eventos metamórficos e ígneos diferentes, formadas entre el Devónico (?) y el Oligoceno, las cuales proponemos llamar: Neis de Sibundoy a la unidad con edades de metamorfismo entre $365,97 \pm 12,8$ Ma y $386,8 \pm 15,9$ Ma, los Esquistos de San Francisco con edades alrededor de 163 Ma, Granodiorita de Motilón al plutón con edades de cristalización entre $172,7 \pm 1,4$ y $152,2 \pm 0,31$ Ma, Tonalita de Los Alisales al plutón con edad de cristalización de $32,4 \pm 0,58$ Ma y Anfíbolitas del río Téllez a la unidad con edad de metamorfismo de $80,4 \pm 1,5$ Ma.

Palabras clave: Colombia; geoquímica; edades U-Pb.

Abstract

The La Cocha-Río Téllez Migmatitic Complex is located on the eastern flank of the Colombian Andes, between the departments of Nariño and Putumayo. It crops out as windows between recent volcanic and fluvio-volcanic deposits. Under the name of La Cocha-Río Téllez Migmatitic Complex, granitoids, quartz-feldspar-moscovite and biotite gneisses, tonalites, mylonitic metatonalites and migmatitic amphibolites of different age and geological environment were grouped. According to our results, in this contribution we propose to stop using the name La Cocha-Río Téllez Migmatitic Complex and henceforth use the formal names of five units that represent different metamorphic and igneous events, formed between the Devonian (?) and Oligocene, which we propose to call as follows: the Sibundoy Gneiss to the unit with metamorphism ages between 365.97 ± 12.8 Ma and 386.78 ± 15.9 Ma, the San Francisco Schists with ages around 163 Ma, the Motilón Granodiorite to the pluton with crystallization ages between 172.7 ± 1.4 and 152.2 ± 0.31 Ma, the Alisales Tonalite to the pluton with crystallization ages of 32.4 ± 0.58 Ma, and the Tellez River Amphibolites to the unit with metamorphism ages of 80.4 ± 1.5 Ma.

Keywords: Colombia; geochemistry; U-Pb ages.

Cómo citar este artículo:

Rodríguez-García, G. y Sabrica, C., (2023). Redefinición del Complejo Migmatítico de La Cocha - Río Téllez, con base en nuevos datos de campo, petrografía, litogeoquímica y geocronología.. BOLETÍN DE CIENCIAS DE LA TIERRA, 54, pp. 7 - 26. DOI:<https://doi.org/10.15446/rbct.n54.108075>.



1. Introducción

El Servicio Geológico Colombiano (SGC), en el desarrollo del proyecto Ortoneises de la Cordillera Central y Magmatismo Jurásico de Colombia, realizó actividades de campo en el suroriente de los Andes colombianos, límites de los departamentos de Nariño y Putumayo, en las localidades de Funes, Pasto y Sibundoy, caracterizado por las diferentes rocas que conforman el Complejo Migmatítico de la Cocha - Río Téllez mediante análisis geoquímicos, petrográficos y geocronológicos (U-Pb en circón). Las rocas que constituyen esta unidad fueron agrupadas por Ponce (1979) como Complejo Migmatítico de Nariño, al referirse a los afloramientos expuestos en el flanco oeste de la Cordillera Centro Oriental, en el páramo de Los Alisales y en los ríos Téllez, San Francisco, Chingual, Sucio y San Pedro, este último cerca al valle de Sibundoy. Este autor consideró como otra unidad al Neis de La Cocha. Posteriormente, Murcia y Cepeda (1983) agruparon las dos unidades y emplearon el término Complejo Migmatítico de La Cocha - Río Téllez, para designar las rocas metamórficas y granitos de anatexis que afloran en las proximidades de la laguna de La Cocha y el río Téllez.

En este trabajo se presentan nuevos datos de campo, geocronología U-Pb (LA-ICP-MS - *Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*) en circón, petrografía y química de roca total, que permiten determinar la composición, el origen y la edad de las unidades geológicas, por lo que se recomienda no volver a utilizar el nombre de Complejo La Cocha - Río Téllez. Las nuevas unidades propuestas son el Neis de Sibundoy, los Esquistos de San Francisco, la Granodiorita de Motilón, la Tonalita de Los Alisales y la Anfibolitas del río Téllez (Fig. 1).

2. Marco geológico

El Neis de Sibundoy, los Esquistos de San Francisco, la Granodiorita de Motilón, la Tonalita de Los Alisales y la Anfibolitas del río Téllez se localizan en el límite entre los terrenos que han sido denominados tradicionalmente Chibcha y Tahamí (Restrepo y Toussaint, 2020) y sobre los cuales se han sobre impuestos eventos de arco de margen continental y eventos de colisión y amalgamación, en la margen occidental de Gondwana, en el norte de los Andes de Suramérica. Los eventos de arco se desarrollaron en la margen occidental del basamento Precámbrico, desde el Carbonífero hasta el Jurásico medio (Rodríguez *et al.*, 2022). Posteriormente ocurrió la colisión del basamento metamórfico de edad ordovícica (Terreno Anacona) y triásica (Terreno Tahamí) durante el Jurásico Tardío, dando origen al metamorfismo orogénico colisional (Blanco Quintero *et al.*, 2014; Rodríguez *et al.*, 2017; 2020; 2022a), representado por el Orógeno Tierradentro (Rodríguez *et al.*, 2022 a, b). La colisión fue acompañada por la intrusión de plutones tonalíticos que amalgamaron la sutura (arco Ibagué Segovia: batolitos de Ibagué, Segovia y Alisales entre otros - Rodríguez *et al.*, 2022 a, b).

El Neis de Sibundoy, los Esquistos de San Francisco, la Granodiorita de Motilón, la Tonalita de Los Alisales y la Anfibolitas del río Téllez afloran en el suroccidente de Colombia, específicamente en la parte más sur de los Andes colombianos, al occidente de la Falla de San Francisco-Avirama, y tienen como límites regionales la falla de Avirama-San Francisco-Yunguillo y la falla Colón. Las unidades metamórficas e ígneas hacen parte del Terreno Tahamí, al orógeno Tierradentro y el arco Ibagué Segovia (AIS) (Rodríguez *et al.*, 2020, 2022 a, b), están cubiertas por depósitos volcanoclásticos que enmascaran las relaciones estratigráficas y afloran como ventanas entre la cubierta volcánica reciente.

3. Materiales y métodos

Para el desarrollo de la redefinición del Complejo Migmatítico de la Cocha - Río Téllez se llevaron a cabo diversas actividades siguiendo los métodos que se describen a continuación: Se recopiló la información cartográfica y geológica y las bases topográficas de las planchas del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) a escala 1:100.000. Asimismo, se realizó una revisión de la información publicada hasta la fecha, como planchas, memorias, artículos, informes y tesis de maestría. Se elaboró una base de datos en Excel que incluye las estaciones de campo, secciones delgadas, análisis químicos y geocronológicos. Las secciones delgadas se elaboraron en el Laboratorio de Petrografía del Servicio Geológico Colombiano en Bogotá y Medellín. El análisis e interpretación de las secciones delgadas se realizaron en microscopios petrográficos marca Leitz Laborlux 12 Pol y Olympus BX53M, con descripción de las texturas, los minerales y el conteo modal manual entre 150 y 400 puntos de los minerales. Las microfotografías fueron adquiridas en cámaras Olympus Q-Color5™ y Olympus UC50 acopladas a los microscopios mencionados. Para la clasificación y nomenclatura de las rocas ígneas se usaron las clasificaciones de Streckeisen (1976) y Streckeisen (1978). En las tablas se utilizaron las abreviaturas de minerales de Whitney y Evans (2010).

Los análisis geoquímicos se hicieron en el laboratorio del Servicio Geológico Colombiano. Los de elementos mayores y menores se realizaron con un espectrómetro de fluorescencia de Rayos X, FRX, Panalytical AXIOS Mineral para análisis elemental configurado para materiales geológicos. La cuantificación de los óxidos mayores se realizó en una muestra fundida con metaborato y tetraborato de litio y la cuantificación de elementos menores que se llevó a cabo en muestra prensada. Para el análisis de los elementos traza, se usó un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado, ICP-MS, Perkin Elmer NEXION. La disolución de la muestra fue mediante ataque por pasos utilizando ácidos inorgánicos fuertes (HF, HNO₃, HClO₄ y HCl), en sistema abierto, empleando distintas rampas de temperatura y tiempos de calentamiento. Los valores de óxidos mayores se presentan en porcentaje por peso (wt%), mientras que los elementos

4. Resultados

4.1 Características macroscópicas y microscópicas

La descripción de resultados se hace utilizando la nueva nomenclatura de unidades: Neis de Sibundoy, Esquistos de San Francisco, Granodiorita de Motilón, Tonalita de Los Alisales y Anfíbolitas del río Téllez.

El Neis de Sibundoy aflora como un cuerpo independiente al noroccidente de la cabecera municipal de San Francisco. Las rocas son de colores grises con blanco, faneríticos de grano fino a medio, con estructura néisica bandeada, tienen textura grano lepidoblástica, pueden presentar localmente segregaciones a manera de bandas discontinuas de cuarzo lechoso y bandas de neosoma cuarzo feldespáticas (Fig. 2 a, b). Los neises se clasifican como:

Neises de cuarzo+plagioclasa+biotita+moscovita+/-grafito

Neises de cuarzo+plagioclasa+ feldespato alcalino+biotita+/-moscovita+/-grafito

Neises de cuarzo+plagioclasa+biotita+granate+/-moscovita +/-grafito

Los esquistos de San Francisco afloran contra la Falla de San Francisco y la Falla de Sibundoy, corresponde a un cuerpo independiente de rocas con estructura esquistosa que está en contacto fallado con rocas plutónicas deformadas de composición tonalítica a granodiorítica de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo. Los esquistos se clasifican como:

Esquisto de cuarzo+plagioclasa+ feldespato alcalino+biotita+ granate

Los neises y esquistos corresponden a dos cuerpos separados espacialmente, están constituidos por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, grafito y en algunos casos puede aparecer feldespato alcalino y granate. Como minerales accesorios presentan circón, titanita, turmalina y opacos. El cuarzo se presenta en bandas granoblásticas. Los cristales son xenoblásticos de grano medio (2-0.1 mm), con extinción ondulatoria y contactos poligonales. La plagioclasa es de tipo oligoclasa, se presenta en cristales de formas subhedrales a anhedrales con maclas de tipo albita, de grano fino (0,2-0,8 mm), aparece alterada a sericita. La biotita ocurre en láminas subhedrales a anhedrales de grano fino a medio (2-0,5 mm), de color pardo con pleocroísmo fuerte a pardo claro, en algunos neises se altera a clorita, tienen inclusiones de grafito, cuarzo y circón con halo pleocroico, (Fig. 3 a). La biotita y la moscovita marcan la foliación de la roca, forman bandas delgadas orientadas, localmente bordean los porfidoblásticos de cuarzo, plagioclasa y granate. Algunas rocas tienen feldespato alcalino de tipo microclina, que forma bandas junto a cuarzo y plagioclasa, están ligeramente empolvados por alteración a arcillas y presentan macla de microclina y pertitas. El granate aparece como cristales anhedrales diseminados (IGM-902413), localmente forman aglomerados en porfidoblásticos bordeados por láminas de biotita (Fig. 3b), son de grano grueso a fino (4,5-0,7 mm), están fracturados y tienen inclusiones de biotita. El grafito se presenta en láminas de

grano fino (0,1-1 mm), de color negro y se orientan con las láminas de moscovita y biotita a lo largo de la foliación de la roca, se encuentra incluido en la moscovita y el cuarzo. El circón se presenta en microcristales de grano fino (0,03-0,04mm), de formas euhedrales a anhedrales, subelongados incluido en la biotita, cuarzo y moscovita.

En el área de Sibundoy y San Francisco Putumayo aflora la Cuarzomonzonita de Sombrerillo como un bloque limitado por fallas (Restrepo *et al.*, 2021, Bermúdez *et al.*, 2022) (Fig. 1). Las rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo conservan los rasgos texturales y composicionales primarios. El bloque del Plutón está deformado, se encuentra fallado en ambos costados por las fallas Colón, Sibundoy y San Francisco-Yunguillo que lo separan de la Formación Saldaña, el Monzogranito de Mocoa, los Esquistos de San Francisco y las secuencias sedimentarias cretácicas de las formaciones Caballos y Hondita-Loma Gorda (Fig. 1).

Las rocas del bloque plutónico son de color blanco moteadas de verde oscuro, faneríticas de grano medio, con texturas granular y algunas tienen orientación mineral por deformación dúctil, corresponden a tonalitas, metatonalitas, granodioritas y metagranodioritas principalmente, están constituidas por plagioclasa, feldespato, cuarzo, hornblenda y biotita y como minerales accesorios clinopiroxeno, titanita, apatito y circón (Fig. 3 c, d). La plagioclasa se determinó utilizando el método de Michel-Lévy en macla de albita, obteniendo valores entre An₂₀ y An₄₀ en las diferentes rocas. Esta se presenta en cristales subhedrales a euhedrales, inequigranulares, con tamaños menores a 3 mm, que están alterados a minerales de arcilla y sericita. El feldespato alcalino es microclina con maclas polisintéticas y bordes de reacción con la plagioclasa, localmente forma en los contactos con plagioclasa mirmequitas. El cuarzo es anhedral con extinción ondulatoria. La hornblenda es parda y verde con pleocroísmo a verde oliva, se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, con algunas maclas dobles. La biotita es de color pardo con pleocroísmo a pardo rojizo, se presenta incluida en la hornblenda, y es de tamaño < 0,5 mm.

En la margen occidental de la Laguna de La Cocha aflora la unidad Granodiorita de Motilón (Restrepo *et al.*, 2021), constituida por metatonalitas, metacuarzodioritas, milonitas y tonalitas (Fig. 2 c, d), afectadas por el trazo de la Falla Afiladores. Las rocas más deformadas tienen una textura augen y un desarrollo de porfidoclastos de plagioclasa con colas de arrastre y cristales elongados de cuarzo de 1-2 cm de diámetro y lentes irregulares de cuarzo altamente deformado. Localmente los afloramientos tienen deformación milonítica, con evidencias de metamorfismo dinámico y desarrollo de estructura néisica milonítica, con plegamientos locales (Fig. 2 c). Las milonitas y protomilonitas afloran al suroccidente de la laguna de La Cocha, a lo largo del trazo de la falla de Afiladores. Las rocas de la Granodiorita de Motilón conservan la estructura ígnea primaria y localmente están deformadas y plegadas a lo largo del trazo de la falla.

Hacia el sur, en dirección al río Alisales, aflora la Tonalita de Los Alisales, descrita originalmente por Botero (1975) como Batolito de Alisales, que incluía en el trabajo de Botero

la Granodiorita de Motilón y la Tonalita de Los Alisales del presente trabajo. Las tonalitas son de color blanco moteado de negro, fanerítica de grano medio, con estructura isotrópica y textura granular (Fig. 2 e, f), localmente tienen un desarrollo de mirmequitas. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda y como accesorios titanita, opacos, apatito, circón y rutilo (Fig. 3f). Las rocas plutónicas deformadas de la Granodiorita de Motilones y no deformadas de la Tonalita de Los Alisales presentan enclaves de microdioritas y están atravesadas por diques dacíticos y venas pegmatíticas de cuarzo y feldespatos (Fig. 2 d y f). En la Tonalita de Los Alisales el cuarzo es anhedral equigranular de tamaños entre 150 y 1500 μm , intersticial entre la red de

cristales de plagioclasa, con inclusiones de polvo y rutilo. La plagioclasa (An_{31}) es euhedral a subhedral inequigranular de forma tabular a cuadrada, de tamaños entre 800 y 3000 μm , con maclas de albita, Carlsbad, periclina y albita-Calsbad, con extinción oscilatoria y alteración leve a sericita y epidota.

Las láminas de biotita forman agrupaciones junto a hornblenda, son de color pardo verdoso a amarillo pálido, con leve alteración a clorita. La hornblenda es anhedral a subhedral, de color verde con pleocroísmo a verde amarillo pálido, el ángulo de extinción máximo es de 25° , algunos cristales son poiquilíticos con inclusiones de titanita, biotita, circón, opacos y plagioclasa.

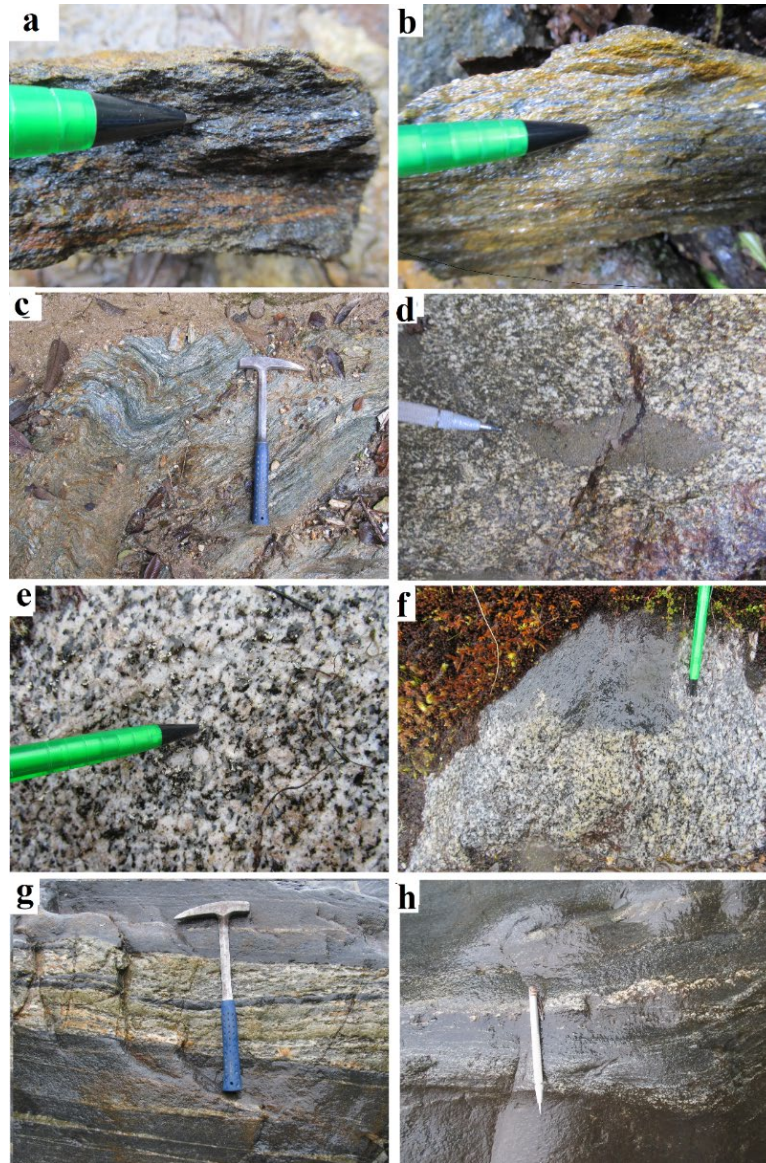


Figura 2. Aspecto macroscópico de unidades que hacen parte del Complejo La Cocha – Río Téllez. a) y b) Neis de Sibundoy: neis de cuarzo feldespato con biotita y moscovita; c) y d) Granodiorita de Motilón: roca de falla asociada a la Falla Afiladores y granodiorita con enclave de microdiorita; e) y f) Tonalita de Los Alisales: tonalita isotrópica y tonalita con enclaves de microdiorita ;g) y h) Anfibolitas del río Téllez: anfibolitas con bandas locales de granofelsa cuarzo feldespática.

Fuente: los autores

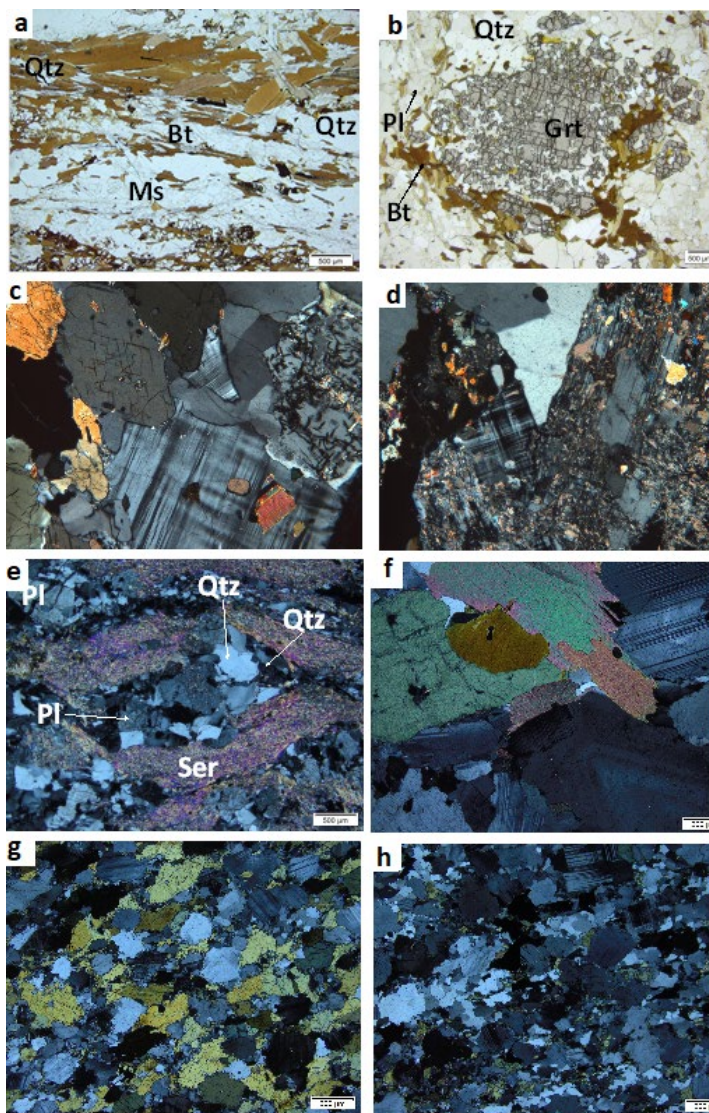


Figura 3. Características petrográficas. a y b) Neis de Sibundoy (CSB-297b y CSB-298); c y d) Cuarzomonzonita de Sombrerillo (GZ-6781); e) Roca deformada de la Granodiorita de Motilón (CSB-299); f) Tonalita de Los Alisales (GR-7071); g y h) Anfibolita de Río Téllez (GR-7070 a, b), anfibolita y bandas de granofelsa. Fuente: este trabajo

En el río Téllez, al oriente del municipio de Fúnez, afloran dos ventanas de la Anfibolita de río Téllez entre la cubierta volcanoclástica reciente (Fig. 1). Las anfibolitas presentan estructura bandeada, con bandas de anfibolita de color gris oscuro a negro, centimétricas a métricas, intercaladas con bandas delgadas de granofelsa de cuarzo-plagioclasa con hornblenda, epidota y titanita, de color blanco crema: las bandas félsicas son milimétricas a centimétricas (Fig. 2g, h). Las anfibolitas son faneríticas de grano fino a medio, con textura granoblástica a nematoblástica, constituidas por plagioclasa y hornblenda y en algunas bandas pueden aparecer menores contenidos de cuarzo y accesorios como opacos, titanita, apatito y epidota (Fig. 3 g, h). En las anfibolitas la plagioclasa es subidioblástica a xenoblástica, de tamaños entre 150 μm y 300 μm , con bordes y contornos irregulares, extinción ligeramente ondulatoria, con maclas acunadas de albíta, periclina, baveno y albíta- Carlsbad, e

inclusiones de cuarzo, opacos y apatito; los cuarzos a manera de gotas. El cuarzo es xenoblástico elongado, de tamaños entre 50 μm y 300 μm , con extinción ondulatoria, intersticial entre la red de cristales de plagioclasa y hornblenda. La hornblenda es xenoblástica de color verde, con pleocroísmo moderado a verde amarillento y verde pardo, de tamaños entre 50 μm y 350 μm , con birrefringencia amarilla del primer orden. El ángulo de extinción varía entre 13° y 19°. La hornblenda marca la orientación de la roca, tiene inclusiones de opacos, apatito y titanita. Los opacos están orientados y pueden tener coronas de titanita e inclusiones de apatito.

Las bandas de leucosoma son de granofelsa de Qz-Pl-Hbl-Tnt con accesorios como epidota, apatito, circón y opacos con bordes o coronas de titanita (Fig. 3h). El cuarzo es xenoblástico y forma mosaicos granoblásticos, con contornos irregulares a ameboideos, con extinción ondulatoria, de tamaños entre 20 μm y 250 μm , forman agrupaciones

irregulares y discontinuas junto a cristales de plagioclasa, ligeramente elongados y orientados. La plagioclasa (An₃₇) es xenoblástica a idioblástica inequigranoblástica, de tamaños entre 80 µm y 300 µm, con mal desarrollo de maclas de albita y periclina o sin maclado, las maclas acuñadas y algo flexionadas. La hornblenda es poiquiloblástica con inclusiones de plagioclasa y opacos, con bordes con crecimiento en atolón entre la red de cristales de plagioclasa, con ángulo de extinción de 19° a 23°, pueden formar agrupaciones de cristales. La titanita se presenta en cristales rómbicos o como bordes y coronas alrededor de los opacos.

4.2 Geoquímica

La comparación geoquímica de las rocas que conforman el Neis de Sibundoy, los Esquistos de San Francisco, la Granodiorita de Motilón, la Tonalita de Los Alisales y la Anfíbolitas del río Téllez se realiza considerando el tipo de roca, para poder determinar las diferencias o similitudes entre las unidades que fueron agrupadas originalmente dentro del Complejo La Cocha – Río Téllez. Un total de 25 análisis son utilizados, ocho son de este trabajo, tres de Zapata *et al.* (2017) y 14 de Restrepo *et al.* (2021). En la tabla 1 se presentan los resultados de óxidos mayores y en la tabla 2 los resultados de elementos trazas y tierras raras. Nueve muestras corresponden a rocas con metamorfismo regional, y 16 muestras son de rocas plutónicas de las áreas de San Francisco y la laguna de La Cocha.

Tabla 1.

Resultados analíticos para óxidos de elementos mayores (%wt) de la Anfíbolita del río Téllez, la Granodiorita de Motilón, el Neis de Sibundoy, los Esquistos de San Francisco y la Cuarzomonzonita de Sombrierillo.

No. Campo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	LOI	Sum	Unidad y área	Fuente
CSB-300	49.3	1.0	15.9	11.6	6.0	11.6	2.0	1.1	0.3	0.02	0.9	99.6	Anfíbolita del río Téllez	este estudio
GR-7070	62.0	1.1	15.0	9.2	1.9	6.6	3.4	0.2	0.2	0.01	0.4	99.8	Anfíbolita del río Téllez	este estudio
GR-7070b	65.2	0.8	14.5	7.5	1.7	6.5	3.1	0.1	0.2	0.01	0.3	99.8	Anfíbolita del río Téllez	este estudio
CSB-299	66.4	0.7	16.1	4.9	1.6	1.4	2.9	3.1	0.1	0.01	2.6	99.7	Tonalita de Los Alisales	este estudio
GR-7071	64.5	0.6	16.5	4.6	2.4	4.7	3.9	1.7	0.2	0.01	0.5	99.6	Granodiorita de Motilón	este estudio
BR-4	66.0	0.5	15.4	3.3	1.5	2.7	4.9	2.9	0.2	0.10	2.7	100.2	Granodiorita de Motilón	Restrepo et al., 2021
JC014A	56.4	0.9	16.6	8.0	3.7	7.5	3.4	1.1	0.3	0.20	2.0	100.1	Granodiorita de Motilón	Restrepo et al., 2021
JC015	73.6	0.2	14.0	2.1	0.5	1.6	4.2	1.9	0.1	0.00	1.4	99.6	Granodiorita de Motilón	Restrepo et al., 2021
JC016	69.5	0.2	15.8	2.8	1.0	2.7	5.1	1.6	0.2	0.10	1.6	100.6	Granodiorita de Motilón	Restrepo et al., 2021
CSB-296	62.1	1.3	20.9	4.2	1.0	0.0	0.3	4.8	0.1	0.00	5.1	99.6	Neis de Sibundoy	este estudio
CSB-297B	58.7	1.7	18.0	9.2	2.2	1.1	1.7	4.3	0.2	0.02	2.5	99.6	Neis de Sibundoy	este estudio
CSB-298	71.0	0.5	13.9	4.6	0.9	0.8	3.6	3.5	0.1	0.02	0.9	99.6	Neis de Sibundoy	este estudio
GZ-6782	69.4	0.4	12.5	4.6	0.7	0.4	2.4	4.4	0.1	1.58	1.1	97.4	Esquisto de San Francisco	Zapata et al., 2017
JC007	62.1	0.7	16.2	6.7	2.7	4.8	3.3	1.7	0.2	0.10	1.3	99.8	Esquisto de San Francisco	Restrepo et al., 2021
JC003B	46.1	2.8	15.1	14.8	5.2	6.4	3.2	3.2	1.2	0.50	0.6	99.1	Esquisto de San Francisco	Restrepo et al., 2021
GZ-6781	55.2	0.8	13.9	6.6	4.7	6.6	2.1	2.4	0.4	1.23	2.1	96.1	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Zapata et al., 2017
GZ-6783	55.6	1.0	15.4	6.8	3.1	4.6	2.8	3.1	0.3	1.10	1.8	95.5	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Zapata et al., 2017
BR-9	57.8	0.8	16.7	7.4	3.2	5.6	3.0	3.0	0.3	0.10	0.9	98.8	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Restrepo et al., 2021
BR-13	57.6	0.9	16.6	8.2	3.6	6.6	3.1	2.2	0.2	0.10	0.6	99.7	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Restrepo et al., 2021
JC001	75.0	0.3	13.4	3.0	0.7	1.4	4.5	0.9	0.1	0.10	1.5	100.9	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Restrepo et al., 2021
JC002	71.5	0.5	13.7	4.7	1.1	2.4	4.0	1.2	0.1	0.20	1.8	101.2	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Restrepo et al., 2021
JC003A	58.3	0.7	18.5	6.4	2.8	6.1	4.2	2.9	0.3	0.20	1.0	101.4	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Restrepo et al., 2021
JC004	64.1	0.6	14.7	6.0	3.1	5.5	3.1	1.7	0.2	0.10	1.2	100.3	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Restrepo et al., 2021
JC009	58.2	0.8	17.0	7.4	3.1	6.2	3.2	3.0	0.3	0.10	1.2	100.5	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Restrepo et al., 2021
JC011	65.5	0.5	16.7	4.7	1.7	4.2	3.4	3.4	0.2	0.10	1.1	101.5	Cuarzomonzonita de Sombrierillo	Restrepo et al., 2021

Fuente: los autores

4.3 Óxidos mayores – rocas con metamorfismo

Del Neis de Sibundoy y los Esquistos de San Francisco hay seis muestras con análisis de química de roca total. Se analizan los resultados teniendo en cuenta que los trabajos anteriores tienen diferencias sobre el protolito ígneo y/o sedimentario de los neises y esquistos (Restrepo *et al.*, 2021 y Zapata *et al.*, 2017). Los resultados muestran un contenido de SiO₂ que varía de 46,1% a 71%, Al₂O₃ entre 12,5% y 20,9%, Na₂O de 0,3% a 3,6%, K₂O entre 1,7% y 4,8%, Fe₂O₃ varía en un amplio rango entre 2,8% y 14,8%, CaO menor a 6,4% y el TiO₂ entre 2,8% y 0,4%. Las muestras CSB-296, CSB-297B, CSB-298 del Neis de Sibundoy y GZ-6782 de los Esquistos de San Francisco, caen en el campo de las rocas formadas a partir de metasedimentos. Las muestras JC-003C y JC-007 de los Esquistos de San Francisco, grafican en el campo de rocas ígneas máficas con alto K, en el diagrama de Laurent *et al.* (2014) (Fig. 4b), con índices de saturación de alúmina entre metaluminoso (JC-003C) y peraluminoso (JC-007, CSB-298 y GZ-6782). Las muestras CSB-296, CSB-297B, JC-003B grafican dentro del campo de la serie shoshonítica; las muestras CSB-298 y GZ-6782 en el campo calcoalcalina alta en K y la muestra JC-007 en la serie calcoalcalina.

De la unidad Anfibolitas del río Téllez se analizaron tres muestras. La interpretación y algunos resultados deben ser tomados con cuidado considerando que las rocas localmente presentan bandas de neosomas cuarzo feldespáticas intercaladas con las anfibolitas, que sugieren desarrollo de migmatitas bandeadas. Los contenidos de SiO₂ varía de 49,3% a 65,2%, Al₂O₃ entre 14,5% y 15,9%, Na₂O de 2,0% a 3,4%, K₂O entre 0,1% y 1,1%, Fe₂O₃ varía entre 7,5% y 11,6%, CaO entre 6,5% y 11,6% y el TiO₂ entre 0,8% y 1,1%, con valores de CaO, Fe₂O₃ mayores a las otras unidades. Las anfibolitas grafican dentro del campo de las rocas toleíticas, en las rocas ígneas máficas con bajo K y con contenidos altos de CaO y la muestra CSB-300 de anfibolita grafica en el campo de las rocas calcoalcalinas normales y en el campo de las rocas máficas con alto K (Fig. 4a, 4c) y metaluminosas (Fig. 4b).

4.4 Óxidos mayores en rocas ígneas plutónicas

De la Cuarzomonzonita de Sombrerillo se tiene 10 análisis químicos de roca total (dos de Zapata *et al.*, 2017 y ocho de Restrepo *et al.*, 2021). Los valores de SiO₂ varían entre 55,2% a 65,5% (en 8 muestras) y dos muestras tienen valores de SiO₂ de 71,5% y 75% (JC-002 y JC-001), el Al₂O₃ varía entre 13,4% y 18,5%, Na₂O de 3,0% a 8,2%, K₂O entre 0,9% y 3,4%, Fe₂O₃ varía entre 3% y 8,2%, CaO entre 1,4 y 6,6, el TiO₂ <1%. La mayoría de muestras grafican dentro del campo de las rocas calcoalcalinas con alto K, excepto las muestras JC-001, JC-002 y JC-004; las dos primeras son toleíticas y la otra es calcoalcalina normal; además, las rocas caen en el campo de las rocas ígneas máficas con alto K en el diagrama de Laurent *et al.* (2014) y en el campo metaluminoso (Figs. 4 b y d), excepto las muestras JC-001 y JC-002 que grafican dentro de la fuente de rocas máficas con bajo K (Fig. 4 a) y en el campo de las rocas peraluminosas del diagrama de Shand (1943), siendo estas dos rocas las de mayor contenido de SiO₂.

De la Granodiorita de Motilón (5 muestras) y la Tonalita de Los Alisales (1 muestra) hay 6 análisis químicos de roca total (cuatro de Restrepo *et al.*, 2021 y dos de este estudio). Los contenidos de SiO₂ varían entre 56,4% a 73,6%, el Al₂O₃ varía entre 14% y 16,6%, Na₂O de 2,9% a 5,1%, K₂O entre 1,1% y 3,1%, Fe₂O₃ varía entre 2,1% y 8%, CaO entre 1,4 y 7,5, el TiO₂ <1%. Las muestras grafican dentro del campo de las rocas calcoalcalinas, excepto la muestra CSB-299 que es calcoalcalina alta en K (tonalita deformada); las rocas caen en el campo de las rocas ígneas máficas con bajo K y la muestra CSB-299 en el campo de las rocas con protolito metasedimentario (diagrama de Laurent *et al.*, 2014); además, son metaluminosas y peraluminosas (Figs. 4 b y d).

4.5 Elementos traza en rocas ígneas y metamórficas de protolito ígneo

La Cuarzomonzonita de Sombrerillo, en el diagrama de los elementos traza inmóviles normalizados al NMORB (Pearce, 2014), tiene anomalías negativas de Nb y Ti y patrones comparables a los de arcos magmáticos de margen continental (Fig. 5a). El patrón de tierras raras normalizado al condrito, según los valores de Nakamura (1974), muestra diferencias entre las rocas calcoalcalinas de alto K y las rocas toleíticas (JC-001 y JC-002) (diagrama de SiO₂ vs. K₂O), con mayor pendiente negativa en las primeras. Todas las muestras tienen empobrecimiento progresivo de las tierras raras livianas (HREE-Elementos de las Tierras Raras pesadas) hacia las tierras raras pesadas (LREE- Elementos de las Tierras Raras pesadas) (Fig. 5b). La relación (La/Yb)_N de las muestras JC-001 y JC-002 varía entre 2,55 y 3,24, siendo más baja que las demás rocas que varía entre 5,88 y 12,44; la relación (Ce/Yb)_N que representa la relación entre LREE/HREE, para las muestras JC-001 y JC-002, varía entre 2,02 y 2,42 y en el resto de rocas entre 4,54 y 8,48. La relación Eu/Eu* <1, excepto en la muestra GZ-6781 con relación Eu/Eu*=1,26 y ΣREE en las muestras JC-001 a JC-002 es de 75,20 ppm a 105,20 ppm y en el resto de muestras de 133,5 ppm a 211,80 ppm. Los resultados de óxidos mayores y elementos trazas sugieren que las muestras JC-001 y JC-002 no tiene relación genética con el resto de las muestras de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo.

Las rocas de la Granodiorita de Motilón y la Tonalita de Los Alisales tienen anomalías negativas de Nb, Ti e Y en el diagrama de los elementos traza inmóviles normalizados al NMORB (Pearce, 2008) (Fig. 5c), y el patrón es comparable al de rocas formadas en ambientes de arco magmático de margen continental. Los patrones de tierras raras normalizado al condrito, según los valores de Nakamura (1974), no son paralelos entre las diferentes muestras; las muestras CSB-299 y GR-7071 presentan un patrón paralelo. Las diferencias de patrones sugieren más de un evento ígneo (las edades U-Pb confirman esta observación), en general tienen pendiente negativa y empobrecimiento progresivo de las tierras raras livianas (HREE) hacia las tierras raras pesadas (LREE) (Fig. 5d), con anomalía positiva de Eu/Eu* entre 1,09 y 1,85 en las muestras CSB-299, GR-7071 y JC-016 y negativa de 0,69 y 0,87 para las muestras JC-014A y JC-015. La relación (La/Yb)_N varía entre 4,10 y 14,52; (Ce/Yb)_N de 3,32 a 10,52 y la ΣREE de 77,80 ppm a 102,82 ppm.

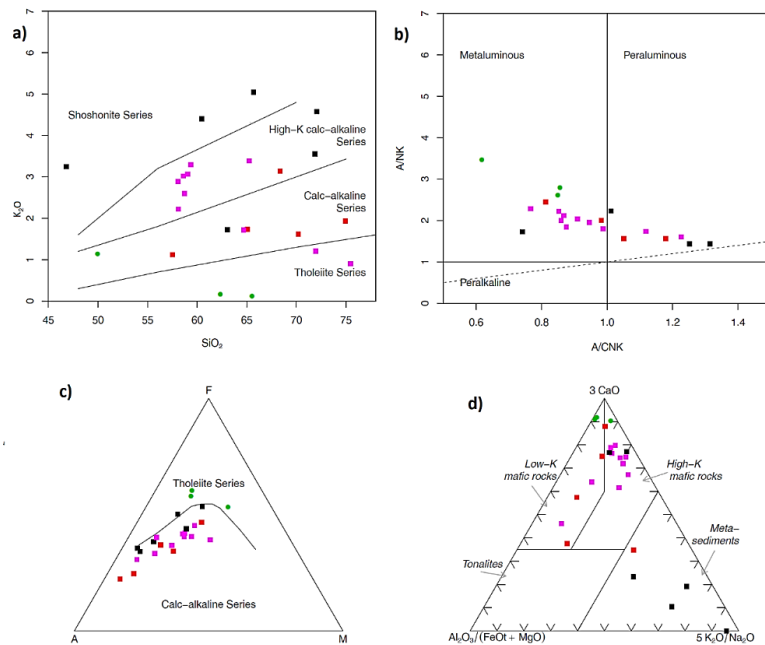


Figura 4. Diagrama de clasificación de rocas ígneas de las diferentes unidades.

a) Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976); b) diagrama de clasificación de Shand (1943); c) diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971); d) diagrama de fuente de rocas (Laurent *et al.*, 2014). En cuadros de color negro rocas del Neis de Sibundoy y Esquistos de San Francisco, círculos verdes anfibolitas del río Téllez, cuadros morados rocas de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo y cuadros rojos rocas plutónicas de la Granodiorita de Motilón y Tonalita de Los Alisales. Fuente: los autores.

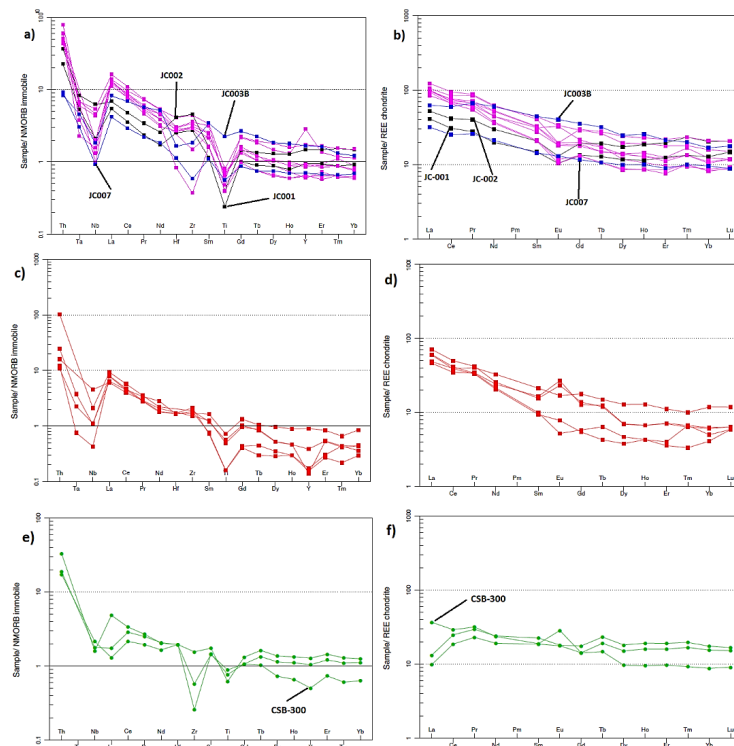


Figura 5. Diagramas de elementos trazas normalizados al NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989) y diagramas de elementos de tierras raras respecto al condrito según los valores de Nakamura (1974) para rocas ígneas o de protolito ígneo. Patrones morados de rocas calcoalcalinas de alto K y patrones negros rocas calcoalcalinas de bajo K de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo, patrones rojos rocas de la Granodiorita de Motilón y Tonalita de Los Alisales, patrones azules rocas de los Esquistos de San Francisco de protolito ígneo y patrones verdes en rocas de protolito ígneo de la Anfibolita del río Téllez. Fuente: los autores.

Las rocas de las Anfibolitas del río Téllez grafican en los campos de las rocas calcoalcalinas (GR-7070 y GR-7070B) y toleíticas (CSB-300) en el diagrama AFM, con un mayor contenido de K_2O en la muestra CSB-300 (tabla 1). En el diagrama de elementos trazas inmóviles normalizados al NMORB (Pearce, 2008), los patrones tienen anomalías negativas de Nb, Ti, Zr y débil de Y (Fig. 5e), las muestras GR-7070 y GR-7070B tienen patrón paralelo, que corresponden a las bandas de anfibolita y granofelsa cuarzo feldespática, tomadas en un mismo afloramiento. La muestra de anfibolita CSB-300 está más empobrecida en elementos trazas inmóviles y tiene un patrón no paralelo a las otras dos muestras. Las tres rocas tienen un patrón que es similar al de rocas formadas en ambiente de arco con anomalías de Nb y Ti. Los patrones de tierras raras normalizado al condrito son paralelos entre las muestras GR-7070 y GR-7070B, están empobrecidos en La y Ce (similar al de un protolito de basalto tipo NMORB o de un basalto de arco de islas), con enriquecimiento por encima de 10 veces el condrito y leve pendiente negativa entre Pr y Lu. El patrón de la muestra CSB-300 cruza los patrones de las muestras GR-7070 y GR-

7070B, con mayor pendiente negativa y mayor empobrecimiento progresivo de las tierras raras livianas (HREE) hacia las tierras raras pesadas (LREE), tienen diferencias químicas entre las muestras de anfibolitas de diferentes localidades del río Téllez, (Fig. 5f). Las muestras GR-7070 y GR-7070B tienen valores de Eu/Eu^* de 1,09 y 0,91, $(La/Yb)_N$ de 0,64 a 0,74, de $(Ce/Yb)_N$ de 1,20 y 1,42 y la ΣREE de 58,26 ppm y 72,95 ppm. La muestra CSB-300 presenta valores de $Eu/Eu^* = 1,73$, $(La/Yb)_N = 4,18$, $(Ce/Yb)_N = 3,32$ y $\Sigma REE = 75,04$ ppm. En los diagramas de discriminación de ambiente tectónico las rocas grafican en el campo de los arcos de islas y arcos de margen continental de los diagramas de Saccani (2015) y Pearce (2008), que podría corresponder a un protolito de basaltos o gabros formados en este tipo de ambiente. Las Anfibolitas del río Téllez presentan bandas migmatíticas delgadas cuarzo feldespáticas que junto al metamorfismo pudo afectar la química del protolito y por lo tanto debe tomarse con cuidado el resultado de ambiente geotectónico.

Tabla 2.
Contenido en partes por millón (ppm) de elementos traza y tierras raras.

	CSB-300	GR-7070	GR-7070b	CSB-299	GR-7071	JC014A	JC015	JC016	CSB-296	CSB-297B	CSB-298	GZ-6782	JC003B
Li	3.28	0.97	0.62	22.8	22.6	10	<10	10	10.1	141.5	11.8	11.13	30
Be	0.78	0.84	0.80	2.26	1.46				4.09	3.20	1.53	1.89	
Sc	44.1	32.6	29.5	14.1	9.44	26	3	6	19.7	24.0	12.2	13.32	36
Cr	45.9	4.46	15.7	13.9	18.8	40	10	10	79.7	100.7	5.67	16.82	20
Co	63.9	64.9	66.5	44.3	46.6	17	4	5	25.2	46.5	33.1	9.81	16
Ni	53.2	14.8	20.2	9.08	27.7	10	0	3	12.7	34.8	4.73	2.23	5
Cu	115	21.6	18.3	19.1	11.3	44	7	16	63.9	93.2	17.2	14	17
Zn	72	22	26	62	51	73	29	22	77	117	218	191.11	512
Ga	17.9	22.3	22.5	19.7	19.2	20.4	15.9	15.2	33.3	30.5	19.1	18.16	24.6
Rb	40.1	24.2	14.8	142	54.2	28.1	46.9	38.3	197	188	115	150.76	84.5
Sr	415	219	184	134	717	667	350	504	82	150	75	166.59	177
Y	14	29	36	11	8	25.3	9.7	8.7	41	39	35	26.76	46.6
Cd	0.105	0.037	0.036	0.076	0.034	0	0	0	0.059	0.083	0.171	0.37	0.6
In	0.065	0.063	0.101	0.035	0.031				0.111	0.104	0.030	0.03	
Cs	0.20	0.27	0.19	1.81	1.09	0.8	1	0.7	3.00	14.35	1.91	1.19	2.3
Ba	999	80.8	77.1	945	837	439	932	856	978	1514	614	1770.9	1325
La	12.1	6.50	8.71	23.4	15.2	16	20	19.6	116.1	56.5	24.7	39.86	20.7
Ce	25.2	16.1	21.5	43.1	30.1	33.9	35.7	33.7	205	121	52.4	85.45	51.5
Pr	3.55	2.57	3.31	4.69	3.84	4.5	3.8	3.7	27.6	14.5	6.35	11.83	7.5
Nd	14.9	12.1	15.1	16.1	15.2	20.6	13.5	13	93.6	54.7	24.5	44.24	37.8
Sm	3.83	3.77	4.58	3.15	3.34	4.3	2	1.9	18.08	11.04	5.25	10.57	9
Eu	2.19	1.36	1.39	1.78	2.06	1.3	0.4	0.6	4.80	3.80	2.09	2.98	3.1
Gd	3.93	3.93	4.85	3.78	3.52	4.9	1.6	1.5	21.17	11.98	5.49	8.82	9.8
Tb	0.69	0.90	1.09	0.56	0.58	0.7	0.3	0.2	2.87	1.70	0.83	1.2	1.5
Dy	3.31	5.18	6.21	2.37	2.39	4.4	1.6	1.3	9.45	5.85	3.20	5.73	8.4
Ho	0.67	1.12	1.34	0.47	0.47	0.9	0.3	0.3	1.51	0.99	0.64	1.13	1.8
Er	2.18	3.59	4.29	1.61	1.58	2.5	0.9	0.8	5.12	3.32	2.39	3.72	4.8
Tm	0.28	0.50	0.59	0.20	0.19	0.3	0.2	0.1	0.45	0.31	0.33	0.55	0.6
Yb	1.93	3.40	3.84	1.37	1.34	2.6	1.1	0.9	3.14	2.09	2.40	3.84	3.7
Lu	0.31	0.52	0.57	0.22	0.22	0.4	0.2	0.2	0.46	0.31	0.40	0.61	0.6
Ti	0.14	0.02	0.00	0.70	0.21	0	0	0	0.98	1.00	0.66	1.1	0
Pb	2.81	0.00	0.00	7.02	5.04	5	0	4	12.1	17.1	42.8	176.22	31
Bi	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0.076				0.421	0.279	0.067		
Th	3.96	2.07	2.26	12.3	3.83	2.6	5.9	2.9	16.9	17.8	9.08	9.15	1
U	0.92	0.70	0.30	2.30	1.39	0.9	1.4	0.7	3.69	3.96	0.63	1.17	0.4

V	431	57	38	78	71	202	26	54	112	172	20	15.8	344
Ge	0	2	0	0	0				2	0	0	31.7	
Zr	38	85	115	139	112	126	135	157	227	304	299	443.1	136
Nb	4	5	4	10	11	5.2	5	2	23	24	12	15.8	8.5
Mo	3	2	0	<2	0	2	<1	1	3	4	<2		2
Sn	<8	<8	<8	<8	<8	1	1	1	<8	<8	<8		1
Hf	<8	<8	<8	<8	<8	3.4	3.4	3.5	8	<8	9	14.2	3.4
Ta						0.3	0.5	0.1					0.6
W						2	3	1					2
	JC007	GZ-6781	GZ-6783	BR-9	BR-13	JC001	JC002	JC003A	JC004	JC009	JC011		
Li	40	7.74	16.58	20	10	<10	10	20	10	10	10		
Be		2.92	2.99										
Sc	12	44.3	29.8	17	21	7	14	15	20	20		9	
Cr	10	29.9	61.46	50	50	10	30	50	20	30		20	
Co	10	28.83	27.53	16	22	5	6	17	17	18		9	
Ni	0	40.53	19.82	13	9	1	<1	13	11	9		5	
Cu	6	15.37	51.62	36	25	41	47	13	52	58		12	
Zn	100	83.69	104.36	94	95	175	204	229	67	82		55	
Ga	18.9	17.87	20.99	22.5	21.8	20.6	21.6	24.8	18	22.2		19.1	
Rb	43.3	47.94	120.26	107.5	72.4	28.8	40.6	98.8	52.8	87.8		93.4	
Sr	496	484.83	408.15	528	450	129	120	526	396	590		551	
Y	19.6	16.73	79.94	23.8	24.9	26.4	41.3	48.1	17.7	26		18.2	
Cd	0	0.18	0.16	0	0	4	3.8	0.5	0	0		0	
In		0.05	0.06										
Cs	8.5	0.63	2.26	2.8	2.5	0.3	0.7	2.2	1.1	2.1		2.1	
Ba	595	1290.3	1137.4	870	800	394	538	1060	563	1010		1750	
La	10.5	32.32	34.88	32.3	27.9	13.6	17.2	40.6	33.6	32.2		31.2	
Ce	21.8	61.87	72.45	64.9	58.1	26.6	35.8	82.2	60	65.6		56.8	
Pr	2.9	7.59	9.54	7.5	7	3.1	4.5	9.8	6.8	8		6.1	
Nd	13.4	28.03	38.26	32.7	28.1	12.5	18.8	39.2	23.5	33.5		22.7	
Sm	2.9	6.36	8.9	6.5	5.6	3	4.2	8.3	4.3	6.6		4.2	
Eu	1	2.51	2.59	1.4	1.4	0.8	1	1.5	0.9	1.5		0.8	
Gd	3.2	5.94	8	5.2	4.9	3.7	5.3	8.2	3.6	5.5		3.6	
Tb	0.5	0.83	1.23	0.7	0.7	0.6	0.9	1.3	0.5	0.8		0.5	
Dy	3.4	4.03	6.65	4.7	4.8	4	5.9	8.2	3	4.7		2.9	
Ho	0.7	0.74	1.33	0.9	1	0.8	1.3	1.6	0.6	0.9		0.6	
Er	2	2.15	4.03	2.7	2.8	2.8	4.4	4.9	1.9	2.5		1.7	
Tm	0.3	0.28	0.54	0.4	0.5	0.4	0.7	0.7	0.3	0.4		0.3	
Yb	2.1	1.91	3.48	2.3	2.7	2.8	4.5	4.6	1.8	2.4		1.8	
Lu	0.3	0.31	0.51	0.4	0.4	0.5	0.7	0.7	0.3	0.4		0.3	
Tl	0	0.21	0.53	0	0	0	0	0	0	0		0	
Pb	5	8.84	13.15	11	10	168	83	30	7	12		13	
Bi													
Th	1.1	5.51	6.14	5.9	7.1	2.7	4.4	9.5	5.7	5.2		7.3	
U	0.5	1.12	1.42	1.6	1.5	1.1	1.9	2	1.1	1.6		2	
V	107	158	137.3	182	165	16	19	140	174	170		82	
Ge		14	25.7										
Zr	86	109.6	327.7	231	219	201	337	266	55	253		214	
Nb	4.3	4.6	9.3	10.1	10.8	9.8	14.6	12.6	7.3	9.3		6.1	
Mo	8			1	0	2	2	1	1	2		0	
Sn	1			6	1	1	2	3	1	2		1	
Hf	2.3	<8	8.4	5.5	5.8	5.2	8.5	6.2	1.7	6.1		5.5	
Ta	0.4			0.8	0.9	0.7	1.1	0.9	0.3	0.6		0.5	
W	2			3	2	3	4	2	1	2		2	

Fuente: los autores

5. Relaciones estratigráficas y edad

Se realizaron cinco nuevas dataciones U-Pb en circón, dos de ellas en el Neis de Sibundoy (CSB-296 y 297B), una en la Granodiorita de Motilón (CSB-299), otra en la Tonalita de Los Alisales (GR-7071) y una en la anfibolita del río Téllez

(GR-7070). En la Tabla 3 se resumen los resultados de las nuevas edades.

Tabla 3.

Edades U-Pb en circón de los cuerpos redefinidos a partir del Complejo La Cocha – Río Téllez

Nº CAMPO	Coordenadas		Clasificación	Edad U/Pb (Ma)	MSWD	Herencias (Ma)	Unidad
	Oeste (m)	Norte (m)					
CSB-296	1020100	626641	Neis de Qz, Pl, Ser con Chl	366±12,8 Ma 387±15,9 (n=2) (edad de metamorfismo ó EDM)	No aplica	1543±35 (n=4); 1216±21 (n=4); Neis 1043±10 (n=14); 999±42; Sibundoy 971±19 (n=9); 900±37 (n=3); y 858±90; 472,6±12 (n=1)	de
CSB-297B	1016850	626226	Neis de Qz, Pl, Ms con Tur, Gr	934±26 Ma (EMD)	1,7	1036,9±7,7 (n=40); 1016,48±23,03 (n=4); 934±26 (n=8)	de Sibundoy
GR-7071	975704	602636	Tonalita	32,36±0,58 (cristalización ígnea)	5,8		Tonalita de Los Alisales
CSB-299	987900	611641	Milonita	172,7±1,4 (cristalización ígnea)	5,0	579,6±22,8 (n=1); 289,6±13,1 (n=1); 248,1±6,9 (n=1);	Granodiorita de Motilón
GR-7070	961447	600908	Anfibolita	80,4±1,5 (edad metamorfismo)	2,2	109,3±2,3 (n=2); 97,2±1,5 (n=21); 87,2±1,4 (n=13)	Anfibolita del río Téllez

Fuente: los autores

5.1 Neis de Sibundoy

Se dataron dos muestras del Neis de Sibundoy por el método U-Pb en circón (CSB-296 y CSB-297B) que corresponden a neises de protolito sedimentario. Los circones de ambas muestras son similares, son subredondeados cortos elongados translucidos, con tonalidades verdes y rosadas, de tamaños entre 182 μm y 47 μm . En las imágenes de catodoluminiscencia (CL) son homogéneos, algunos desarrollan bordes delgados de sobrecrecimiento metamórfico alrededor de núcleos heredados. Los núcleos presentan zonación oscilatoria y texturas complejas (Fig. 6).

La muestra CSB-296 se colectó en el resguardo indígena La Hidráulica, del municipio de Sibundoy Putumayo y fue clasificada como neis cuarzo sericítico con clorita; contiene Qz (40,6 %) + Pl (1,1%) + Bt (0,7) + Ms (11,4) + Chl (12,1) + Ser (31,7%) y como accesorios Zrn, Gr y Ttn. Sesenta y un cristales de circón se seleccionaron y se realizaron 99 ablaciones. Para el cálculo de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se eliminaron 34 datos con discordancias >10 y errores >5 y 16 datos discordantes o que tienen inconsistencias en la edad del núcleo y borde del circón (más antiguo el borde que el núcleo en un mismo cristal de circón). Las edades obtenidas y aceptadas varían en un rango entre 365,97±12,8 y 1577±30 Ma (Fig. 7). De acuerdo con los resultados se obtuvieron dos edades en bordes de sobrecrecimiento metamórfico: una de 365,97±12,8 Ma, con un núcleo ígneo de 472,6±12,2 Ma y otro borde de 386,78±15,9 Ma, con núcleo ígneo de 581±31,5 Ma, con relación Th/U de los dos bordes de sobrecrecimiento de 0,03 y 0,1 respectivamente. Las dos edades en bordes metamórficos no constituyen una población, pero son las edades más jóvenes obtenidas y pueden tener dos interpretaciones: 1- representan la edad de metamorfismo que dio origen a los neises ó 2- representan la edad máxima de depositación del protolito. Ambos circones con bordes metamórficos están sobrecrecidos alrededor de núcleos más

antiguos ígneos (Fig. 6).

Los núcleos heredados dieron edades entre 1577±30 Ma (Mesoproterozoico) y 472,6±12,2 Ma (Neoproterozoico). En el análisis de las herencias se consideran los núcleos ígneos y metamórficos, mediante la información de las imágenes de CL y los valores de Th/U. Bajo el criterio anterior los núcleos ígneos arrojaron poblaciones de circones con edades promedio ponderadas de 1543±35, 1216±21 y 1043±10 Ma (Fig. 7) y 971±19 y 900±37 Ma (Fig. 7) y 472,6±12,2. El metamorfismo heredado está representado por un borde de sobrecrecimiento metamórfico con edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 1050±44 Ma (Mesoproterozoico).

La muestra CSB-297B fue clasificada como neis de cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y grafito y como accesorios tiene Zrn, Grt, Tur y Ttn. Cincuenta y siete cristales de circón se seleccionaron y se realizaron 78 ablaciones. Para el cálculo de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se eliminaron diecisiete análisis con discordancias >10 y errores >5%, y doce que son discordantes y presentar inconsistencias en la edad del núcleo y borde del circón. Las edades obtenidas y aceptadas varían en un rango entre 810±94 Ma y 1333±32,66 Ma (Fig. 8). La edad máxima de depositación se obtuvo a partir de ocho datos ígneos, que arrojaron una edad promedio ponderada de 934±26 Ma MSWD=1,7 y relaciones Th/U de 0,2 a 0,7 (Fig. 8). No se obtuvo la edad de metamorfismo en bordes de sobrecrecimiento.

En el análisis de las herencias se consideran los núcleos ígneos y metamórficos, mediante la morfología del circón en imágenes de CL y la relación Th/U. Bajo el criterio anterior los núcleos ígneos tienen edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 993±26 y 1333±36 Ma, dando una edad promedio ponderada de 1036,9±7,7 Ma con MSWD=1,8 y relaciones Th/U entre 0,2-0,7 (Fig. 8). Dos cristales con bordes de sobrecrecimiento metamórfico arrojaron edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 1039,78±27,03 y 1016,48±23,03 Ma (Mesoproterozoico) y relaciones Th/U de 0,1.

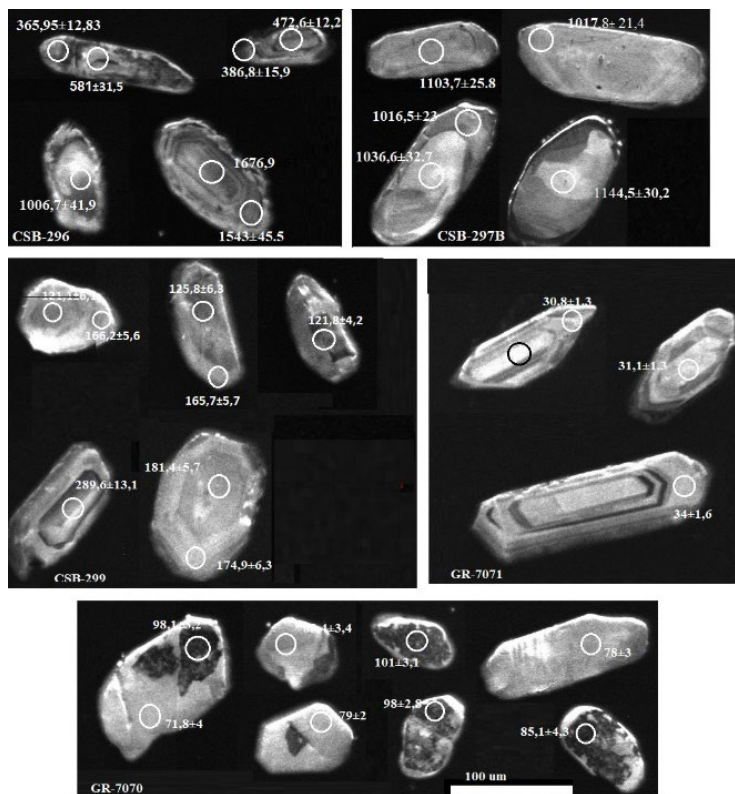


Figura 6. Imágenes de catodoluminiscencia de cristales de circón representativos de cada una de las muestras datadas. Neis de Sibundoy (CSB-296 y CSB-297B); Tonalita de Los Alisales (GR-7071); Granodiorita de Motilón (CSB-299) y Anfibolita del río Téllez (GR-7070)
Fuente: los autores

5.2 Tonalita de Los Alisales

La muestra GR-7071 corresponde a una tonalita. Los circones son euhedrales en forma de agujas y tallos, algunos prismáticos cortos, traslucidos de 50 a 100 μm . En la imagen de catodoluminiscencia (CL) los circones presentan estructura concéntrica y en algunos bandeada en diferentes tonos de gris, típico de circones ígneos (Fig. 6).

Para el cálculo de la edad de la muestra GR-7071 se descartaron 25 datos con valores discordantes $>10\%$, discordancias negativas >5 y errores de edad corregida $>5\%$. Se presentan dos datos concordantes, con edades de 20,9 Ma, que no representan una población. Nosotros creemos que estos dos datos podrían corresponder a intrusiones posteriores como venillas, que se observaron en la roca al momento de coleccionar las esquirlas y que se trató de apartar de las muestras, pero pudieron contaminar la muestra. La edad se obtuvo a partir de 26 datos que varían entre 30,1 Ma y 35,6 Ma y arrojó una edad promedio ponderada de $32,36 \pm 0,58$ Ma (MSWD=5,8, $n=26$) (Fig. 9 a). La relación Th/U varía entre 0,37 y 1,8, típicas de circones de origen ígneo (Rubatto, 2002).

5.3 Granodiorita de Motilón

La muestra CSB-299 corresponde a una roca deformada a partir de una tonalita. Los circones son de color marrón a

translucidos, prismáticos en formas de tallos y achatados, algunos multifacéticos cortos de tamaños entre 176-99 μm . En las imágenes de CL se reconoce estructuras concéntricas en diferentes tonos de gris, típica de circones ígneos, microfracturas e inclusiones en algunos cristales (Fig. 6).

Para el cálculo de la edad de la muestra CSB-299 se descartaron 5 datos con valores discordantes $>10\%$ y discordancias negativas >5 y errores de edad corregida $>5\%$; además, no se tuvo en cuenta la población de datos más joven (6 datos), debido a que las edades en los núcleos de dos circones dieron más jóvenes que en los bordes y que tres datos fueron adquiridos en fracturas al interior de los cristales. La inconsistencia entre edades más jóvenes en los núcleos y más viejas en los bordes de un mismo cristal y edades tomadas en fracturas de un cristal, fueron la razón para descartar las edades cretácicas (Fig. 9). La edad se obtuvo a partir de 80 datos que varían entre 192,66 Ma y 161,2 Ma y arrojó una edad promedio ponderada de $172,7 \pm 1,4$ Ma (MSWD=5,0, $n=80$) (Fig. 9b). La relación Th/U varía entre 0,21 y 1,45, típicas de circones de origen ígneo (Rubatto, 2002). Tiene un núcleo heredado que arroja una edad de $579,6 \pm 22,8$ Ma (Ediacariano) y un xenocristal con dos edades de $289,6 \pm 13,1$ y $248,07 \pm 6,9$ Ma en núcleo y borde (Pérmico y Triásico).

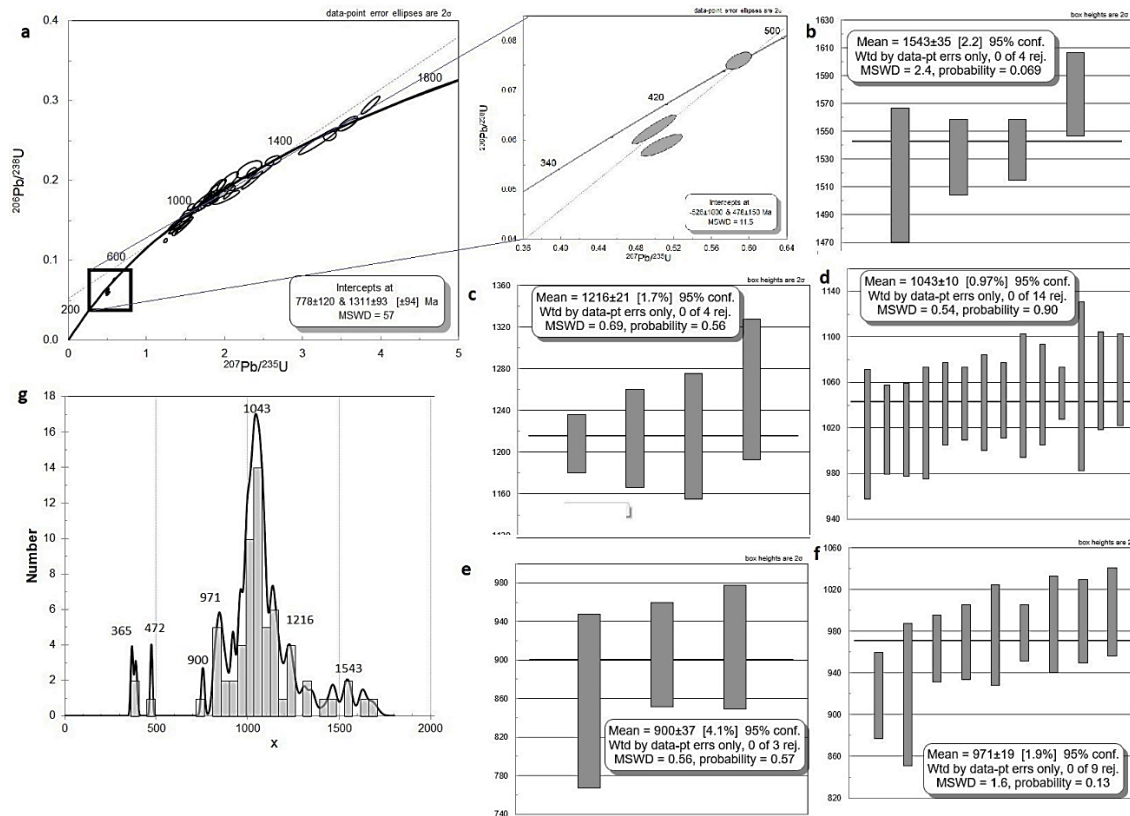


Figura 7. geocronología de la muestra CSB-296 del Neis de Sibundoy. a) Diagramas de concordia Wetherill; b, c, d, e, f) edades promedio ponderadas de probables poblaciones heredadas y g) diagrama de densidad de probabilidad.
Fuente: los autores

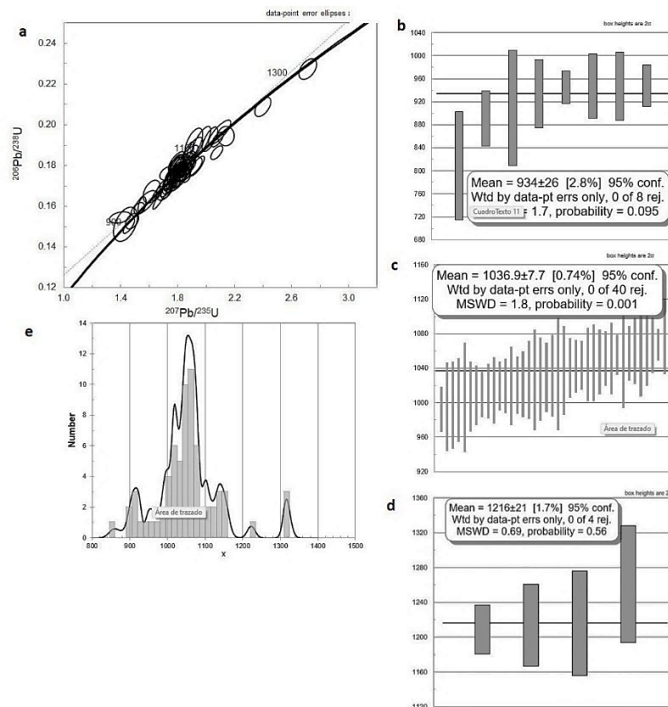


Figura 8. Geocronología de la muestra CSB-297B del Neis de Sibundoy. a) Diagrama de concordia Wetherill; b) edad promedio ponderada de la población de datos más jóvenes; c) y d) edades promedio ponderada de poblaciones ígneas y f) diagrama de densidad de probabilidad
Fuente: los autores.

5.4 Anfibolita del río Téllez

La muestra GR-7070 corresponde a una anfibolita. Los circones son achatados, subredondeados y algunos prismáticos cortos, translucidos de 30 a 70 μm . Los circones bajo CL son de color gris claro homogéneos, algunos parecen formados a partir de fundido anatético desarrollado durante el metamorfismo, con cristales con bordes de sobrecrecimiento alrededor de núcleos de color gris oscuro parcialmente reabsorbidos y en otros cristales el sobrecrecimiento ocupa todo el cristal y la estructura es homogénea, los hay con borde de sobrecrecimiento metamórfico gris claro alrededor de núcleos heredados de color gris oscuro, algunos desarrollan caras cristalinas prismáticas, los núcleos están parcheados y presentan alteraciones complejas, algunos con inclusiones (Fig. 6).

Para el cálculo de la edad de la muestra GR-7070 se descartaron 17 datos con valores discordantes $>10\%$ y discordancias negativas >5 y errores de edad corregida $>5\%$, además no se tuvieron en cuenta 12 datos concordantes con edades intermedias entre la edad de cristalización del protolito y la edad de metamorfismo. Se presentan varias poblaciones concordantes con datos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre $109,56 \pm 3,3$ y $78,03 \pm 2,97$ Ma. La población más joven representa la edad de metamorfismo de la roca, ocurre en bordes de sobrecrecimiento metamórfico y en cristales homogéneos sin estructura interna, formados posiblemente por metamorfismo anatético, que arrojaron una edad promedio ponderada de

$80,4 \pm 1,5$ Ma, $\text{MSWD}=2,2$ ($n=10$), con relación Th/U entre 0,03 y 0,16 (Fig. 10). Las demás poblaciones ocurren en núcleos de cristales y escasos bordes. En las imágenes de catodoluminiscencia algunos circones conservan restos de núcleos oscuros con bordes de sobrecrecimiento metamórfico alrededor, lo que sugiere que los datos en estos núcleos representan la edad de cristalización del protolito (núcleos gris oscuros) y la edad de metamorfismo (bordes y cristales homogéneos gris claros). Las edades intermedias podrían corresponder a edades de mezcla entre la edad de cristalización (núcleos oscuros) y la edad de metamorfismo (bordes claros), con relaciones Th/U intermedias entre núcleos y borde o similares a los núcleos (Fig. 10c). La edad promedio ponderada que representa la cristalización del protolito a partir de los núcleos oscuros es de $97,2 \pm 1,5$ Ma, con $\text{MSWD}=5,2$ ($n=22$), con relaciones Th/U entre 0,29 a 1,06 (Fig. 10d). Las edades intermedias entre la edad de cristalización del protolito y la edad de metamorfismo no se tuvieron en cuenta, presentan relaciones Th/U intermedias o iguales a los obtenidos en los núcleos ígneos y mayor al de los bordes metamórficos. El contenido de U es menor en los bordes metamórficos, varía entre 55,8 y 291 ppm y un dato más elevado de 536 ppm. El contenido de U en las edades de cristalización varía entre 254 y 1540 ppm, con la mayoría de los datos con U entre 500 y 1500 ppm. Presenta dos datos heredados concordantes de 565,6 Ma (Ediacariano) y 329,5 Ma (Carbonífero).

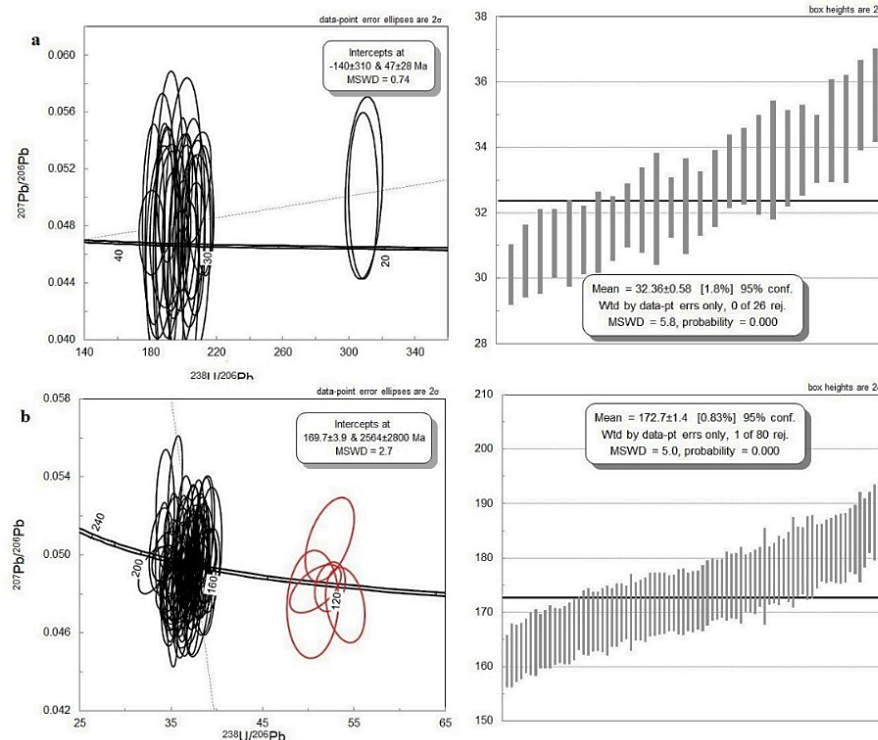


Figura 9. Diagramas de concordia Tera-Wasserburg y edad media ponderada para las muestras GR-7071 de la Tonalita de Los Alisales (a) y para la muestra CSB-299 de la Granodiorita de Motilón (b). En rojo edades concordantes en núcleos de circón con datos más viejos en bordes de un mismo cristal o localizadas en zonas de fractura al interior del cristal.

Fuente: los autores.

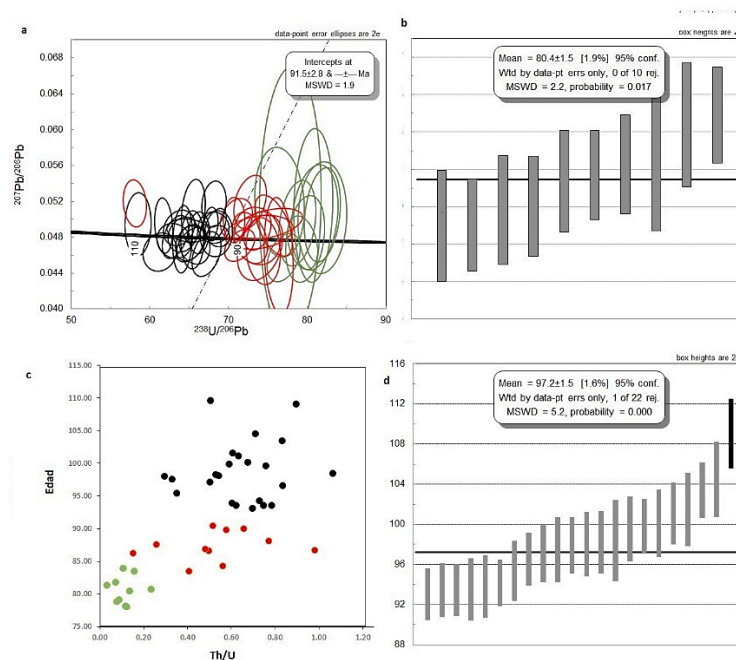


Figura 10. Geocronología de la muestra GR-7070 de la Anfibolita del río Téllez. a) Diagramas de concordia Tera-Wasserburg, en verde datos metamórficos, en rojo datos intermedios entre borde metamórfico y núcleos ígneos, en negro datos en núcleos ígneos; b) edad media ponderada de datos en bordes o cristales homogéneos; c) diagrama de Th/U vs Edad ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) y d) edad media ponderada de datos que definen la cristalización del protolito.

Fuente: los autores.

6. Discusión

Las unidades anteriormente agrupadas dentro del Complejo La Cocha-Río Téllez, corresponden a cinco unidades geológicas que afloran como ventanas entre la cubierta volcanoclástica reciente, no están en contacto, ni se observan las relaciones estratigráficas entre ellas. Las cinco unidades tienen diferencias composicionales, litogeoquímicas, geocronológicas y diferente origen, es decir, se agruparon rocas ígneas plutónicas con rocas metamórficas sin relación alguna. Bajo este panorama se discuten las diferencias entre las unidades ígneas y entre las unidades metamórficas y se propone la nueva nomenclatura estratigráfica.

6.1 Unidades ígneas plutónicas

La Cuarzomonzonita de Sombrerillo que aflora en los alrededores de San Francisco – Putumayo, corresponde a un bloque fallado en todos sus lados, descrito por Zapata *et al.* (2017) como un granofels de plagioclase, feldespato, cuarzo y hornblenda, (muestras 900797 y 900799), con protolito de granodiorita y cuarzomonzodiorita. Restrepo *et al.* (2021) describen el bloque como parte del Batolito de Sombrerillo constituido por dioritas, granodioritas, cuarzomonzonitas y granitos. Al revisar nuevamente los afloramientos corresponden a un bloque tectónico de un plutón con deformación dúctil y las dos muestras descritas por Zapata *et al.* (2017) corresponden a rocas intrusivas deformadas.

El nombre de Cuarzomonzonita de Sombrerillo se le

asignó a un plutón heterogéneo constituido por cuarzomonzonitas, monzogranitos, cuarzomonzodioritas, granodioritas, monzodioritas, tonalita y sienogranito (Bermúdez *et al.*, 2022), originalmente descrito por Grosse (1935) como Macizo del río Sombrerillo y posteriormente por Cárdenas *et al.* (2003) como Cuarzomonzonita Sombrerillo. La descripción litológica del plutón del área de San Francisco y la posición tectónica concuerda con la Cuarzomonzonita de Sombrerillo.

Los resultados químicos obtenidos para este bloque deformado, en el área de San Francisco, corresponde a rocas metaluminosas de la serie calcoalcalina alta en K (Restrepo *et al.*, 2021, Zapata *et al.*, 2017). Al analizar nuevamente los datos químicos (Fig.s 5 y 6), hay dos muestras de composición granítica tomadas por Restrepo y colaboradores (JC-001 y JC-002) que tienen un comportamiento diferente al resto de rocas analizadas: son toleíticas en el diagrama de SiO_2 vs. K_2O , de protolito ígneo máfico de bajo K, mientras el resto de las muestras son de alto K, y en los arañogramas presentan patrones diferentes al resto de muestras. Al mirar la localización de estas dos muestras (Restrepo *et al.*, 2021) se observa que fueron tomadas por fuera del bloque fallado. Aunque corresponden a rocas de arco con anomalías negativas de Nb y Ti, las diferencias químicas y su localización se considera que no hacen parte del bloque deformado de la Cuarzomonzonita de Sombrerillo.

La edad obtenida por Restrepo *et al.* (2021) en el plutón deformado, cerca del municipio de San Francisco, en el valle de Sibundoy, es de $163,3 \pm 0,8$ Ma (JC-001), con herencias del Pérmico y del Triásico superior. Las edades obtenidas por

Bermúdez *et al.* (2022) para la Cuarzomonzonita de Sombrierillo varían entre $181,5 \pm 4,0$ Ma (MIA-525) y $174 \pm 1,5$ Ma (GZ-6780). Rodríguez *et al.* (2020, 2022) consideran que el ciclo magmático del Arco Mocoa - Santa Marta (AMSM) va de *ca.* 197 Ma hasta *ca.* 164 Ma y el ciclo del Arco Ibagué-Segovia (AIB) varía entre *ca.* 171 Ma y *ca.* 138 Ma. La edad obtenida por Restrepo *et al.* (2021) se enmarca entre estos dos ciclos, pero la composición química y litológica, las herencias de los circones, al igual que la posición tectónica, permiten relacionarlo con el AMSM y podría hacer parte de la Cuarzomonzonita de Sombrierillo a pesar de las diferencias químicas.

Al occidente y sur de la laguna de La Cocha afloran dos plutones agrupados bajo el nombre Batolito de Alisales (Botero, 1975). Ponce (1979) los agrupa dentro del Complejo Migmatítico de Nariño, cuando se refirió a los afloramientos expuestos en el flanco oeste de la cordillera Centro Oriental, en el páramo de Los Alisales. Murcia y Cepeda (1983) consideraron como granitos de anatexis las rocas que afloran en las proximidades de la laguna de La Cocha y las agruparon dentro del Complejo Migmatítico La Cocha - Río Téllez. Al revisar la geología de este sector se encontró que las rocas que afloran en la vertiente occidental de la laguna de La Cocha son plutónicas con deformación sobre impuesta, con desarrollo local de milonitas asociadas a la Falla de Afiladores y sectores con rocas granular menos deformadas. Recientemente Restrepo *et al.* (2021) le asignaron el nombre de Granodiorita de Motilón, a parte del plutón nombrado por Botero (1975) Batolito de Los Alisales, siendo conocido con este nombre en la literatura geológica colombiana.

Las rocas deformadas y no deformadas del área de La Cocha - Los Alisales presentan diferencias químicas con las del plutón del área de San Francisco, corresponden a rocas metaluminosas y peraluminosas de la serie calcoalcalina normal (Restrepo *et al.*, 2021 y este trabajo), y son rocas plutónicas de bajo K, mientras las rocas del área de San Francisco son de alto K, además, presentan valores más bajos de tierras raras y elementos traza, que sugieren un origen con mayor aporte mantélico, y tienen leve anomalía de Y.

La localización geotectónica de las rocas del área de La Cocha - Los Alisales es diferente a la del bloque de la Cuarzomonzonita de Sombrierillo. Esta última sugiere que se emplazó en rocas de basamento neoproterozoico del Terreno Chibcha y hace parte del Arco Mocoa - Santa Marta, mientras las del área de La Cocha - Los Alisales se localizan probablemente dentro de los terrenos Anaconda y Tahamí (Restrepo y Toussaint, 2020).

Botero (1975) publica, para el Batolito de Los Alisales, una edad K/Ar de 30 Ma, en la muestra Na-98 localizada en la vía Pasto - Los Alisales (km 36+600m). Nosotros obtuvimos una edad de cristalización U-Pb en circón de $32,4 \pm 0,58$ Ma (muestra GR-7071), localizada en el Sector Las Palmas, similar a la edad de Botero. Jiménez (2003) publica una edad en una granodiorita deformada de 166 ± 4 Ma U-Pb SHRIMP y lo describe como parte del Batolito de Alisales. Restrepo *et al.* (2021) publican dos edades de cristalización U-Pb en circón, de muestras plutónicas deformadas

localizadas en la vertiente occidental de la Laguna de La Cocha, las cuales arrojaron edades de $152,63 \pm 0,265$ y $152,2 \pm 0,31$ Ma y las asociaron a un plutón que denominan Granodiorita de Motilón. Nosotros obtenemos una edad de cristalización U-Pb en circón de $172,7 \pm 1,4$ Ma, en una roca deformada a partir de tonalita (GR-7071), colectada en la quebrada Romerillo, vertiente occidental de La Cocha.

En el sector entre la Laguna de La Cocha y Los Alisales se presentan dos plutones que han sido dibujados como una sola unidad litológica en los mapas geológicos, a la cual le han asignado los nombres de Batolito de Los Alisales (Botero, 1975; Jiménez, 2003) y Granodiorita de Motilón (Restrepo *et al.*, 2021). Edades de cristalización entre $172,7 \pm 1,4$ y $152,2 \pm 0,31$, fueron obtenidas en granodioritas deformadas (Restrepo *et al.*, 2021, Jiménez, 2003 y este trabajo). Nosotros proponemos para estas rocas de edad Jurásica conservar el nombre de Granodiorita de Motilón, conservando la denominación propuesta por Restrepo *et al.* (2021). Botero (1975) obtuvo la primera edad K/Ar de 30 Ma, en la muestra Na-98 localizada en la vía Pasto - Los Alisales (km 36+600m). Nosotros obtuvimos una edad de cristalización U-Pb en circón de $32,36 \pm 0,58$ Ma (muestra GR-7071), localizada en el Sector Las Palmas, similar a la edad de Botero. Las dos edades están asociadas a un Plutón diferente a la Granodiorita de Motilón y el cual proponemos el nombre de Tonalita de Los Alisales de edad oligoceno, conservando parcialmente la denominación original de Botero (Fig. 1).

La granodiorita de Motilón se correlaciona con los plutones del Arco Ibagué - Segovia (Rodríguez, 2021, 2022b), con base en su posición tectónica, composición petrográfica, química y rango de cristalización de las rocas. La Tonalita de Los Alisales no tiene correlación con ninguna unidad de la cordillera Central y podría estar más asociado al magmatismo que dio origen al Batolito de Piedrancha que ha arrojado edades entre *ca.* 20 y 30 Ma.

6.2 Unidades metamórficas

Se reconocen en el área de estudio tres unidades metamórficas geocronológicamente diferentes, que proponemos los nombres de Neis de Sibundoy, Esquistos de San Francisco y Anfibolitas del río Téllez.

La unidad que llamamos Esquistos de San Francisco aflora en el suroriente de los Andes de Colombia, en el valle de Sibundoy, fue muestreada para datación U-Pb y química de roca total por Zapata *et al.* (2017) y Restrepo *et al.* (2021), en la vía San Francisco-Mocoa. Los datos de estos autores presentan diferencias significativas en el protolito de la roca: para la muestra GZ-6782 clasificada como esquivo de Qz-Pl-Fsp-Bt con moscovita y granate, la mineralogía y el protolito descrito por Zapata *et al.* (2017) corresponden a una roca pelítica y en el diagrama de fuente de la roca, de Laurent *et al.* (2014), grafica dentro del campo de los metasedimentos (Fig. 5d), obteniendo una edad de metamorfismo de $163,6 \pm 4,7$ Ma y relaciones Th/U < 0,1; con herencias ígneas a $189,4 \pm 2,35$ Ma y $194,4 \pm 2,0$ Ma, que son similares a las del AMSM (Rodríguez *et al.*, 2022b). Restrepo *et al.* (2021) toman dos

muestras (JC003B y JC007) clasificados como esquistos de Hbl-Bt y concluyen que fueron formadas a partir de un protolito ígneo de rocas de arco volcánico, con relaciones $Th/U > 0,1$ (JC003B) típico de circones ígneos cristalizados en un sistema magmático. En el diagrama de Laurent *et al.* (2014) estas dos rocas caen dentro del campo de las rocas ígneas máficas de alto K y junto a las rocas del plutón que se correlaciona con la Cuarzomonzonita de Sombrerillo, podrían estar relacionadas a rocas ígneas formadas en el AMSM. Al comparar los patrones de REE normalizadas al condrito de Nakamura (1974), las dos muestras tienen patrón diferente a las de Sombrerillo, pero corresponden a rocas de arco con anomalía de Nb y Ti (Fig. 5 a, b). La edad de concordia reportada por Restrepo *et al.* (2021) es de $160,84 \pm 0,85$ Ma y la interpretan como la edad máxima de cristalización. Esta muestra tiene metamorfismo sobre impuesto, lo que sugiere que el metamorfismo es posterior a la cristalización de la roca.

El Neis de Sibundoy corresponde a una ventana de basamento rodeada por depósitos volcánicos recientes, localizada al noroeste de San Francisco-Putumayo y está separado de los Esquistos de San Francisco por la Falla Sibundoy (Fig. 1). Las muestras datadas del Neis de Sibundoy corresponden a neises de $Qz-Fsp-Bt \pm Ms$ (CSB-296, CSB-297B), formadas a partir de protolito sedimentario en concordancia con la mineralogía y al diagrama de Laurent *et al.* (2014), donde se ubican en el campo de los metasedimentos (Fig. 4d). La muestra CSB-296, arrojó en bordes metamórficos, de dos circones, edades de $365,97 \pm 12,8$ y $386,78 \pm 15,9$ Ma (Devónico), con relaciones $Th/U < 0,1$ y con núcleos ígneos que dieron edades de $472,6 \pm 12,2$ y $581 \pm 31,5$ Ma. Las edades en los bordes de sobrecrecimiento metamórfico podrían interpretarse como la edad de metamorfismo de la roca o como la edad máxima de depositación del protolito. Si consideramos la primera interpretación como edad de metamorfismo, entonces la edad máxima de depositación es de $472,6 \pm 12,2$ Ma (Ordovícico), lo que sugiere que los protolitos se depositaron como máximo en el Ordovícico con abundantes herencias Neoproterozoicas y luego fueron sometidos a metamorfismo en el Devónico.

Al comparar las herencias y las edades obtenidas en las dos muestras del Neis de Sibundoy con la roca colectada en los Esquistos de San Francisco y fechada por Zapata *et al.* (2017) (Fig. 1), los resultados muestran que no hay relación entre las dos unidades, ya que representan metamorfismos diferentes. En el caso de las muestras GZ-6782, JC003B y JC007, las edades y el metamorfismo del Jurásico Superior es similar al de algunas rocas del orógeno Tierradentro (Blanco Quintero *et al.*, 2014; Rodríguez *et al.*, 2017, 2019, 2022).

En el sector del río Téllez, afloran ventanas de anfíbolitas, las cuales se formaron a partir de un protolito de composición basáltica, probablemente generado en un ambiente de arco de islas. La edad de metamorfismos de estas rocas ha sido obtenida a partir de dos dataciones U-Pb en circón, las cuales arrojaron edades de $80,73 \pm 0,47$ Ma (este trabajo) y $80,4 \pm 1,5$ Ma (Llano Montenegro, 2018), con una edad de cristalización del protolito de $97,2 \pm 1,5$ Ma. Las Anfíbolitas del río Téllez fueron consideradas por Llano Montealegre *et al.* (2019)

como una unidad que se formó por fusión parcial de un protolito de anfíbolita, mediante la reacción de fusión $Hbl + Pl (An_{25}) + Ep \pm Cpx + H_2O + Hbl + Cpx + Pl (An_{17}) \pm Bt + líquido$. Además, estos autores realizan la comparación con litologías con ensamblajes minerales similares y sugiere que el paleosoma probablemente se formó en condiciones ca. $600 - 700$ °C a < 10 kbar, y la reacción de fusión se produjo a $\sim 700 - 750$ °C a $8 - 10$ kbar. Nuestros resultados sugieren que el protolito cristalizó a $97,2 \pm 1,5$ Ma a partir de un basalto o gabro desarrollado probablemente en un ambiente de arco. Ninguna de las unidades analizadas es comparable en composición y edad a los cuerpos de anfíbolitas, por esta razón proponemos para la unidad el nombre de Anfíbolitas del río Téllez.

7. Conclusiones

El uso del término Complejo Migmatítico de La Cocha – Río Téllez no debe seguirse utilizando, puesto que las unidades que inicialmente fueron agrupadas bajo esta denominación corresponden a cuerpos ígneos plutónicos y metamórficos separados los unos de los otros, con diferencias en el origen, composición y edad.

Se propone el nombre de Neis de Sibundoy para el cuerpo que aflora al noroccidente de San Francisco- Putumayo y que arrojaron edades devónicas en bordes metamórficos, el cual debe ser separado de los Esquistos de San Francisco, datados por Zapata *et al.* (2017) y Restrepo *et al.* (2021), que arrojaron edades de metamorfismo y cristalización del Jurásico superior. Se propone el nombre de Anfíbolita de Río Téllez para la ventana de rocas que afloran en dicho río en el municipio de Funes, y que arrojó edad de metamorfismo ca. 80 Ma y edad de cristalización del protolito de $97,2 \pm 1,5$ Ma. Se subdivide el Batolito de Alisales en dos plutones: Granodiorita de Motilón nombre propuesto por Restrepo *et al.* (2021) para las rocas ígneas deformadas de edad jurásica medio a superior y se hace la escisión de un nuevo plutón de edad oligoceno, el cual se propone el nombre de Tonalita de Los Alisales.

Agradecimientos

Se le agradece al Director Oscar Eladio Paredes por promover la investigación en el Servicio Geológico Colombiano. A los laboratorios de química, elaboración de secciones delgadas y geocronología del Servicio Geológico Colombiano y a Jimmy Muñoz del Laboratorio de Geocronología del SGC por realizar la datación radiométrica U-Pb en circón.

Referencias

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

- Blanco-Quintero, I.F., García-Casco, A., Toro, L.M., Moreno, M., Ruiz, E.C., Vinasco, C.J., Cardona, A., Lázaro, C. and Morata, D., (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia), *International Geology Review*. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.963710>.
- Botero, G., (1975). Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. *Revista Minera*, 27, 169-176.
- Cárdenas, J.I., Núñez, A. y Fuquen, J.A., (2003). Geología de la plancha 388 Pitalito. Memoria explicativa, escala 1:100.000. Ingeominas. Colombia.
- Coyner, S.J., Kamenov, G.D., Mueller, P.A., Rao, V., Foster, D.A., (2004). FC-1: a Zircon reference standard for the determination of Hf isotopic compositions via Laser Ablation ICP-MS. American Geophysical Union. Fall Meeting 2004, Abstract id. V51C-0584.
- 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 Colombiano.
- Hellstrom, J., Paton, C., Woodhead, J.D., and Hergt, J.M., (2008). Iolite: software for spatially resolved LA-(quad and MC) ICP-MS analysis. In: Sylvester, P., (Ed.). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: current practices and outstanding issues*, pp. 343-348. Mineralogical Association of Canada. Vancouver, Canada.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, pp. 523-548.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., and Erban, V., (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), pp. 1255-1259. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Jiménez-Mejía, D.M., (2003). Metamorphic and geochronological characterization of the Proterozoic rocks of the Garzón Massif - Southeast of the Colombian Andes. Master Thesis, Universidade de Sao Paulo, Brazil.
- Laurent, O., Martin, H., Moyon, J.F., and Doucelance, R., (2014). The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, pp. 208-235. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>
- Llano-Montenegro, D., (2018). Petrology and U-Pb zircon geochronology of migmatites of the La Cocha – Río Téllez complex. Tesis, Universidad de Caldas. Colombia.
- Llano-Montenegro, D., Ibáñez-Mejía, M., Toro, L.M., and Rosero, L.C., (2019). Cretaceous flux-driven anatexis in the Colombian Central Cordillera. 8th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG).
- Murcia, A. y Cepeda, H., (1983). Estudio geológico del Complejo Migmatítico de La Cocha-río Téllez, Popayán, Ingeominas, informe interno. 15 P.
- Nakamura, N., (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, pp. 757-775.
- 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, Escala 1:100.000. Memoria Explicativa. INGEOMINAS, pp. 92-98.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., and Maas, R., (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3), art. Q0AA06. DOI: <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Pearce, J.A., (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *LITHOS* 100, pp. 14-48. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., (1976). Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, pp. 63-81.
- Ponce, A., (1979). Anotaciones sobre geología de la parte SE del departamento de Nariño, Ingeominas, inf. 1769, Bogotá, Colombia, 53 P.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., and DePaolo, D.J., (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating. *Chemical Geology*, 145, pp. 117-152. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00159-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00159-9).
- Restrepo, J.J., and Toussaint, J.F., (2020). Tectonostratigraphic terranes in Colombia: an update. First part: continental terranes. *The Geology of Colombia*. In: Gómez, J. y Mateus-Zabala, D. (Eds.), *Proterozoic – Paleozoic*. Servicio Geológico Colombiano, vol. 1. Publicaciones Geológicas Especiales 35, Bogotá, Colombia, 27 P. DOI: <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03>.
- Restrepo, M., Bustamante, C., Cardona, A., Beltrán-Triviño, A., Bustamante, A., Chavarria, L., and Valencia, V., (2021). Tectonic implications of the Jurassic magmatism and the metamorphic record at the southern Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, art. 103439. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103439>
- Rodríguez, G., Obando, G., Correa-Martínez, A.M., Zapata, G., Correa, T., Obando, M., Rincón, A. y Zapata, J.P., (2017a). Redefinición del bloque norte del Batolito de Ibagué con base en nuevos datos de petrografía, litogeoquímica y geocronología U–Pb. XVI Congreso Colombiano de Geología, Santa Marta, Colombia.
- Rodríguez-García, G., Zapata, J.P., Correa-Martínez, A.M., Ramírez, D.A. y Obando, G., (2020b). Aportes al conocimiento del plutonismo del Arco Mocoa-Santa Marta durante el Jurásico Temprano-Medio, en la margen noroccidental de los Andes, Colombia. *Boletín de Geología*, 42(3), pp. 15-50. DOI: <https://doi.org/10.18273/revbol.v42n3-2020001>
- Rodríguez-García, G., Correa-Martínez, A.M., Zapata, J.P., Ramírez, D.A., and Sabrica, C.A., (2022a). Evolution of arc magmatic cycles from the Carboniferous to the Early Cretaceous in the western paleomargin of Gondwana, north of the Andes. *Boletín Geológico*, 49(2), pp. 15-43. DOI: <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.49.2.2022.663>
- Rodríguez-García, G., Ramírez, D.A., Zapata, J.P., Correa-Martínez, A.M., Sabrica, C. y Obando, G., (2022b). Redefinición,

- correlación e implicaciones geotectónicas del batolito de Ibagué, Colombia. *Boletín de Geología*, 44(3), pp. 65-93. DOI: <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n3-2022003>
- Rubatto, D., (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1-2), pp. 123-138. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Saccani, E., (2015). A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers* 6, pp. 481-501.
- Shand, S.J., (1943). Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. John Wiley & Sons.
- Sláma, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., and Whitehouse, M.J., (2008). Plesovice zircon — a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249, pp. 1-35.
- Stacey, J.S., and Kramers, J.D., (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci. Lett.* 26, pp. 207-221. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).
- Streckeisen, A., (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), pp. 1-33. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- 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, Abhandlungen*, 134, pp. 1-14.
- Sun, S., and McDonough, W., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42, pp. 313-345.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), pp. 185-187. DOI: <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., and Spiegel, W., (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19(1), pp. 1-23. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Zapata, G., Rodríguez, G. y Arango, M.I., (2017). Petrografía, geoquímica y geocronología de rocas metamórficas aflorantes en San Francisco Putumayo y la vía Palermo-San Luis asociadas a los complejos La Cocha-Río Téllez y Aleluya. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 41, pp. 47-64. DOI: <https://doi.org/10.15446/rbct.n41.58630>
- G. Rodríguez-García**, se graduó en 1987 con el título de Ing. Geólogo de la Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. Posteriormente, completó estudios de especialización en la École Nationale Supérieure des Mines de Paris en 1995, en evaluación técnica-economía de los proyectos mineros. Ha trabajado durante 36 años en el Servicio Geológico Colombiano. Fue el jefe de cartografía de la Regional sede Ibagué, coordinador de proyectos y coordinador de la sede del Servicio Geológico de Medellín y del grupo de investigación Estudios Geológicos Especiales. Fue profesor de Geología de Colombiana, Geología de Campo I y Geología Física en la Universidad EAFIT y director de geología de Grupo Argos. Ha escrito numerosas publicaciones, incluidos más de 30 mapas geológicos, numerosos catálogos estratigráficos de unidades de Colombia, libros y artículos de geología y entomología. ORCID: 0000-0003-1422-3523
- C.A. Sabrica-Buendía**, se graduó en el año 2009 como Geólogo de la Universidad de Caldas, Colombia. Posteriormente, completó estudios de Magister en Ingeniería - Recursos Minerales de la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, en el año 2023. Ha trabajado durante 13 años en diferentes áreas como son: control de calidad de adquisición de datos sísmicos 2D y 3D, exploración de depósitos de oro y cobre en empresas privadas. Ha realizado trabajos de cartografía geológica a escala 1:50.000, 1:100.000, en el Servicio Geológico donde es coautor de 6 planchas geológicas y ha participado en los proyectos de Geología de Rescate y Ortoneises de la cordillera Central, donde es coautor de 4 catálogos litoestratigráficos de Colombia y 2 artículos. ORCID: 0000-0002-6906-6097