



HAL
open science

Petrografía, geoquímica y geocronología U/Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, Colombia

Amed Bonilla, Thomas Cramer, Marc Poujol, Haroldo Cano, José Alejandro Franco, Zeze Amaya

► To cite this version:

Amed Bonilla, Thomas Cramer, Marc Poujol, Haroldo Cano, José Alejandro Franco, et al.. Petrografía, geoquímica y geocronología U/Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, Colombia. Boletín de geología, 2019, 41 (1), pp.55-84. 10.18273/revbol.v41n1-2019003 . insu-01977739

HAL Id: insu-01977739

<https://insu.hal.science/insu-01977739>

Submitted on 16 Dec 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Petrografía, geoquímica y geocronología U/Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, Colombia

Amed Bonilla^{1*}; Thomas Cramer^{1,2}; Marc Poujol³; Harold Cano¹; José Alejandro Franco¹; Zeze Amaya¹

DOI: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v41n1-2019003>

Forma de citar: Bonilla, A., Cramer, T., Poujol, M., Cano, H., Franco, J.F., y Amaya, Z. (2019). Petrografía, geoquímica y geocronología U/Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, Colombia. *Boletín de Geología*, 41(1), 55-84. DOI: 10.18273/revbol.v41n1-2019003.

RESUMEN

Para avanzar en la comprensión de la Provincia Geocronológica Río Negro-Juruena (1,55-1,8 Ga) del Cratón Amazónico en el suroriente colombiano se analizaron rocas metamórficas, ígneas y meta-sedimentarias aflorantes alrededor del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, zona limítrofe Colombia-Brasil. Con base en observaciones de campo, análisis mineralógicos, geoquímicos y edades LA-ICP-MS U/Pb en circones se identificó en el área un basamento Estateriano (formando aquí el Complejo Mitú) compuesto de granitoides tipo S, principalmente monzograníticos y en menor proporción cuarzo-monzoníticos a granodioríticos, calco-alcalinos, meta a peraluminosos, con características de granitos sin-colisionales a pos-orogénicos con edades U/Pb de cristalización entre 1760 y 1800 Ma. Adicionalmente afloran intrusivos graníticos más alcalinos de textura porfírica con fenocristales ovoideos de feldespato potásico y una edad de cristalización U/Pb en circones de ~1750 Ma (probablemente asociado a la Suite Intrusiva Tiquié definida en Brasil).

Sobre este basamento Estateriano fue depositada una secuencia sedimentaria (que pertenece al Grupo Tunuí) entre 1750 y 1600 Ma descritas como metarenitas y cuarcitas con turmalina, probablemente como miembro superior del Grupo Tunuí que fue afectado por metasomatismo relacionado con la intrusión de un granito porfírico de dos micas con una edad de cristalización entre 1550 y 1600 Ma (asociado a la Suite Intrusiva Rio Içana). Circones heredados con edades del Complejo Mitú ~1780 Ma en este intrusivo sugieren un origen del magma por fusión parcial de material cratónico en presencia de suficiente agua y presión no demasiada alta para una temperatura de fusión relativamente baja que permitieron formar un magma enriquecido en fluidos y elementos incompatibles como Rb y K. Paragneises con edades en circones detríticos más jóvenes entre 1000-1800 Ma, cierran el ciclo geológico precámbrico reconocible en esta área de Colombia con un potencial mineralizante y desarrollo tectónico y paleogeográfico todavía por determinar en detalle.

Palabras clave: Complejo Mitú; Cratón Amazónico; Geocronología; U/Pb; Circón; Guainía.

Petrography, geochemistry and zircon U/Pb geochronology in igneous and metamorphic rocks, Cuiarí River, south of Guainía department, Colombia

ABSTRACT

In order to archive a better understanding of the Rio Negro-Juruena Geochronological Province (1.55-1.8 Ga) of the Amazonian Craton in SE-Colombia, we performed analyses of metamorphic, igneous and metasedimentary rocks outcropping in vicinity of the Cuiarí-River in the south of Guainía Department, near the Brazilian border. Based on field observations, mineralogical, geochemical and U/Pb LA-ICP-MS analysis in zircons, we could identify in the study area a Statherian basement which forms the Mitú Complex. It is composed by

¹ Grupo de Estudios en Geología Económica y Mineralogía Aplicada (GEGEMA), Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. (*) abonillape@unal.edu.co, thrcramer@unal.edu.co, hcanor@unal.edu.co, jafrancov@unal.edu.co, zamayap@unal.edu.co

² Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.

³ Geosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, OSUR, Campus de Beaulieu, Rennes, Francia. marc.poujol@univ-rennes1.fr

S-type granitoides, mainly monzogranitic to a lesser amount of quartz-monzodioritic to granodioritic, with calc-alkalic meta to peraluminosos, syncollisional to post orogenic characteristics and with U/Pb crystallization ages between 1760 to 1800 Ma. Additionally, in the study area more alkalic granitic intrusions with ovoidal K-feldspar phenocrysts forming a porphyritic texture outcrop where U/Pb zircon data suggest a crystallization age of ~1750 Ma (probably associated to the Tiquié Intrusion Suite defined in Brazil).

Over this Statherian basement, a sedimentary sequence (which may represent the Upper Member of the Tunuí Group in Brazil) was deposited some 1750-1600 Ma ago, where metarenites and quartzites were impregnated by tourmalines as a result of metasomatic processes related to the intrusion of a porphyritic two-mica granite crystallized 1550 to 1600 Ma ago (associated with the Rio Içana Intrusive Suite in Brazil). Some ~1780 Ma old inherited zircons from the Mitú Complex in this intrusion suggest a magma origin by partial melting of cratonic cortical material triggered by sufficient water and low pressures for melting point decrease generating a magma enriched in fluids and incompatible elements like Rb and K. Younger paragneisses with detrital zircon ages between 1000 to 1800 Ma close the Precambrian geological cycle identified in this area of Colombia. Its mineralizing potential as well as a tectonic and paleogeographic history still to be deciphered in detail.

Keywords: Mitú Complex; Amazonian Craton; Geochronology; U/Pb; Zircon; Guainía.

INTRODUCCIÓN

El Departamento de Guainía forma parte de la Amazonía colombiana, que se extiende desde las estribaciones de la Cordillera Oriental andina por la gran región suramericana compartida por Venezuela, Brasil, Colombia, Ecuador, Perú, Guyana, Surinam, y Bolivia. La Amazonía de Colombia es la zona menos poblada y estudiada del país y una gran parte del conocimiento geológico sobre ella se sustenta sobre investigaciones realizadas en el noreste del Cratón Amazónico sobre todo en territorio de Brasil y Venezuela (*e.g.* Almeida *et al.*, 1981; Almeida *et al.*, 2007; Amaral, 1974; Bettencourt *et al.*, 1999, 2010; Brito-Neves, 2011; Gansser, 1974; Gaudette y Olszewski, 1985; Pinheiro *et al.*, 1976; Santos *et al.*, 2003; Tassinari y Macambira 2004; Teixeira *et al.*, 1989; Teixeira *et al.*, 2010).

Debido a la cercanía y las estrechas relaciones entre el Departamento de Guainía y Brasil mencionamos primero algunos trabajos sobre la geología del país vecino; entre ellos Petri y Fulfaró (1983) describieron el Fanerozoico en Brasil, Almeida y Hasui (1984) el Precámbrico y Schobbenhaus *et al.* (1984) el desarrollo geológico en su conjunto. Desde pioneros como Katzer (1903) quien ya había descrito la región inferior del Amazonas y el conocimiento de hoy se dio un fuerte impulso para la investigación geocientífica en Brasil a partir de los años 70 del siglo pasado, cuando grandes inversiones en el programa RADAM (Radar en la Amazonía) permitieron generar mapas, informes y el descubrimiento de yacimientos minerales de clase mundial (*e.g.* Ministerio das Minas e Energia, 1983; Schobbenhaus *et al.*, 1984). Estos resultados y estudios posteriores en Colombia a partir de un programa similar aunque más limitado (PRORADAM,

1979) empezaron a revelar una historia geológica compleja desde el Proterozoico, que como estamos reconociendo cada vez más en Colombia comprende una amplia variación de edades, composiciones y texturas, que dejaron sus huellas iniciales en rocas precámbricas metamórficas e ígneas como granitos calco-alcálicos, cuarcitas, gneises cuarzosos, gneises cuarzo-feldespáticos, granitos anorogénicos, sienitas nefelínicas, diques diabásicos, gabros, etc.

Un primer concepto fixista, inmovilístico (o autóctono) sobre el desarrollo del Cratón Amazónico, todavía influente entre los geólogos pioneros del país, asume la afectación de una masa continental estable formada en el Arqueano por procesos termales posteriores con retrabajamiento progresivo más joven hacia su periferia (Amaral, 1974; Costa y Hasui, 1997). Sin embargo, muchas evidencias permitieron establecer que el cratón se formó más por procesos de aglomeración, amalgamación o acreción de arcos (Condie, 2005; Geraldés *et al.*, 2001) de material más joven alrededor de núcleos más antiguos relacionado con la dinámica de tectónica de placas, iniciada posiblemente desde hace más de 3,5 Ga hasta 1,0 Ga (Domeier y Torsvik, 2014; Ernst, 2017; Greber *et al.*, 2017; Stern, 2005; Stern *et al.*, 2016) y procesos de subducción o acreción de corteza oceánica antes y después de la formación de supercontinentes como primero *Columbia* (Meert y Santosh, 2017; Rogers y Santosh, 2002), después Rodinia (McMenamin y McMenamin, 1990; Piper, 2000) y Pangea con ciclos de Wilson asociados (Wilson, 1966), la influencia de plumas mantélicas (Hill, 1993; Yuen *et al.*, 2007) y otros factores induciendo *rifting* continental. Este modelo movilístico (alóctono) compartido por la mayoría de los investigadores en el tema y sostenido por muchos datos geocronológicos

asigna a la parte colombiana del Cratón Amazónico edades mesoproterozoicas de 1,78 Ga hasta 1,1 Ga (Priem *et al.*, 1982; Ibañez, 2011; Bonilla *et al.*, 2016; Cordani *et al.*, 2016) mientras los núcleos más antiguos encontrados hasta ahora en Venezuela oriental y Surinam (>3,4 Ga U/Pb y Rb/Sr) son granulitas y gneises intercalados con hierro bandeado del Complejo Imataca (Montgomery y Hurley, 1978), separados de rocas más jóvenes (proterozoicas) por contacto tectónico.

Como aporte para un mejor entendimiento de las relaciones estratigráficas del Complejo Mitú (Galvis *et al.*, 1979; López *et al.*, 2007) y la evolución del oriente colombiano presentamos en este trabajo nuevos datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos U/Pb en circones de rocas proterozoicas aflorantes a lo largo del Río Cuiarí entre las comunidades de Campo Alegre y Miraflores, y la parte alta de Caño Naquén al sur del Departamento del Guainía, en la zona limítrofe Colombia-Brasil, lo que permite también una mejor correlación con las unidades descritas en el país vecino, Brasil.

ANTECEDENTES

La franja colombiana del basamento precámbrico en el Departamento de Guainía fue descrita primero como Grupo Basamento (Gansser, 1954), después Complejo Guayanés (Pinheiro *et al.*, 1976), en seguida como Complejo Migmatítico de Mitú (Galvis *et al.*, 1979) y últimamente como Complejo Mitú (López *et al.*, 2007) con escasos afloramientos estudiados entre el Río Guaviare al norte, el Río Caquetá al sur, y la Serranía de Chiribiquete al occidente (FIGURA 1). De esta área aproximada de 88.000 km² cuya extensión ha sido inferida inicialmente con base en interpretación geofísica hasta 2012 solamente se tenía cartografía sistemática de unos 1.200 km², o sea el 1,4% (López, 2012) y también hoy sus relaciones no se han definido con claridad (INGEOMINAS, 2006; Servicio Geológico Colombiano, 2015). Por eso Rodríguez (2012) tiene razón cuando insiste durante un debate (López, 2012; Rodríguez, 2012; Rodríguez *et al.*, 2011) que todavía falta mucha información como para definir toda esta área con un nombre definitivo y seguramente surgirán divisiones más detalladas, como está ocurriendo de manera avanzada en Brasil; para el Complejo Migmatítico de Mitú (denominación en la cual insisten Rodríguez *et al.*, 2011 y Rodríguez, 2012) se han propuesto hasta el momento las unidades Monzogranito de Mitú, Granofels de Pringamosa, Neis

del Yi en la Plancha 443 Mitú (Rodríguez *et al.*, 2011) y el Granito Rapakivi de Matraca (Bonilla *et al.*, 2016).

Sobre lo que no hay duda es que estas rocas forman parte del Escudo de Guayana con edades precámbricas (Priem *et al.*, 1982; Ibañez, 2011; Bonilla *et al.*, 2016; Cordani *et al.*, 2016) y se correlacionan en su parte meridional con el Complejo Cumati en Brasil con una edad ~1,74 Ga (Almeida *et al.*, 2007). Estas unidades están enmarcadas dentro de la Provincia Geocronológica Rio Negro - Juruena formada hace 1,8-1,55 Ga (Tassinari y Macambira, 1999; Teixeira *et al.*, 1989) con gneises graníticos y granitoides de composiciones granodioríticas y tonalíticas o según Santos *et al.* (2000) como la Provincia de Rio Negro (1,82-1,52 Ga) con rocas metamórficas e ígneas graníticas que están foliadas o bandeadas y que son intruídas por cuerpos graníticos de diferentes afinidades.

Maya-Sánchez (2001) resumió el conocimiento hasta este momento del basamento localizado al sur del Río Guaviare hasta el Río Pira-Paraná (Bruneton *et al.*, 1983; Galvis *et al.*, 1979) como rocas metamórficas compuestas principalmente por rocas graníticas de origen anatético asociadas a gneises migmatíticos con biotita y silicatos de aluminio, desde la facies anfibolita alta hasta el dominio anatético (T=600 a 750°C, p=2-5 kb). Para una muestra Rodríguez *et al.* (2011) reportan hipersteno en paragénesis con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, indicativos de las facies granulita, con temperaturas sobre los 800°C.

Recientemente, Cordani *et al.* (2016) avanzaron aún más y con base en la recopilación de estudios anteriores (Barrios *et al.*, 1985; Gaudette y Olszewski, 1985; Priem *et al.*, 1982) y nuevos datos geocronológicos proponen hacia el nororiente del Departamento de Guainía diferenciar un Cinturón Atabapo metamórfico (FIGURA 1) formado por una serie de pulsos orogénicos durante el Paleoproterozoico (Estateriano) hace 1800-1740 Ma (como parte del Complejo Mitú) que fue intruído por rocas graníticas hace unos 1500 Ma. La integración del análisis de 27 muestras granitoides tomadas por Priem *et al.* (1982), Pinheiro *et al.* (1976) y Santos *et al.* (2003) entre Mitú, en Colombia, y Iauaretê, en Brasil, y de muestras otorgadas por el Servicio Geológico Colombiano llevaron a Cordani *et al.* (2016) a diferenciar otro cinturón más joven llamado Cinturón de Vaupés de 1580-1520 Ma al suroccidente (FIGURA 1), en donde interpretan rocas con edades de ~1750 Ma como ventanas del basamento, mientras las rocas graníticas más jóvenes no deformadas representarían magmatismo granítico post-tectónico.

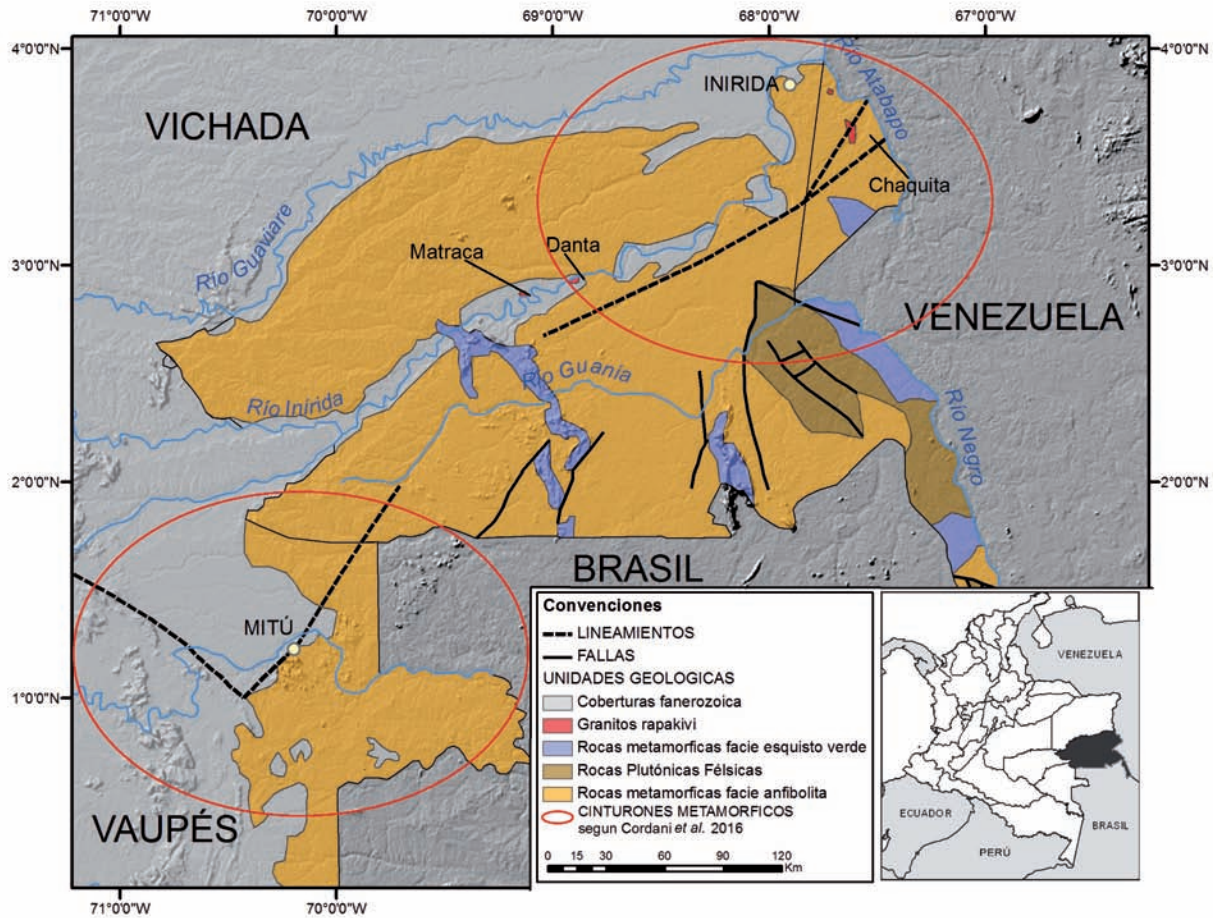


FIGURA 1. Mapa del Complejo Mitú (modificado de Bonilla *et al.*, 2016; López *et al.*, 2007) y localización del cinturón nororiental “Cinturón Atabapo” y cinturón suroccidental “Cinturón Vaupés”, modificado de Cordani *et al.* (2016).

La edad más antigua en la región fue reportada en la parte venezolana del Granito de Atabapo con una isócrona Rb-Sr de 2000 Ma (Gaudette *et al.*, 1978). En Colombia, Priem *et al.* (1982) obtuvieron varias dataciones sobre granitos y gneises en un rango de 1780 Ma hasta 1251 Ma. El dato de 1780 Ma por isócrona Rb-Sr en roca total sobre el Granito de San Felipe fue interpretado como resultado del enfriamiento al finalizar el Evento Transamazónico, mientras que las edades más recientes marcarían tanto recalentamientos durante el evento magmático Pargüense con edades por isócronas Rb-Sr entre 1575 Ma y 1450 Ma, así como un rejuvenecimiento isotópico durante el evento Nickeriense con siete resultados Rb-Sr y K-Ar entre 1392 Ma y 1261 Ma (Toussaint, 1993). Rodríguez *et al.* (2011) reportaron dataciones Ar - Ar a partir de biotita en el Monzogranito de Mitú de una edad plateau de $1312,7 \pm 10,8$ Ma y una edad plateau intermedia de $1276,1 \pm 10,6$ Ma y para el Neis del Caño Yi una edad plateau de $1310,7 \pm 10,5$ Ma y una edad plateau

intermedia de $1245,0 \pm 10,2$ Ma, lo que igualmente asocian con el evento Nickeriense.

La mayor parte del basamento cristalino se encuentra cubierta por sedimentos cenozoicos, así como por un espeso bosque tropical que componen un gran paisaje de peneplanicies modeladas por meteorización tropical fuerte y ríos meándricos en extensas llanuras aluviales, lo que dificulta su estudio. Sin embargo, en el Departamento de Guainía también se encuentran rocas estratificadas sedimentarias del Proterozoico con bajo grado de metamorfismo que sobresalen como serranías de la extensa llanura selvática y que se extienden desde Colombia hacia Brasil (*e.g.* Caranacoa y Naquén). Son constituidas principalmente por areniscas, areniscas conglomeráticas, cuarcitas, metaconglomerados, filitas y lodolitas. A nivel regional son designadas como una unidad afin a Roraima (Gansser, 1974; Ghosh, 1985) plegada y metamorfoseada (Santos *et al.*, 2003). Fueron definidas en Brasil como Grupo Tunuí, pero

en Colombia se le conoce como Formación Maimachi (González-Iregui, 1989; Renzoni, 1989a), Formación La Pedrera (Galvis, 1993) o Formación Caranacoa y se les atribuye una edad de depositación de 1,55-1,81 Ga (Santos *et al.*, 2003).

METODOLOGÍA

Trabajo de campo y toma de muestras

Durante una salida de campo en el año 2015 y una segunda salida en el año 2017 - en época de verano (diciembre-febrero) cuando gracias a un nivel de los ríos más bajo afloran más rocas - se hicieron recorridos y un muestreo sistemático en 25 estaciones de los afloramientos

observados a lo largo del Río Cuiarí (afluente del Río Içana) y la parte alta de Caño Naquén (afluente del Río Guainía) en distancias de 80 y 20 km respectivamente (FIGURA 2). En cada estación se registraron datos como litología, textura, estructura y relaciones de campo. Se midió la radioactividad en diferentes puntos de cada afloramiento con un equipo *Inspector Alert* en microsievvert/hora ($\mu\text{Sv/h}$), después de calibrar al aire. En las zonas menos afectadas por meteorización u otra contaminación, distinguiendo roca homogénea, venas, diques y variaciones texturales de interés, se tomaron mínimo 1 kg de muestra que se guardaron en bolsas de plástico debidamente rotuladas y cerradas. Los códigos de las muestras se asignaron según la Plancha 403 o 404 que cubren el área de estudio.

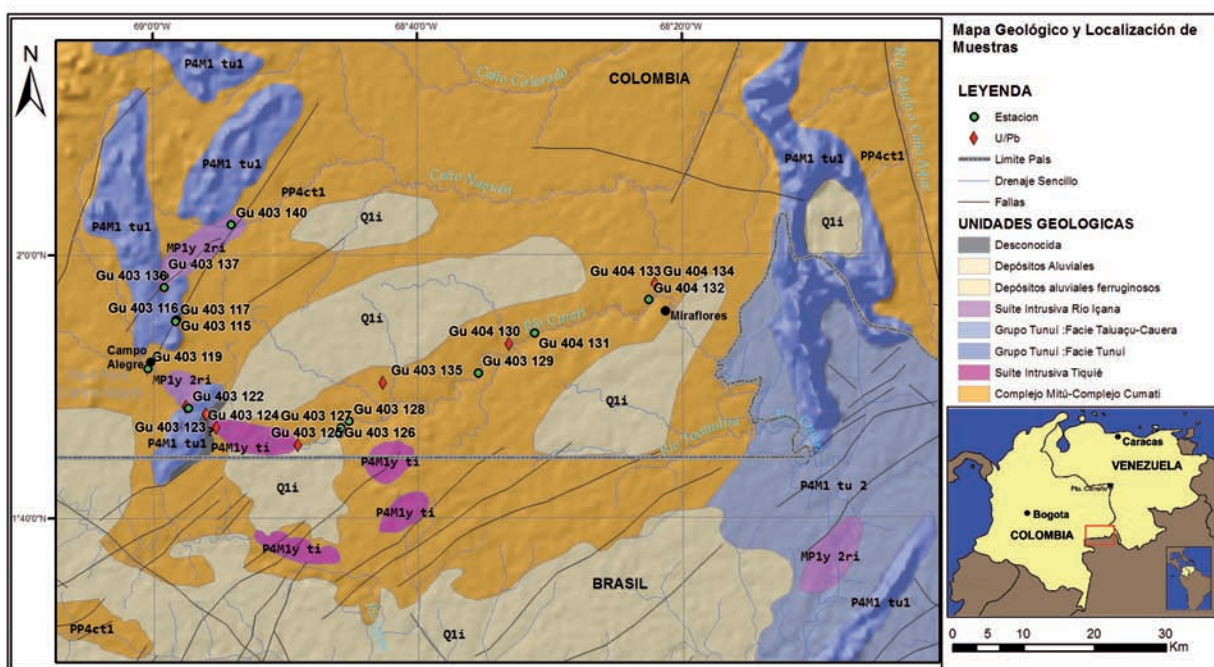


FIGURA 2. Estaciones y toma de muestras a lo largo del Río Cuiarí y parte alta de Caño Naquén (TABLA 1) indicados en el mapa geológico, modificado de Almeida *et al.* (2004) y del Servicio Geológico Colombiano (2015). Círculos verdes representan estaciones generales y trapezoides rojos estaciones donde se realizaron dataciones U/Pb en este estudio.

Petrografía y geoquímica

De los 25 afloramientos visitados y muestreados se escogieron para esta investigación las rocas más representativas de cada unidad litoestratigráfica aflorante en el Río Cuiarí y la parte alta de Caño Naquén, con poca alteración visible, aptas para análisis petrológico, geoquímico y geocronológico. Las secciones delgadas fueron analizadas en un microscopio petrográfico Zeiss Axio Scope A1. La clasificación petrográfica modal de rocas ígneas se efectuó a partir de conteo por 300 puntos, según las recomendaciones de la IUGS (Gillespie y

Styles, 1999; Maitre *et al.*, 2002; Streckeisen, 1978). Para determinar los elementos mayores, menores y traza (TABLA 1), 10 muestras (de las cuales 8 fueron usadas también para geocronología, TABLA 2) fueron pulverizadas, mezcladas y prensadas con cera espectrométrica Merck en relación muestra:cera de 10:1 y analizadas con un equipo de fluorescencia de rayos X, Phillips MagixPro PW - 2440, en la Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá (tubo de rodio, potencia máxima de 4 kW, límite de detección de elementos pesados metálicos 20 ppm). Los datos

geoquímicos fueron procesados en una tabla Excel y el software libre GCDkit5.0 (Janoušek *et al.*, 2006). Donde se compararon los resultados petrográficos-geoquímicos con datos obtenidos en granitoídes del

Complejo Mitú por Bruneton *et al.* (1983) y la amplia base de datos geoquímicos mundial de EarthChem.org (www.earthchemportal.org).

TABLA 1. Geoquímica de las muestras analizadas (óxidos de elementos mayores en % y elementos traza en ppm, <ld: por debajo del límite de detección de 20 ppm del equipo FRX).

UNIDAD	Complejo Mitú				Suite Intrusiva Rio Içana		Suite Intrusiva Tiquié		Desconocida	
Muestra	GU-403-135-B	GU-403-135-A	GU-404-134	GU-404-130	GU-404-133	GU-403-121	GU-403-124	GU-403-125	GU-403-123-A	GU-403-123-B
Roca	granodiorita gruesa, inequigranular	qz-monzodiorita	monzogranito	granodiorita	qz-monzodiorita	granito de dos micas (biotita y muscovita)	monzo-sienogranito porfirítica, fspK ovoides sin orientación		paragneis con bandeamiento en dirección S61W/68SE,	
Petrografía	Qz 47%, Pl 24%, Fsp 9%, Bt 12%, Ms 3%, circón y opacos.	Qz 7%, Pl 30%, Fsp 16%, Bt 18%, hbl 15%, circón titanita 9%.	Qz 42%, Pl 24%, Fsp 27%, Bt 3%	Qz, Pl, Fsp, Bt, Ep y Spn	Qz, Fsp, Pl, Bt cloritizada, Ep y Spn	Qz 35%, Fsp 30%, Plg 16%, Bt 8% y Ms 8%	Qz 21%, Fsp 43%, Pl 21%, Bt 8% y Ms 2%		Ms, Bt, Qz, Fsp y circones	
Rad. campo μSv/h			0,26	0,4	0,4	0,6		0,72		
Rad- Placa sec. delg. μSv/h	0,31	0,31	0,4						0,35	
SiO₂	72,00	54,12	73,46	63,77	53,61	69,52	67,82	68,37	68,00	80,63
Al₂O₃	12,29	17,43	12,34	13,35	16,10	16,84	14,32	22,62	17,02	9,44
Fe₂O₃t	7,42	11,98	5,11	8,89	15,59	3,26	7,10	2,52	7,71	6,11
MnO	0,05	0,29	0,05	0,17	0,22	0,06	0,10	0,04	-	0,04
MgO	0,77	1,48	0,25	2,03	1,95	0,21	0,51	-	0,39	0,63
CaO	1,31	7,76	1,51	4,17	6,00	1,67	1,81	0,27	-	0,03
Na₂O	1,76	1,40	1,32	1,14	1,58	1,40	1,12	0,32	-	-
K₂O	2,81	2,30	5,38	5,19	2,20	6,00	5,34	5,29	5,59	2,44
TiO₂	0,99	1,48	0,31	0,62	1,34	0,38	0,81	0,26	0,97	0,30
P₂O₅	0,37	1,06	0,10	0,24	0,78	0,41	0,41	0,09	0,03	0,09
TOTAL	99,77	99,30	99,83	99,57	99,37	99,75	99,34	99,78	99,71	99,71
Cl	200	<ld	200	200	200	<ld	300	300	200	400
SO₃	200	600	400	300	1200	200	400	300	<ld	400
V	<ld	300	<ld	300	300	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld
Ba	700	1800	<ld	1300	1800	500	1900	500	1300	1000
Sr	200	1900	200	600	1200	200	800	100	100	<ld
Y	100	100	100	100	100	100	200	200	100	100
Zr	700	1000	200	300	700	400	1100	300	500	200
Cr	<ld	<ld	<ld	200	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld
Cu	<ld	100	<ld	100	100	<ld	<ld	<ld	<ld	100
Zn	100	100	<ld	100	200	<ld	100	100	<ld	100
Rb	300	200	500	300	300	400	500	600	300	200
Nb	100	<ld	<ld	<ld	<ld	100	100	<ld	<ld	<ld
Ce	<ld	900	<ld	500	<ld	400	1100	<ld	500	400
Pb	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	200	<ld	<ld	<ld
Bi	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	100
Th	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	100	<ld	<ld	<ld	<ld

TABLA 2. Localización y edades U/Pb para las rocas analizadas aflorantes en el Río Cuiarí.

UNIDAD	Complejo Mirú			Suite Intrusiva Río Içana		Suite Intrusiva Tiquié	Desconocida
	GU-404-134	GU-403-135-A	GU-404-130	GU-404-133	GU-403-121	GU-403-124	
Muestra	GU-404-125	GU-404-134	GU-403-135-A	GU-404-130	GU-404-133	GU-403-121	GU-403-123
Coordenadas planas Datum Bogotá	X:1586423 Y:686751	X:1636652 Y:709491	X:1598372 Y:695492	X:1616098 Y:700977	X:1636646 Y:709477	X:1570672 Y:692170	X:1573428 Y:691089
Coordenadas geográficas Datum WGS84	N1° 45.353' W68° 48.877'	N1° 57.550' W68° 21.877'	N1° 50.056' W68° 42.447'	N1° 52.989' W68° 32.923'	N1° 57.542' W68° 21.880'	N1° 48.305' W68° 57.327'	N1° 47.716' W68° 55.848'
Edad	1776-1783Ma e intercepto superior 1809Ma	1769-1800 Ma y heredado 1910 Ma	1771 +/-3.9	1762 +/- 4.5 Ma	1766 +/-3.6 Ma	1596+/-52Ma y heredado 1782+/-21	Detriticos entre 1000-1800 Ma con picos fuertes de 1550 y 1800 Ma

Geocronología

Se seleccionaron 8 muestras por sus características mineralógicas, texturales y su relación estratigráfica (7 rocas graníticas y 1 paragneis) de las cuales 1 kg por muestra fueron trituradas y tamizadas separando la fracción de 62-350 μm . Se concentraron los minerales pesados de esta fracción con bateo, se retiraron los minerales ferromagnéticos (magnetita e ilmenita principalmente) con un imán de mano y después, con un separador isodinámico Frantz en la Universidad Nacional de Colombia, se separaron las fracciones con base en su susceptibilidad magnética y su masa usando corriente de 0,5, 0,9 y 1,5 A, y un ángulo lateral de 10° y de cabeceo de 25°. La fracción separada hasta 0,5 A consiste de ilmenita, de 0,5 a 0,9 A de epidota y entre 0,9 a 1,2 A se concentraron esfena, muscovita y apatito. La fracción no magnética incluye circón, rutilo y pirita. Líquidos pesados no fueron utilizados. Sin embargo, con micro-bateo se logró remover el resto de minerales livianos. Los circones seleccionados de la última fracción por *picking* para el montaje en resina epoxi debían estar libres de fracturas, alteración, o cualquier otro rasgo que pueda afectar la obtención de buenos datos geocronológicos. Los montajes en resina epoxi fueron pulidos, la superficie fue fotografiada; se tomaron imágenes de los circones por *backscattering* SEM para un mejor posicionamiento del spot analítico.

Los análisis isotópicos fueron realizados utilizando un LA-ICP-MS con láser ESI NWR193UC acoplado a un ICP-MS cuadrupolo Agilent 7700x en la Université de Rennes según el procedimiento descrito por Bühn *et al.* (2009). La ablación de los granos fue realizada en spots de 25 μm , con frecuencia de 4-5 Hz e intensidad de 9 J/cm². El material evaporado fue cargado por un flujo de He, N₂ y Ar. En todos los análisis por cada 8 mediciones en circones se utilizó un patrón GJ-1 (GEMOC ARC National Key Center, Jackson *et al.*, 2004) para la corrección de la deriva del equipo, así como para el fraccionamiento entre los isótopos de U y Pb (Jackson *et al.*, 2004). Las incertidumbres asociadas a las razones presentadas en el ANEXO son de 2 σ , en porcentaje. Las edades fueron calculadas utilizando ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003) y los diagramas (95% de confianza) fueron confeccionados en el mismo programa.

RESULTADOS

Petrografía y geoquímica

Las observaciones de campo y características petrográficas y geoquímicas confirman para la mayoría de los gneises, granitoides y pegmatitas del área de estudio su pertenencia al Complejo Mitú que en Brasil es descrito como Complejo Cumati. Otras rocas ígneas coinciden más con las Suites Intrusivas Rio Içana y Tiquié, unidades descritas en Brasil a una distancia menor de 14 km del área de estudio. Un tercer grupo de cuarcitas, meta-arenitas y paragneises fueron identificados inicialmente como pertenecientes al Grupo Tunuí. En este subcapítulo nos detenemos en las características petrográficas de las rocas ígneas, mientras las observaciones de campo, petrografía y resultados e interpretaciones geoquímicas de las diferentes unidades encontradas en el área de estudio se detallan en los subcapítulos correspondientes. Su correlación geocronológica se realiza más adelante.

Las rocas ígneas en general exhiben una textura fanerítica y porfirítica, también se pueden observar texturas especiales como mirmequítica, antipertítica, pertítica y poiquilítica, sus cristales pueden alcanzar tamaños mayores a 1 cm, son holocristalinas, en su mayoría inequigranulares y melanocráticas, cuyo tamaño de los cristales varía de medio a grueso (>1 mm). Consisten principalmente de cuarzo, plagioclasas (albita-oligoclasa) y feldespatos potásicos (microclina-ortoclasa). Los minerales accesorios generalmente son biotita, muscovita, apatito, esfena, epidota y circón (FIGURA 3). Excepcionalmente, en la muestra GU-403-135-A se identificó hornblenda (FIGURA 3E, 3F). En todas las rocas ígneas el cuarzo se encuentra en cristales generalmente anhedrales, sin signos de meteorización, aunque se presentan cristales fracturados en los cuales parecen haber precipitado fluidos circulantes (hidro-) óxidos de hierro. Granos de cuarzo de menor tamaño forman inclusiones o intercrecimiento en cristales de plagioclasa y/o feldespato potásico, constituyendo textura poiquilítica y mirmequítica respectivamente. El feldespato potásico (únicamente encontrado como microclina) forma cristales euhedrales y subhedrales, con macla

en enrejado, con extinción recta y en varios casos fuertemente alterados a caolín. Sus fenocristales con textura poiquilítica presentan generalmente inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita; a veces se observa también desmezcla peritética de plagioclasa e intercrecimiento mirmequítico con cuarzo. Las plagioclasas (albita-oligoclasa) suelen formar cristales anhedrales y subhedrales, con extinción según macla entre 5° y 25° (método de Michel-Levy), con maclado de la albita, periclina y Carlsbad. A veces la desmezcla

de microclina conforma una textura antipertítica pronunciada. En muchos casos las plagioclasas están fuertemente sericitizadas y epidotizadas, hasta un casi total reemplazamiento por muscovita. La biotita presenta pleocroísmo marrón, en cristales subhedrales, generalmente se encuentra asociada a los halos de oxidación que presentan los opacos y suele estar alterada parcial o totalmente a clorita. Las hornblendas se distinguen por su pleocroísmo fuerte verdoso en cristales subhedrales a anhedrales (FIGURA 3E-3F).

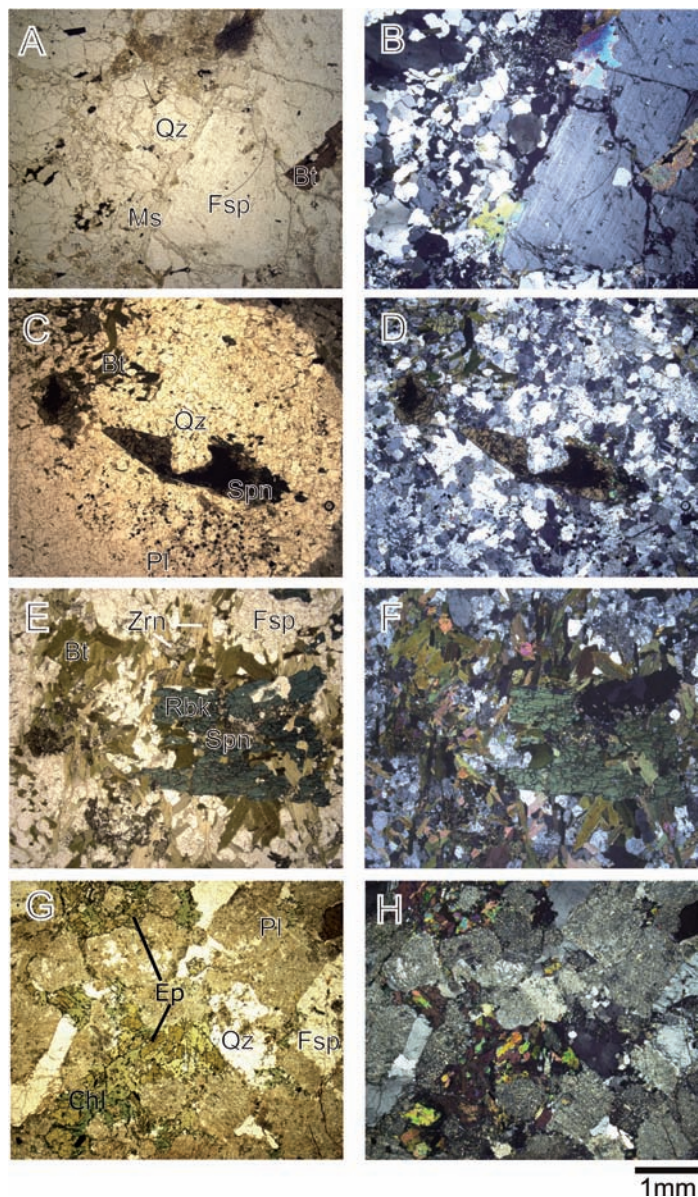


FIGURA 3. Microfotografías de rocas analizadas del Río Cuiarí (izq. PPL, der. XPL; Qz cuarzo, Pl plagioclasa, Fsp feldespato potásico, Ms muscovita, Spn esfena, Zrn circón, Hbl hornblenda, Ep epidota, Chl clorita): **A-B.** Granito de dos micas (Ms+Bt) con microclina y cuarzo afin a la Suite Intrusiva Rio Içana (GU-403-121). **C-D.** Cristal de esfena con inclusiones de opacos, en matriz de cuarzo, biotita y plagioclasa en cuarzo-monzodiorita del Complejo Mitú (GU-403-135-A). **E-F.** Cristales de hornblenda en la misma cuarzo-monzodiorita del Complejo Mitú (GU-403-135-A). **G-H.** Epidota y clorita secundarias en cuarzo-monzodiorita del Complejo Mitú (GU-404-133).

La utilidad de los datos geoquímicos obtenidos por XRF se limita principalmente a los elementos mayores y algunos traza (TABLA 1), pero debido a los límites de detección no suficientes elementos geotectónicos tan importantes como Nb, Y, Th, La fueron detectados con suficiente precisión; si Y tiene en todas las mediciones un valor exacto de 100 ppm y solamente para las rocas de la Suite Intrusiva Tiquié con 200 ppm no se puede sobreestimar estos valores. Sin embargo, dejan ver ciertas tendencias, como un enriquecimiento parcial en relación al promedio de la Corteza Superior (FIGURA

4), que se van a discriminar en los subcapítulos de las diferentes rocas y unidades. Posiblemente los elementos Na y K son subvalorados como lo sugiere la comparación del diagrama Streckeisen (FIGURA 5). En la mayoría de los elementos mayores (menos Na y K que muestran mayor dispersión) se confirma una correlación negativa con SiO₂ (FIGURA 6), igualmente como para Ba y Sr (no mostrados aquí). A la par se puede observar una correlación negativa de Ti con Si, Rb y de A/CNK, y una correlación positiva con Al, Mg, Fe, P, Ba, Sr y Zr (FIGURA 7).

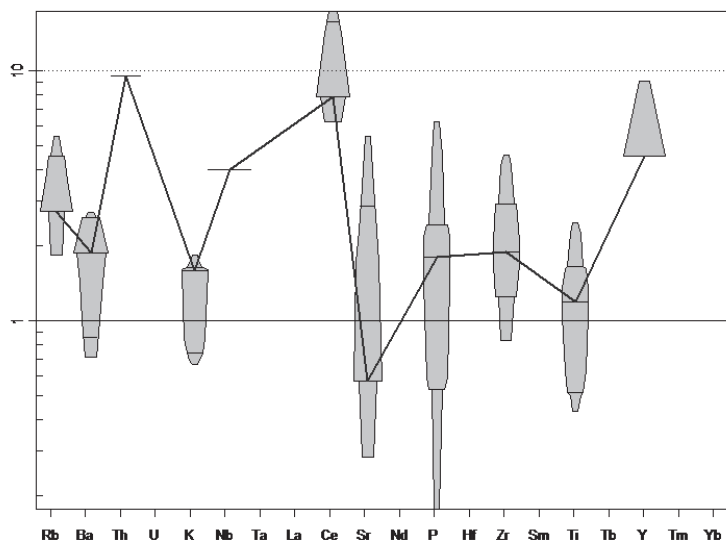


FIGURA 4. Diagrama spider (boxplot) de todas las rocas analizadas indicando un cierto enriquecimiento en relación a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1985).

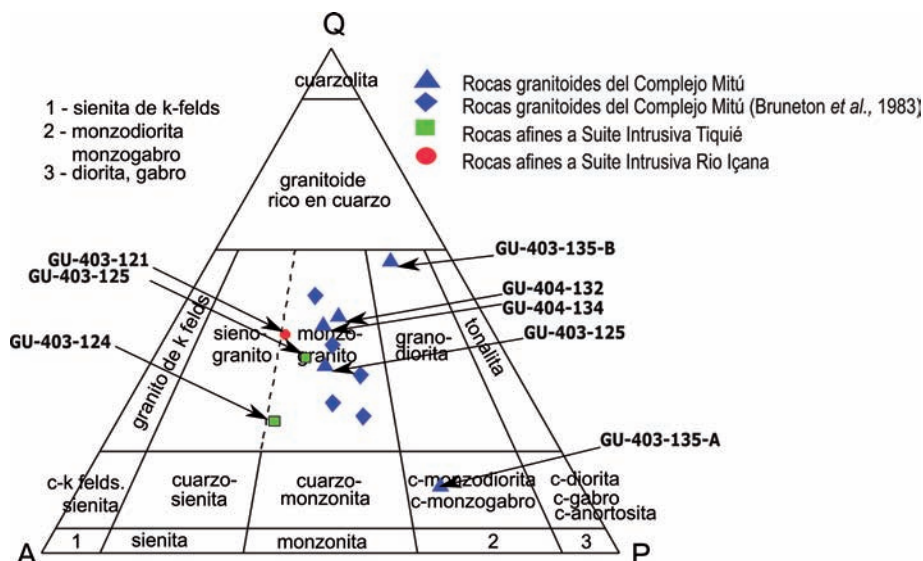


FIGURA 5. Campos composicionales (Streckeisen, 1967) de las rocas plutónicas colectadas alrededor del Río Cuiarí y de granitoides del Complejo Mitú reportados por Bruneton *et al.* (1983). Todas las muestras corresponden a monzogranitos, solamente dos granodioritas – pese a su alto contenido de cuarzo – y dos monzodioritas son más máficos.

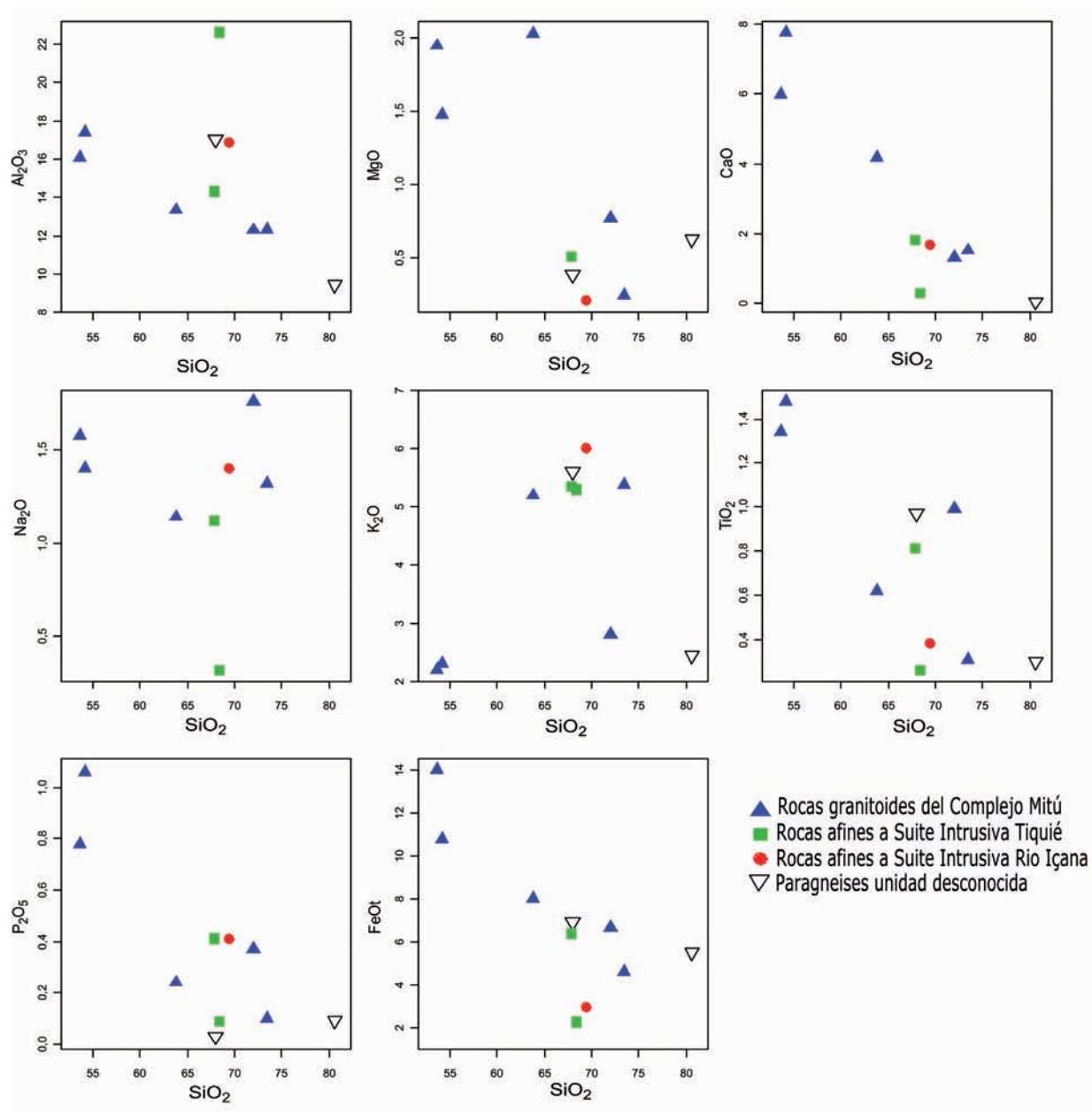


FIGURA 6. Diagramas multiplot de SiO₂ vs elementos mayores mostrando una correlación negativa en la mayoría de los elementos.

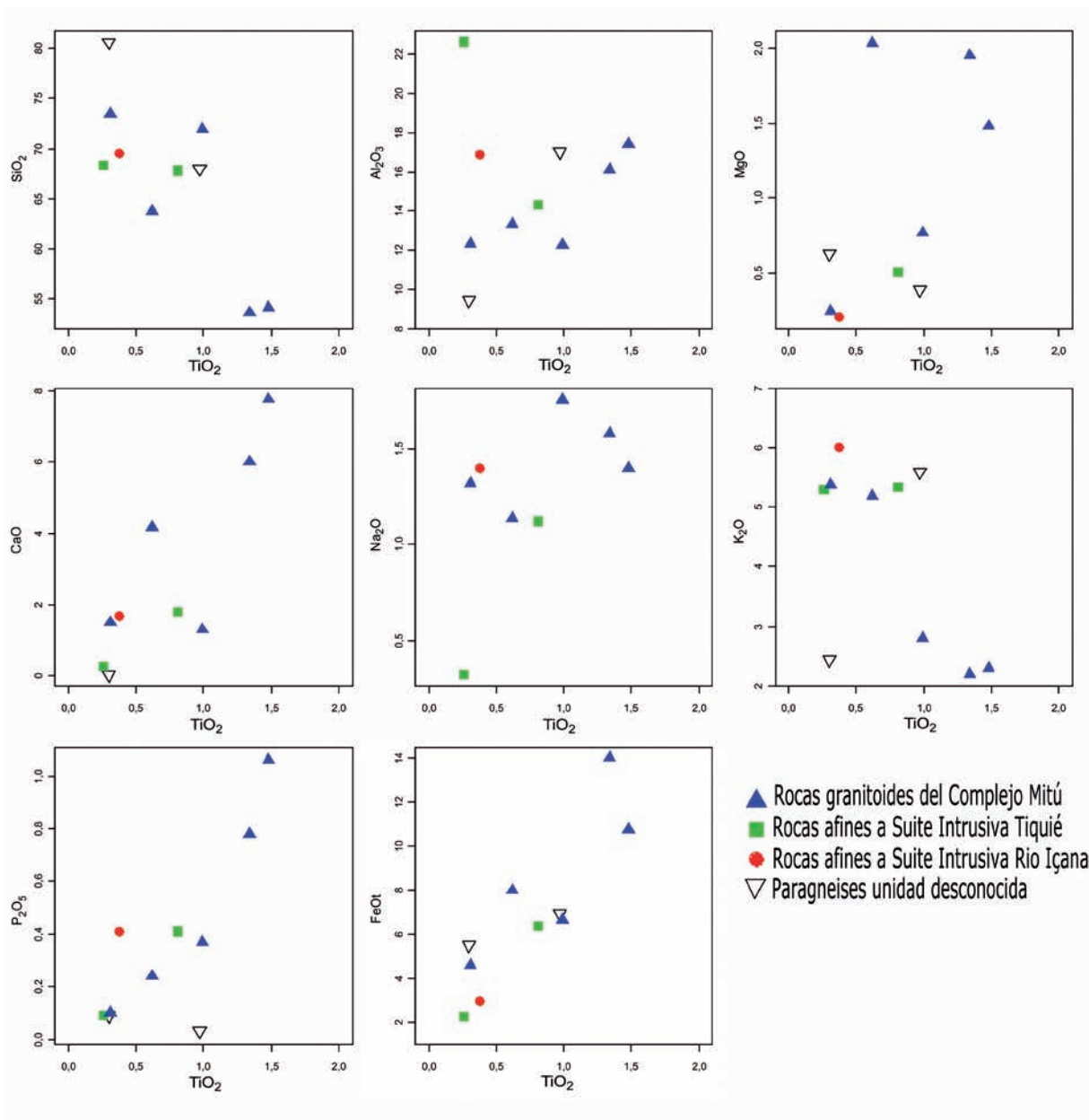


FIGURA 7. Diagramas multiplot de TiO_2 vs elementos mayores mostrando una correlación positiva en la mayoría de los elementos menos Si y K.

Rocas del Complejo Mitú

Gneises y migmatitas

A lo largo del Río Cuiarí y la parte alta de Caño Naquén los afloramientos de rocas metamórficas del Complejo Mitú son muy esporádicos, tienen una expresión morfológica llana y tienden a ser inundadas por el río en épocas de invierno. Entre las comunidades indígenas de Barranquilla y Miraflores (FIGURA 2) de 80 km de distancia se encuentra solo uno de estos

afloramientos en la estación GU-404-131 (FIGURA 2), cuyas texturas de foliación y/o bandeamiento son notorias y están definidas por las siguientes características: bandeamiento composicional de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa vs biotita y alineamiento de cristales. Aquí corresponde a un ortogneis compuesto de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, y esfena. La textura es bandeada en dirección N40W, se encuentran acumulaciones de biotita cloritizada (FIGURA 8A-8B) y es cortada por

diques pegmatíticos cuarzo-feldespatíticos de hasta 5 cm de espesor. La meteorización de estas zonas con mayor contenido de minerales máficos deja formas acarcavadas, a diferencia de los granitos cercanos con meteorización esferoidal. La radioactividad de la roca metamórfica marca 0,40 $\mu\text{Sv/h}$, de las acumulaciones de biotita 0,29 $\mu\text{Sv/h}$ y de las pegmatitas 0,44 $\mu\text{Sv/h}$.

Granitoides

Los granitoides del Complejo Mitú analizados en el sur del Departamento de Guainía son petrográficamente en su mayoría monzogranitos, pero con variaciones más máficas hacia granodioritas y cuarzo-monzodioritas (FIGURA 5). Geoquímicamente son granitoides férricos, calcoalcalinos-cálcicos, peraluminosos a metaluminosos y con características de granitos sin-colisionales a pos-orogénicos (FIGURA 9). En las estaciones GU-404-132 y GU-404-134 sobre el camino que comunica al Río Cuiarí con Caño Naquén, aflora un monzogranito de grano grueso inequigranular (FIGURA 8C) compuesto de cuarzo 42%, plagioclasa 24%, feldespato potásico 27% y biotita 3%, con radioactividad de 0,26 $\mu\text{Sv/h}$. Otro monzogranito de composición similar pero por su grano fino texturalmente diferente fue observado en la estación GU-403-125 (FIGURA 2) en donde es intruído por rocas afines con la Suite Intrusiva Tiquié; allí se presenta como fino-equigranular leucocrático, compuesto de cuarzo 36%, feldespato potásico 33%, plagioclasa 24%, biotita 3% y muscovita 2% (FIGURA 8D) y una mayor radioactividad de 0,57 $\mu\text{Sv/h}$. Llamamos la atención a los diques pegmatíticos irregulares de cuarzo, feldespato potásico, biotita y muscovita.

La roca de la estación GU-404-130 (FIGURA 2) presenta grano medio equigranular, es leucocrática de composición granodiorítica con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, epidota y esfena. Microscópicamente presenta una orientación de los cristales y marca una radioactividad de 0,34 $\mu\text{Sv/h}$. Una cuarzo-monzodiorita y al lado una granodiorita en cercanías a la Comunidad Indígena de Barranquilla (GU-403-135) dan pistas interesantes, aunque desafortunadamente la cobertura vegetal y de suelos no permitió trazar su correlación en campo. La cuarzo-monzodiorita con cristales de alrededor 0,3 mm de cuarzo 7%, plagioclasa 30%, feldespato potásico 16%, contiene parches particularmente grandes de biotita 18% y de hornblenda ~15%, esfena 9% (>2mm) y circones irregularmente distribuidos (FIGURA 3C-3F); una parte de los minerales opacos

que se deja atraer por un imán son magnetitas. Otra cuarzo-monzodiorita con algo más de plagioclasa que la anteriormente descrita fue observada en GU-404-133 donde se presenta con alta meteorización puesto que la biotita presenta cloritización y también se encuentra epidota; algunas venas de epidota han generado deformación de micas (FIGURA 3G-3H). Geoquímicamente (TABLA 1) se encuentran en el rango normal de monzodioritas con bajo Si; contiene más Fe, Al, Ca y P y menos Mg comparado con unas 20 monzodioritas con SiO_2 alrededor de 54% (de una base de datos de 557 monzodioritas extraída de EarthChem.org); también las concentraciones de Ba, Sr, Ce, Ti y Zr son relativamente altas, los tres últimos en concordancia con abundantes apatitos, circones y esfenas observadas. Posiblemente los apatitos contienen algo de Th, indicado por una radioactividad levemente elevada en el testigo de la sección delgada (~0,35 $\mu\text{Sv/h}$), aunque ni Th ni U fueron detectados por XRF. En los diagramas de Frost *et al.* (2001) estas cuarzo-monzodioritas ocupan el campo férrico, cálcico a cálcico-alcálico y meta a peraluminoso y sus contenidos de Mg, Ca y Al (factor R2 de Batchelor y Bowden, 1985) indican ambientes geotectónicos de colisión pre-placa (FIGURA 9). El significado de la gran similitud geoquímica de los contenidos de elementos analizados de estas cuarzo-monzodioritas de tendencia máfica con el promedio de la Corteza Inferior (Taylor y McLennan, 1985) es objeto de estudios en curso.

La granodiorita al lado del afloramiento de la cuarzo-monzodiorita es más leucocrática, de grano más grueso (~1mm) y contiene cuarzo 46%, plagioclasa 24%, feldespato potásico 9%, biotita 12%, muscovita 3%, abundante apatito y opacos. Sus elementos mayores la ubican de una selección de ~12.900 muestras de granodioritas extraídas de EarthChem.org en el rango de las granodioritas con relativamente mucho Si pero muy poco Al lo que se refleja en el alto contenido de cuarzo de casi 50%. Si la comparamos con ~300 muestras de ~72% SiO_2 encontramos que hay alta coincidencia con una granodiorita de 12,4% Al_2O_3 con 46% de cuarzo del *Uchi-Greenstone belt* en Ontario (Thurston y Fryer, 1983); todas las demás granodioritas de esta selección global de 72% SiO_2 contienen más Al_2O_3 hasta 19%. También Fe_2O_3 7,42% es inusualmente alto mientras MnO 0,05 y MgO 0,77 se encuentran en el rango normal de granodioritas; K_2O 2,81% y Na_2O 1,76% son bajo en relación con CaO 1,31% para una roca con tanto SiO_2 , mientras los relativamente altos valores de TiO_2 0,99% y P_2O_5 0,37% se reflejan en la presencia de apatitos y posiblemente ilmenita entre los opacos.

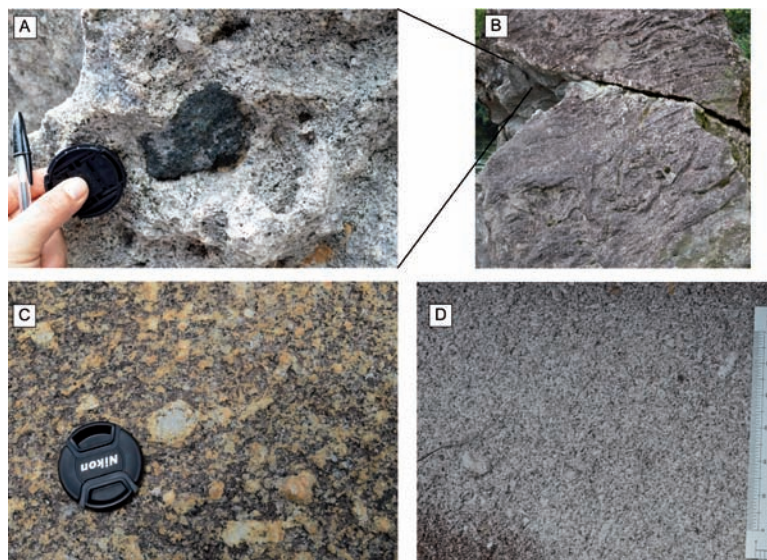


FIGURA 8. Rocas del Complejo Mitú. A-B. Textura bandeada y acumulaciones de biotita cloritizada en ortogneis (GU-404-131). C. Monzogranito grueso-inequigranular (GU-404-132). D. Monzogranito finogranular (GU-403-125).

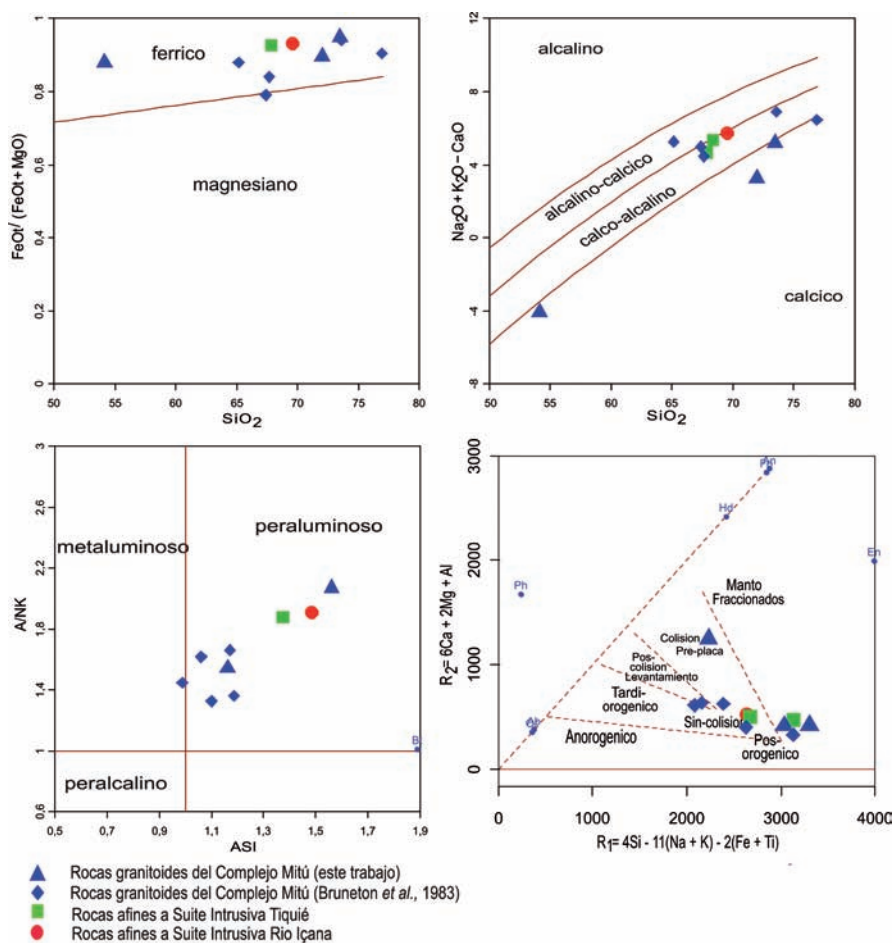


FIGURA 9. A-B-C. Diagramas de variación composicional Al, Si, Fe, Na, K, Mg (Frost *et al.*, 2001). D. Diagrama geotectónico R1-R2 (Batchelor y Bowden, 1985) de las rocas granitoides del Complejo Mitú según Bruneton *et al.* (1983) y aflorantes en el Río Cuiarí estudiados en este trabajo. Nótese un carácter tendencialmente más férrico y peraluminoso de las rocas afines a las Suites intrusivas Tiquié y Rio Içana en comparación con la mayoría de las rocas del Complejo Mitú graficadas.

Manifestaciones de la Suite Intrusiva Tiquié

En Brasil es descrita la Suite Intrusiva Tiquié (Pinheiro *et al.*, 1976) con textura porfirítica característica, compuesta de monzogranitos biotíticos, sienogranitos y raramente granitos de feldespato alcalino y una edad de 1749 ± 5 Ma (en Almeida *et al.*, 2004). En el área de estudio es posible identificar rocas afines con esta unidad a escala cartografiable, donde se extiende desde el Raudal Garganta (GU-403-124) aguas abajo con afloramientos intermitentes a lo largo de ~ 13 km en las márgenes del Río Cuiarí. Aflora como un monzogranito-sienogranito de textura porfirítica, leucocrática, compuesto principalmente de cuarzo 21%, feldespato potásico 43%, plagioclasas 21%, biotita 8% y muscovita 2% (FIGURA 10). Geoquímicamente es calco-alcalino, peraluminoso, presenta alto contenido de hierro en comparación

con magnesio y características sin-colisionales a pos-orogénicas (FIGURA 9). Esta roca con fenocristales ovoides de feldespato potásico sin orientación y una cantidad de muscovita menor de 2% es textural y mineralógicamente muy diferente a los granitoides del Complejo Mitú; en la estación GU-403-125 se observó como este granito porfirítico intruye a un granito de textura fina perteneciente al Complejo Mitú (FIGURA 10A, 10B, 10C), que dejó en la zona del contacto intrusivo xenolitos más claros (FIGURA 10D). La radioactividad medida de esta intrusión con $0,72 \mu\text{Sv/h}$ es considerable mayor que los $0,57 \mu\text{Sv/h}$ medidos del monzogranito del Complejo Mitú intruido. Así mismo es un cuerpo diferenciable de rocas afines a la Suite Intrusiva Río Içana (descrito más adelante). Contienen más Si, K, Rb, Rb/Sr y menos Mg, Ca, Ti, P Fe, Sr, y Ba que las rocas medidas del Complejo Mitú.

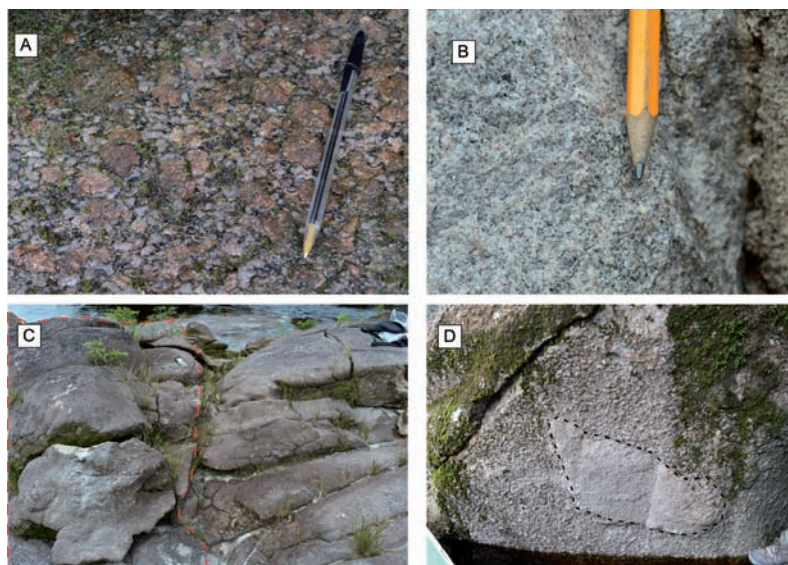


FIGURA 10. A. Manifestaciones de la Suite Intrusiva Tiquié en el Raudal Garganta, monzogranito porfirítico. B. Monzogranito equigranular del Complejo Mitú. C. Contacto intrusivo entre la Suite Intrusiva Tiquié y el Complejo Mitú (línea roja discontinua). D. Xenolito más claro y fino del Complejo Mitú incorporado en monzogranito de la Suite Intrusiva Tiquié.

Manifestaciones metasedimentarias del Grupo Tunuí

Toussaint (1993) usó el término Grupo Tunuí en Colombia para rocas de la Serranía de Naquén en equivalencia de la Formación La Pedrera introducida por Galvis *et al.* (1979). Esta unidad meta-arenítica fue estudiada en territorio brasileño por primera vez por Paiva (1928) en la Cachivera de Tunuí, sobre el Río Içana, en la serranía del mismo nombre, y descrita como cuarcitas sericíticas que se prolongan al norte en territorio colombiano. Amaral (1974), basándose en imágenes regionales de radar, planteó que el Grupo Tunuí es la extensión plegada y metamorfoseada de la

Formación Roraima hacia el occidente, pero los estilos tectónicos diferentes observados en campo descartaron esta hipótesis. Según Montalvao y Fernandes (1975) la Serranía de Caparro es la continuación en Brasil de la Serranía de Naquén como parte del Grupo Tunuí conformado por cuarcitas, cuarcitas de muscovita-clorita-biotita y filonitos.

Renzoni (1989a) propuso para las secuencias meta-sedimentarias de la Serranía de Naquén el nombre Formación Maimachi, pero poco después (Renzoni 1989b) propone “adoptar la nomenclatura propuesta

por los geólogos brasileños, por las siguientes razones: la continuidad de las capas de la Serranía de Naquén y aquellas de la Serranía de Caparro, la corta distancia de 20 km que separan la Serra de Caparro de la Serra de Tunuí, y principalmente, por la definición del Grupo Tunuí perfectamente válida para describir las características composicionales y texturales de la secuencia de Naquén y sus relaciones estratigráficas". También Santos *et al.* (2003) atribuyen las rocas supracorticales a lo largo de la frontera Brasil – Colombia (serranías de Traira-Caparro-Naquén y Onça-Caranacoa) al Grupo Tunuí. Por todo eso admitimos también en este trabajo la secuencia meta-sedimentaria que conforma las Serranías de Caranacoa y Naquén, y el Raudal de Yuruparí como parte del Grupo Tunuí.

Metarenitas y cuarcitas

En el corregimiento de Campo Alegre en la estribación sur de la Serranía de Caranacoa, la Facies Tunuí del Grupo Tunuí (Almeida *et al.*, 2004) se manifiesta en forma de bancos de metarenitas altamente meteorizadas e intercalados con capas de filitas verdes con buzamiento N32W/50SW (FIGURA 11A) y una baja radioactividad de 0.095 $\mu\text{Sv/h}$. En el Raudal Yuruparí del Río Cuiarí afloran de esta unidad cuarcitas con turmalina en capas competentes y con estructuras relicticas de estratificación en contacto con un cuerpo intrusivo de composición granítica (FIGURAS 11B, 11E, 11F y 11I). El paquete de cuarcitas con baja radioactividad de 0,12 $\mu\text{Sv/h}$ tiene una orientación S04E/10NE.

Paragneises

Almeida *et al.* (2004) describieron paragneises bandeados, polideformados y migmatíticos en la Serranía de Caparro-Brasil como la Facies Taiuaçu-Cauera o miembro inferior del Grupo Tunuí. En la zona de Pana-Pana al lado del Raudal Yuruparí afloran paragneises, litológicamente similares a esta facies, con bandeamiento en dirección S61W/68SE, compuestos de muscovita, biotita, cuarzo y feldespato potásico (FIGURA 11C, 11G, 11H) y cortadas por zonas de textura pegmatítica con cuarzo, muscovita y feldespato potásico. Posiblemente asociados a estas vetas se pueden observar indicios de minería de oro antigua. Los paragneises parecen estratigráficamente infrayacer las metarenitas y cuarcitas del miembro superior del Grupo Tunuí aunque una densa vegetación impide ver su contacto y sus datos estructurales no son concordantes. Este miembro no ha sido reportado

todavía en Colombia, así que se hacen necesarios estudios más detallados.

Manifestaciones de la Suite Intrusiva Rio Içana

La Suite Intrusiva Rio Içana (1,52-1,54 Ga) es descrita en Brasil como un granito musco- biotítico cizallado y con señales de flujo magmático que aflora al sur de la Serranía de Naquén en contacto con metasedimentitas del Grupo Tunuí (Almeida *et al.*, 1997; Almeida y Larizzatti, 1996). También en Colombia a lo largo del Río Cuiarí y Caño Naquén parecen aflorar representantes de esta Suite Intrusiva Rio Içana (GU-403-121,-136,-140). Un monzogranito o granito de dos micas (biotita y muscovita, FIGURAS 3A, 3B, 5) en el Raudal Yuruparí (GU-403-121) exhibe signos de cataclasis y una textura porfirítica causada por fenocristales de feldespato potásico tabulares y parcialmente orientados por flujo magmático dentro de una matriz fanerítica (FIGURA 11D). Este granito más diferenciado es compuesto principalmente de cuarzo 35%, feldespato potásico 30%, plagioclasas 16%, biotita 8% y muscovita 8% lo que se expresa también en una radioactividad mayor de 0,599 $\mu\text{Sv/h}$. Geoquímicamente presenta alto contenido en hierro relativo a magnesio, es calco-alcálido, peraluminoso y con características sin-colisionales (FIGURA 9).

En el mismo Raudal Yuruparí se puede observar su contacto intrusivo con las cuarcitas del miembro superior del Grupo Tunuí donde generó turmalinas e incorporó xenolitos de cuarcita dentro del granito (FIGURA 12). Remanentes de actividad minera aurífera a lo largo del contacto hacen suponer una removilización y mayor concentración de oro por fluidos asociados al intrusivo.

Geocronología U/Pb en circones

Los datos analíticos U-Pb medidos en circones mediante LA-ICP-MS permiten distinguir cuatro grupos de edades para las rocas identificadas en el área de estudio: a) un grupo relacionado con el metamorfismo de ortogneises y la cristalización de granitoides del Complejo Mitú; b) otro más joven relacionado con la cristalización de un cuerpo ígneo correlacionable con la Suite Intrusiva de Tiquié en Brasil, c) un tercer grupo al parecer relacionado con la cristalización de un cuerpo ígneo correlacionable con la Suite Intrusiva de Içana y con circones heredados de rocas del Complejo Mitú, y d) una mezcla de edades derivadas de circones detríticos encontrados en un paragneis sin relación geocronológica con el Grupo Tunuí.

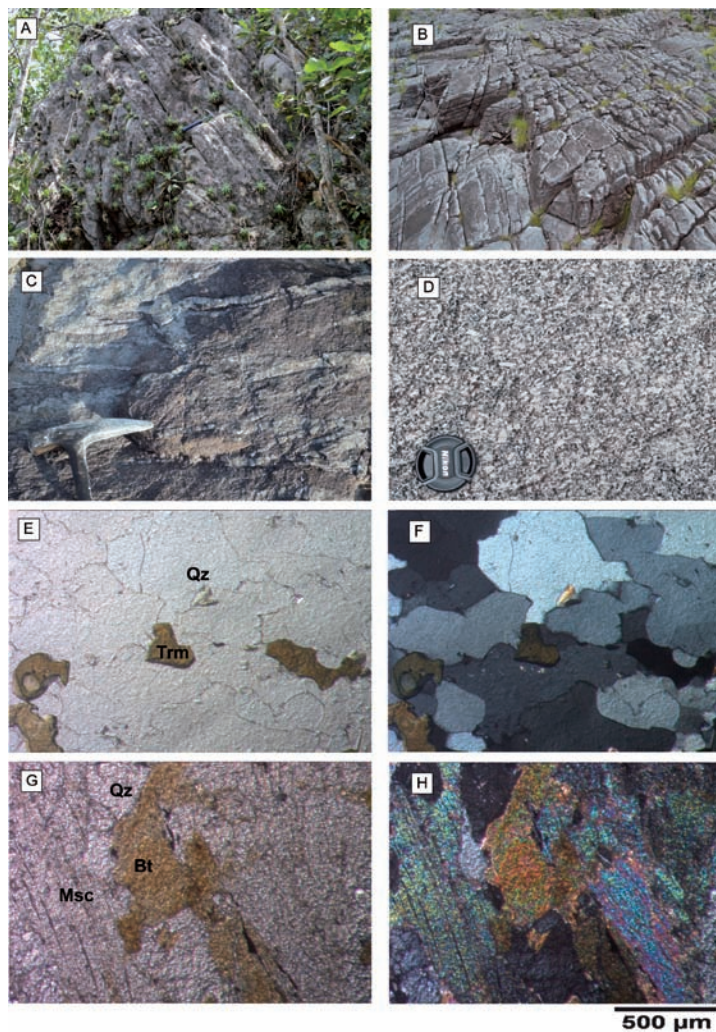


FIGURA 11. A. Metarenitas en la estribación sur de la Serranía de Caranacoa. B. Cuarzitas con estructuras relicto aflorantes en el Raudal Yuruparí, Grupo Tunuí. C. Paragneis de la Facies Taiuaçu-Cauera del Grupo Tunuí. D. Granito de la Suite Intrusiva Río Içana con textura porfírica aflorante en el Raudal de Yuruparí. E-F. Microfotografía de la cuarcita con turmalina del Grupo Tunuí. G-H. microfotografía del paragneis del Grupo Tunuí GU-403-123. Izq. PPL, der. XPL, escala igual para las 4 fotografías. Qz: cuarzo, Bt: biotita, Ms: muscovita, Tur: turmalina.



FIGURA 12. Contacto intrusivo entre el cuerpo granítico (derecha) y las cuarcitas del Grupo Tunuí (izquierda).

Edades medidas de rocas del Complejo Mitú

Los circones extraídos de una granodiorita del Complejo Mitú (GU-404-130) de forma subhedral a euhedral, levemente redondeados, con un diámetro entre 200-300 μm permitieron obtener en 17 granos datos isotópicos de las cuales se calculó una edad concordante de $1762 \pm 4,5$ Ma (FIGURA 13A) interpretadas como edad de cristalización. De 24 y 23 granos de circones euhedrales con diámetro entre 100-200 μm de las cuarzo-monozodioritas GU-404-133 y GU-403-135-A se calcularon edades concordantes de cristalización de $1766 \pm 3,6$ Ma y $1771 \pm 3,9$ Ma (FIGURA 13B, 13C). Circones euhedrales, prismáticos, con un diámetro entre 50-100 μm del monzogranito de la estación GU-403-125 dieron una edad discordante con

intercepto superior en 1809 ± 29 Ma, 2 granos cercanos a la concordia indican edades de 1775 y 1783 Ma (FIGURA 13D), que se encuentran dentro del rango de error y pueden corresponder a la cristalización.

Circones euhedrales a subhedral, con diámetro entre 50-100 μm de un monzogranito (GU-404-134) presentan demasiado plomo común (^{204}Pb) para una datación confiable y la mayoría de granos dan edades discordantes, pero 5 análisis cercanos a la concordia indican edades entre 1769-1800 que se encuentran dentro del rango de cristalización del Complejo Mitú generalmente aceptado, y una edad de 1910 Ma corresponde probablemente a una edad heredada (FIGURA 13E).

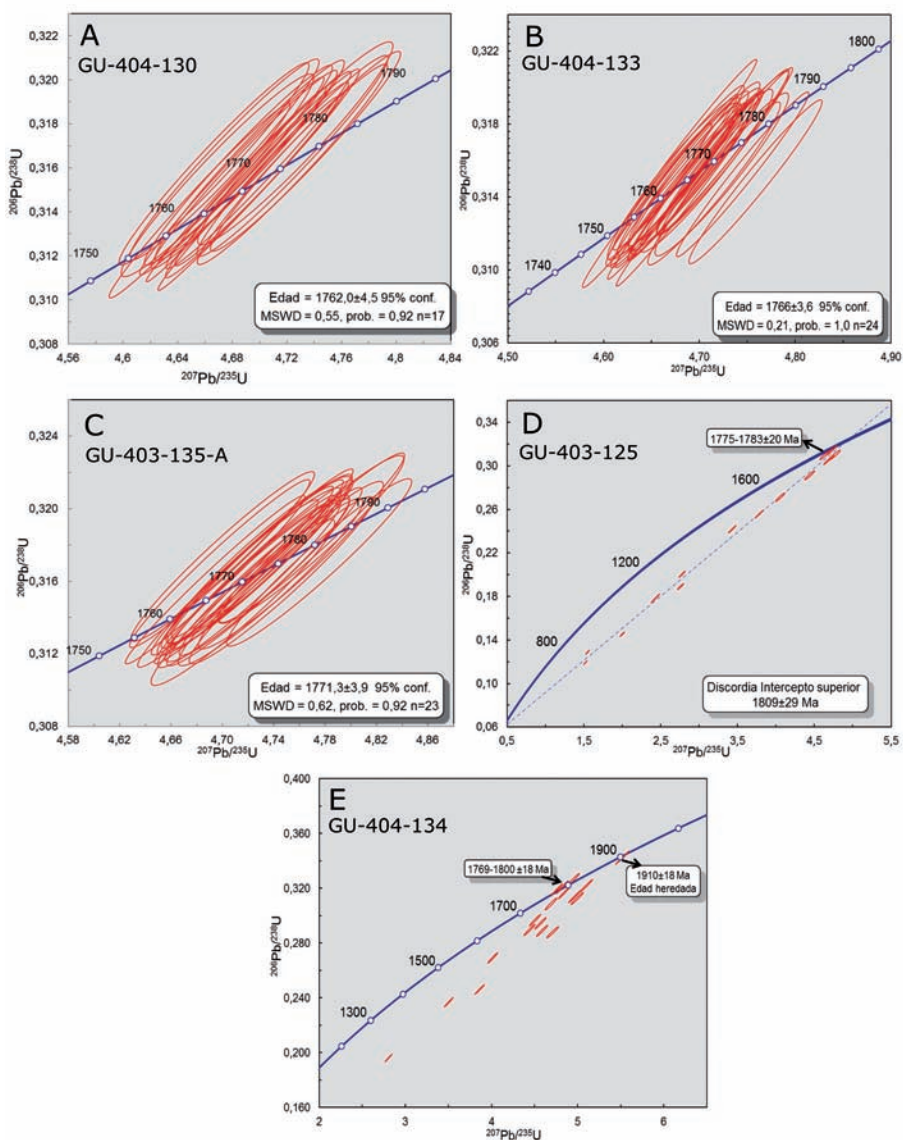


FIGURA 13. Diagramas concordia para los circones analizadas por LA-ICP-MS del Complejo Mitú en el Río Cuiarí. **A.** Granitoide granodiorítico de la estación GU-404-130. **B-C.** Granitoides cuarzo-monozodioríticos GU-404-133 y GU-403-135-A. **D-E.** Monzogranitos GU-403-125 y GU-404-134.

Edades medidas de otras rocas intrusivas

Circones prismáticos euhedrales a subhedrales, con diámetros 100-200 μm de un monzogranito (GU-403-124) afín a la Suite Intrusiva Tiquié dieron edades discordantes con intercepto superior de 1767 ± 13 Ma. Sin embargo, 6 edades concordantes de $1752 \pm 4,8$ Ma (FIGURA 14A) pueden ser interpretadas como edad de cristalización.

Al otro lado, el granito de dos micas (GU-403-121), posiblemente perteneciente a la Suite Intrusiva Rio Içana, contiene circones prismáticos euhedrales a subhedrales, con algo de redondeamiento que arrojan un grupo de edades discordantes de 1550-1590 Ma con intercepto superior en 1596 Ma que puede ser interpretado como la edad máxima de cristalización mientras 4 edades concordantes de 1782 ± 21 Ma

(FIGURA 14B) se deben probablemente a circones heredados del protolito del Complejo Mitú.

Edades medidas del Paragneis – Unidad desconocida

Los circones extraídos de un paragneis con características similares a la Facies Taiuaçu-Cauera del Grupo Tunuí en Brasil (Almeida *et al.*, 2004) son anhedrales a euhedrales, con habito prismático a subredondeado y diámetros variables entre 620-200 μm . 46 circones de la muestra GU-403-123 arrojaron varios grupos de edades concordantes entre 1000-1800 Ma (FIGURA 14C, 14D) con picos fuertes a 1000, 1300, 1550 y 1800 Ma, edades que no son correlacionables con el Grupo Tunuí y representarían las varias rocas fuente acumuladas en los sedimentos pre-metamórficos y en especial 1550 y 1800 Ma que son concordantes con las edades obtenidas del Complejo Mitú y la Suite Intrusiva Rio Içana.

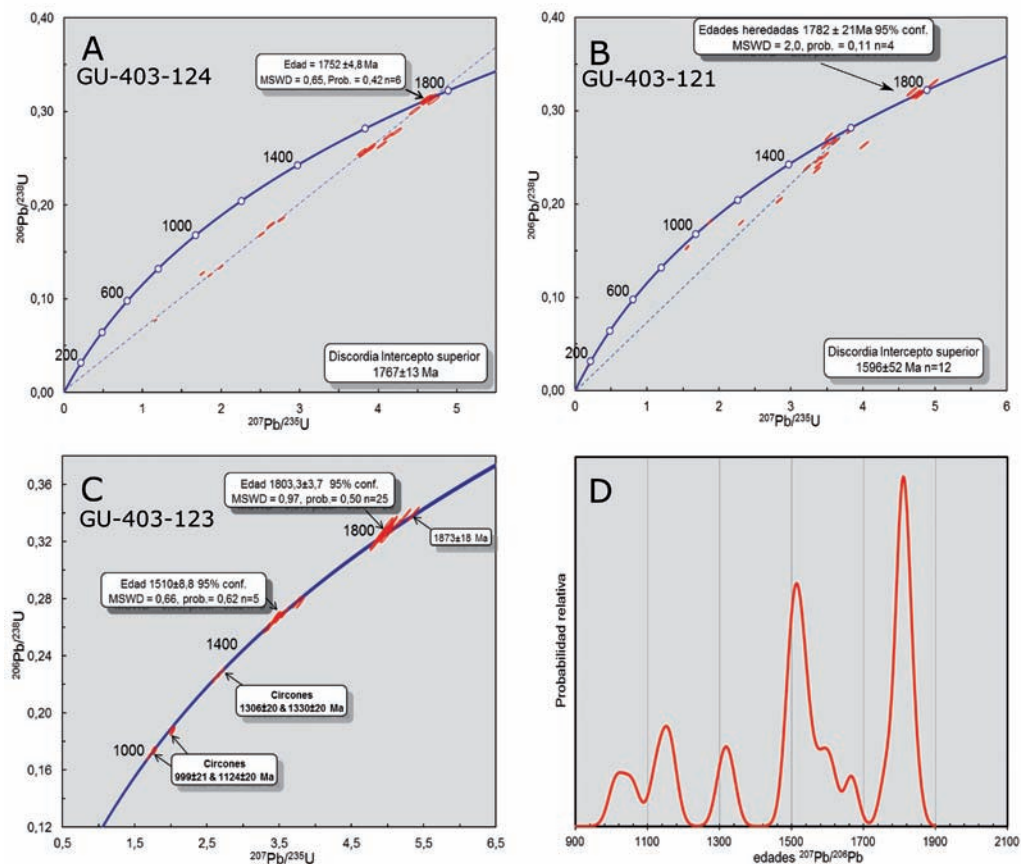


FIGURA 14. Diagramas concordia de circones analizados por LA-ICP-MS de las muestras intrusivas y del paragneis aflorantes en el Río Cuiari. **A.** monzogranito porfirítico de la Suite Intrusiva Tiquié. **B.** Granito de dos micas Suite Intrusiva Rio Içana Raudal Yurupari. **C.** Paragneis. **D.** Histograma de edades $^{207/206}\text{Pb}$ del paragneis.

DISCUSIÓN

Generalmente se acepta que la Provincia Geocronológica Río Negro - Juruena o la Provincia Río Negro (Santos *et al.*, 2000; Tassinari y Macambira, 1999; Teixeira *et al.*, 1989), a la cual pertenece el Complejo (Migmatítico de) Mitú, se haya formado principalmente por granitoides provenientes de magmas juveniles desde 1,8 hasta 1,4 Ga (Tassinari y Macambira, 1999). Sus relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,702 y 0,706, valores $\mu 1$ alrededor de 8,0, y mayoritariamente valores positivos de ϵNd relativo a CHUR (+4 a -2), calculados para 1,8 Ga, sugieren un origen juvenil derivado del manto para la mayor parte de estas rocas del basamento (Tassinari *et al.*, 1996). Sin embargo, el estudio de granitos del Bajo Vaupés de la misma provincia y la ocurrencia frecuente de rocas néisicas llevaron a Dall' Agnol (1992) a plantear la hipótesis que los granitoides del Bajo Vaupés se hayan formados a partir de rocas de corteza continental, o si se derivaron de una fuente mantélica, fueron afectados fuertemente por contaminación cortical. Esta interpretación coincide con nuestras observaciones de los granitoides del Complejo Mitú estudiados en el sur del Departamento de Guainía que geoquímicamente corresponden a granitos calcoalcalinos y per a metaluminosos, con circones heredados más antiguos (1900 Ma) y características sin-colisionales a pos-orogénicos; lo que indica o un retrabajamiento de rocas preexistentes o contaminación cortical del magma. Igualmente, Cordani *et al.* (2016) concluyen de las relaciones isotópicas Sr y Sm/Nd una afinidad cortical de los granitoides de esta zona, mientras Mendoza (2012) asumió que el complejo es totalmente alóctono conformado inicialmente por rocas pertenecientes al Complejo Granítico Supamo (>1,8 Ga) que fueron afectadas por la Orogenia Transamazónica y los eventos Parguazensis y Nickeriano.

En el área de estudio al sur del Departamento de Guainía en rocas aparentemente pertenecientes al Complejo Mitú se observaron ortogneises muy escasamente. Mucho más abundante son granitoides de diferentes afinidades (>70% en extensión), principalmente monzogranitos, como fueron descritos también por otros autores (Almeida *et al.*, 2007; Galvis *et al.*, 1979). Por ejemplo, Rodríguez *et al.* (2011) asumen que la Unidad Monzogranito de Mitú PRgm separada por ellos en la Plancha 443 se extienda más hacia el occidente. Los nuevos resultados petrológicos, geoquímicos y geocronológicos comprueban procesos magmáticos y metamórficos ocurridos hace 1760-1800 Ma que llevaron a la formación del "Complejo Mitú", como expresión de un basamento Estateriano

en consolidación a finales del Paleoproterozoico. El Cinturón Atabapo propuesto por Cordani *et al.* (2016) como resultado del apilamiento de arcos magmáticos en la región Atabapo-Negro-Casiquiare contra el área cratónica del proto-continente Ventuari-Tapajós hace 1800 – 1740 Ma apunta en la misma dirección. Eventos intrusivos graníticos posteriores y más diferenciados hacia 1750 y entre 1550 y 1600 Ma, se reflejan en rocas afines a la Suite Intrusiva Tiquié y Suite Intrusiva Rio Içana, respectivamente, y eran resultado de la fusión parcial de rocas del basamento Estateriano (con circones heredados del Complejo Mitú). La Suite Intrusiva Rio Içana puede ser explicada por un segundo pulso orogénico y la formación de un Cinturón Vaupés como ha sido propuesto por Cordani *et al.* (2016), asumiendo el apilamiento de los arcos magmáticos Mitú-Iauretê y Caquetá contra el área ya cratonizada del primer pulso, hace unos 1580 – 1500 Ma. Sin embargo, la presencia de un Cinturón Vaupés más joven hacia el suroccidente postulado por Cordani *et al.* (2016) aún es muy debatible, puesto que en la región donde se plantea este dominio también se encuentran rocas meta-sedimentarias correlacionables con el Grupo Tunuí (*e.g.* la Serranía de Taraira) la cual descansa sobre un basamento más antiguo ~1750 Ma y no como fue postulado sobre un basamento de ~1500Ma.

Las rocas meta-sedimentarias aflorantes en las Serranías de Naquén y Caranacoa pertenecen al Grupo Tunuí con una edad máxima definida por la edad del basamento de 1750 Ma (Complejo Mitú) y una edad mínima dada por metamorfismo de contacto y metasomatismo con la intrusión de cuerpos graníticos hacia 1550-1600 Ma. Las metarenitas fueron transformadas alrededor del Raudal Yuruparí en cuarcitas que aún preservan estructura relectica y son impregnadas por turmalinas, lo que indica metamorfismo de bajo grado asociado a rocas en semejanza con la Suite Intrusiva Rio Içana. Aunque los paragneises encontrados en el Raudal Yuruparí parecieran estratigráficamente corresponder al miembro inferior del Grupo Tunuí, el cual en Brasil se denomina Facies Taiuaçu-Cauera, los datos geocronológicos con picos fuertes a 1000, 1300, 1550 y 1800 Ma indican que se trata de otra unidad mucho más joven (<1000 Ma) en concordancia con datos similares obtenidos en paragneises de Vaupés y Guainía por Cordani *et al.* (2016). Su significado geológico aún no ha sido establecido, pero sus relaciones cronológicas y máxima edad de depositación permiten asociar estos paragneises al evento Grenvilliano durante el ensamblaje de Rodinia que se manifiesta en los cinturones de Sunsas y Putumayo (Ibañez *et al.*, 2015).

La identificación y cartografía de unidades litoestratigráficas y litodémicas en la Amazonia Brasileña es más avanzada que en Colombia, pero forma parte de un proceso continuo como lo demuestran estudios recientes (Bonilla *et al.*, 2016; Cordani *et al.*, 2016; Ibañez, 2011; López *et al.*, 2007; Rodríguez *et al.*, 2011). La mayor integración de estudios en territorio brasileño para la interpretación de unidades en territorio colombiano limitaría evitaría incurrir en sinonimia y aportaría a un mejor entendimiento regional del basamento metamórfico-granítico incluyendo la separación de granitoides de diferentes afinidades. Por ejemplo, en el Complejo Cumati en Brasil la identificación de características litológicas, geoquímicas y geocronológicas permitió separar hasta el momento la Facies Querari y la Facies Tonu (Almeida *et al.*, 2004; 2007).

CONCLUSIONES

Para el área de estudio en el sur del Departamento de Guainía en cercanías a Brasil las relaciones litoestratigráficas, la integración de estudios anteriores y nuevos datos petrográficos, geoquímicos, de radioactividad e isotópicos, permiten identificar mejor diferentes unidades y descifrar una historia geológica más detallada de la siguiente manera:

- El Complejo Mitú en el área de estudio como la parte más vieja reconocible (~1760-1800 Ma) es compuesto principalmente de granitoides tipo S, monzograníticos y en menor proporción cuarzo-monzoníticos a granodioríticos, calco-alcalinos, metaluminosos, cuyas nuevas edades concordantes de cristalización de 1762, 1766 y 1771 Ma, una edad discordante con intercepto superior en 1809 ± 29 Ma, y 2 edades cercanos a la concordia de 1775 y 1783 Ma se encuentran en el rango de edades reportadas anteriormente. En menor medida afloran ortogneises cuarzo-feldespáticos; la radioactividad medida de 0,34-0,44 $\mu\text{Sv/h}$ indica poca diferenciación magmática en las rocas ígneas y metamórficas en concordancia con los otros datos geoquímicos. Otro granitoide alcalino (rico en hornblenda) con una radioactividad de 0,57 $\mu\text{Sv/h}$ deja asumir un abanico aún mayor de procesos magmáticos dentro de este complejo.
- Rocas correlacionables con la Suite Intrusiva Tiquié intruída hace ~1750 Ma representan un magmatismo granítico de textura porfirítica con

fenocristales ovoides de feldespato potásico cuya mayor diferenciación magmática se refleja también en una radioactividad $>0,7 \mu\text{Sv/h}$.

- El Grupo Tunuí representa la deposición de secuencias sedimentarias, principalmente areniscas con baja radioactividad de 0,12 $\mu\text{Sv/h}$, hace ~1750-1600 Ma que fueron afectadas posteriormente por metamorfismo de contacto y regional.
- Rocas correlacionables con la Suite Intrusiva Río Içana (~1550-1600 Ma) con una radioactividad ~0,6 $\mu\text{Sv/h}$ representan un magmatismo evolucionado por fusión parcial de protolitos cratónicos (probablemente del hoy Complejo Mitú) que superimpuso localmente metamorfismo de contacto y metasomatismo a las rocas del Grupo Tunuí.
- Unidades metamórficas más jóvenes como el paragneis reportado en este trabajo y otros por Cordani *et al.*, (2016), con edades en circones detríticos >1000 Ma, posiblemente están asociado con la formación del supercontinente Rodinia y la orogénesis Grenvilliana, y merecen mayor estudio para entender su importancia geotectónica y paleogeográfica.
- Rocas sedimentarias, magmáticas y metamórficas posteriores a la orogénesis Grenvilliana y antes del Cuaternario no se podían evidenciar en este trabajo, pero estudios futuros darán más claridad sobre estos puntos y varias otras preguntas no resueltas hasta el momento.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a las comunidades indígenas del sur del Departamento de Guainía por permitirnos el acceso y el reconocimiento del área de estudio, especialmente al Sr. Carlos Medina por guiarnos dentro del área. Gracias al Convenio 031 de 2013 entre la Gobernación de Vaupés y la Universidad Nacional de Colombia con recursos del Sistema General de Regalías fue posible tanto la financiación de una gran parte de las comisiones de campo como de los análisis. Dr. Ricardo Arenas y un revisor anónimo contribuyeron en mejorar este trabajo notablemente. El primer autor agradece a Colciencias el otorgamiento de una beca en el marco de sus estudios de Doctorado en Geociencias.

REFERENCIAS

- Almeida, F.F.M. de, and Hasui, Y. (1984). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Blücher.
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito-Neves, B.B. de, and Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. doi: 10.1016/0012-8252(81)90003-9.
- Almeida, M.E., and Larizzatti, J.H. (1996). Geologia e petrografia da Suíte Intrusiva Içana no alto rio Uaupés, Estado do Amazonas, Brasil. *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Balneário de Camboriú.
- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., and Scheller, T. (1997). Içana Intrusive Suite: age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircon evaporation) of muscovite bearing granite, Amazonas State, Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*, 1. Campos do Jordao.
- Almeida, M.E., Luzardo, R., Pinheiro, S.S., and Oliveira, M.A. (2004). Folha NA.19-Pico da Neblina. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. de Jesus (Eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., Reis, N.J., Luzardo, R., and Pinheiro, S.S. (2007). Geologia, geoquímica multielementar e isotópica (Sm-Nd) das rochas do embasamento do extremo oeste da Província Rio Negro, NW do Amazonas, Brasil. *X Simpósio de Geologia Da Amazônia*. Porto Velho, Brasil.
- Amaral, G. (1974). Geologia pre-cambriana da região amazônica. PhD. Thesis, Universidade de São Paulo, Brasil.
- Barrios, F., Rivas, D., Cordani, U.G., y Kawashita, K. (1985). Geocronología del Territorio Federal Amazonas. *I Simposium Amazónico*. Puerto Ayacucho, Venezuela.
- Batchelor, R.A. and Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1-4), 43-55. doi: 10.1016/0009-2541(85)90034-8.
- Bettencourt, J.S., Leite Jr., W.B., Ruiz, A.S., Matos, R., Payolla, B.L., and Tosdal, R.M. (2010). The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 28-46. doi: 10.1016/j.jsames.2009.08.006.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., W.B., and Payolla, B.L. (1999). Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95(1-2), 41-67. doi: 10.1016/S0301-9268(98)00126-0.
- Bonilla, A., Frantz, J.C., Charão-Marques, J., Cramer, T., Franco, J.A., y Amaya, Z. (2016). Magmatismo rapakivi en la cuenca media del río Infrida, departamento de Guainía, Colombia. *Boletín de Geología*, 38(1), 17-32. doi: 10.18273/revbol.v38n1-2016001.
- Brito-Neves, B.B. de (2011). The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. *Journal South American Earth Sciences*, 32(4), 270-286. doi: 10.1016/j.jsames.2011.02.004.
- Bruneton, P., Pallard, B., Duselier, D., Varney, E., Bogotá, J., Rodríguez, C., y Martín, E. (1983). Contribución a la geología del oriente de las Comisarías del Vichada y del Guainía (Colombia). *Geología Norandina*, 6, 3-12.
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., and Dantas, E.L. (2009). High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1), 99-114. doi: 10.1590/S0001-37652009000100011.
- Condie, K.C. (2005). *Earth as an evolving planetary system*. Amsterdam: Elsevier/Academic Press.
- Cordani, U.G., Sato, K., Sproessner, W., and Fernandes, F.S. (2016). U-Pb zircon ages of rocks from the Amazonas Territory of Colombia and their bearing on the tectonic history of the NW sector

- of the Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 5-35. doi: 10.1590/2317-4889201620150012.
- Costa, J.B., and Hasui, Y. (1997). *Evolução Geológica da Amazônia. Contribuições à Geologia Da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, Belém-Pará, pp. 15-90.
- Dall'Agnol, R. (1992). Titanita-Biotita granitos Do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: Geoquímica e petrogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1), 15-28.
- Domeier, M., and Torsvik, T.H. (2014). Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*, 5(3), 303-350. doi: 10.1016/j.gsf.2014.01.002.
- Ernst, W.G. (2017). Earth's thermal evolution, mantle convection, and Hadean onset of plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 145(Part B), 334-348. doi: 10.1016/j.jseaes.2017.05.037.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., and Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033.
- Galvis, J. (1993). Los sedimentos precámbricos del Guainía y el origen de las ocurrencias auríferas en el Borde occidental del Escudo de Guayanas. *Geología Colombiana*, 18, 119-136.
- Galvis, J., Huguett, A., y Ruge, P. (1979). Geología de la Amazonía Colombiana. *Boletín Geológico*, 22(3), 3-86.
- Gansser, A. (1954). The Guiana Shield (S. America). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 47, 77-112.
- Gansser, A. (1974). The Roraima Problem (South America). *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaften in Basel*, 84(1), 80-100.
- Gaudette, H.E., Mendoza, V., Hurley, P.M., and Fairbairn, H.W. (1978). Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela. *GSA Bulletin*, 89(9), 1335-1340. doi: 10.1130/0016-7606(1978)89<1335:GAAOTP>2.0.CO;2.
- Gaudette, H., and Olszewski, W. (1985). Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and Tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, 64(2), 131-143.
- Geraldes, M., Van Schmus, W., Condie, K., Bell, S., Teixeira, W., and Babinski, M. (2001). Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, 111(1-4), 91-128. doi: 10.1016/S0301-9268(01)00158-9.
- Ghosh, S.K. (1985). Geology of the Roraima Group and its implications. *I Simposium Amazonico*. Puerto Ayacucho, Venezuela.
- Gillespie, M.R., and Styles, M.T. (1999). Classification of igneous rocks. British Geological Survey Research Report, (2nd edition) RR 99-06, BGS Rock Classification Scheme Volume 1.
- González-Iregui, H. (1989). Descripción petrográfica de las unidades litológicas de la Serranía Naquén (Colombia) y posibles correlaciones estratigráficas. *V Congreso Colombiano de Geología*. Bucaramanga, Colombia.
- Greber, N.D., Dauphas, N., Bekker, A., Ptáček, M.P., Bindeman, I.N., and Hofmann, A. (2017). Titanium isotopic evidence for felsic crust and plate tectonics 3.5 billion years ago. *Science*, 357(6357), 1271-1274. doi: 10.1126/science.aan8086.
- Hill, R.I. (1993). Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos*, 30(3-4), 193-206. doi: 10.1016/0024-4937(93)90035-B.
- Ibañez, M. (2011). New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America: the Meso-Neoproterozoic Putumayo Orogen of Amazonia and implications for Rodinia reconstructions. MSc Thesis, Department of Geosciences, University of Arizona, USA.
- Ibañez, M., Pullen, A., Arenstein, J., Gehrels, G.E., Valley, J., Ducea, M.N., Mora, A.R., Pecha, M., and Ruiz, J. (2015). Unraveling crustal growth and reworking processes in complex zircons from

- orogenic lower-crust: The Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. *Precambrian Research*, 267, 285-310. doi: 10.1016/j.precamres.2015.06.014.
- INGEOMINAS. (2006). Mapa geológico de Colombia a escala 1:2'800.000. Bogotá.
- Jackson, S., Pearson, N., Griffin, W., and Belousova, E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1-2), 47-69. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017.
- 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), 1255-1259. doi: 10.1093/petrology/egl013.
- Katzer, F. (1903). *Grundzüge der Geologie des unteren Amazonasgebietes (des Staates Para in Brasilien)*. Leipzig: Max Weg.
- López, J.A. (2012). Unidades, petrografía y composición química del Complejo Migmatítico de Mitú en los alrededores de Mitú: Réplica. *Boletín de Geología*, 34(1), 101-103.
- López, J.A., Khurama, S., Bernal-Vargas, L.E., y Cuéllar, M.A. (2007). El Complejo Mitú: una nueva perspectiva. *XI Congreso Colombiano de Geología*. Bucaramanga.
- Ludwig, K.R. (2003). Isoplot 3.00 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center.
- Maitre, R.W. Le, Streckeisen, A., Zanettin, B., Bas, M.J. Le, Bonin, B., Bateman, P. (2002). *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Maya-Sánchez, M. (2001). Distribución, facies y edad de las rocas metamórficas en Colombia. INGEOMINAS, Bogotá.
- McMenamin, M.A.S., and McMenamin, D.L.S. (1990). *The emergence of animals - The Cambrian Breakthrough*. New York: Columbia University Press.
- Meert, J.G., and Santosh, M. (2017). The Columbia supercontinent revisited. *Gondwana Research*, 50, 67-83. doi: 10.1016/j.gr.2017.04.011.
- Mendoza, V.S. (2012). *Geología de Venezuela*. Bogotá: Editorial.
- Ministerio das Minas e Energia. (1983). Mapa da Amazonia Legal 1 : 2.500.000. Projeto Radambrasil, 2 hojas. Brasilia.
- Montalvao, R. de, and Fernandes, P. (1975). Grupo Tunuí. Projeto RADAM. Relatório Inferno RADAM, 38-G, Belem.
- Montgomery, C., and Hurley, P.M. (1978). Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca series, Guayana Shield, Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(2), 281- 290. doi: 10.1016/0012-821X(78)90204-2.
- Paiva, G. (1928). Reconhecimentos geológicos nas fronteiras do Brasil com Venezuela e Colômbia. Estado do Amazonas, Relatório An. Serv. Geol. Mineral. Rio de Janeiro.
- Petri, S., and Fulfaro, V. (1983). *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. São Paulo: Universidade de São Paulo.
- Pinheiro, S.S., Fernández, P.E.C.A., Pereira, E., Vasconcelos, E., Pinto, A., Montalvão, R.M., Issler, R., Dall'Agnol, R., Teixeira, W., and Fernández, C.A.C. (1976). Geología - Projeto Radar na Amazônia. Folha NA.19-Pico da Neblina. Levantamento de Recursos Naturais, 11, 19-137.
- Piper, J.D.A. (2000). The Neoproterozoic Supercontinent: Rodinia or Palaeopangaea? *Earth and Planetary Science Letters*, 176(1), 131-146. doi: 10.1016/S0012-821X(99)00314-3.
- Priem, H., Andriessen, P., Boelrijk, N., De Boorder, H., Hebeda, E., Huguett, A., Verdumen, E., and Verschure, R. (1982). Geochronology of the Precambrian in the Amazonas region of southeastern Colombia (western Guiana Shield). *Geologie en Mijnbouw*, 61(3), 229-242.
- PRORADAM. (1979). La Amazonia Colombiana y sus recursos. Proyecto Radargramétrico Del Amazonas. Bogotá.

- Renzoni, G. (1989a). Comparación entre las secuencias metasedimentarias de la Serranía de Naquén y de la Serra da Jacobina. *Boletín Geológico*, 30(2), 25-42.
- Renzoni, G. (1989b). La secuencia aurífera de la Serranía de Naquén. *Boletín Geológico*, 30(2), 43-103.
- Rodríguez, G. (2012). Unidades, petrografía y composición química del Complejo Migmatítico de Mitú en los alrededores de Mitú: Respuesta. *Boletín de Geología*, 34(1), 105-107.
- Rodríguez, G., Sepúlveda-Ospina, J., Ramírez-Cardona, C., Ortiz-Párraga, F.H., Ramos-Carvajal, K., Bermúdez-Cordero, J.G., y Sierra-Rojas, M.I. (2011). Unidades, petrografía y composición química del Complejo Migmatítico de Mitú en los alrededores de Mitú. *Boletín de Geología*, 33(1), 27-42.
- Rogers, J.J.W., and Santosh, M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1), 5-22. doi: 10.1016/S1342-937X(05)70883-2.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., and Fletcher, I.R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488. doi: 10.1016/S1342-937X(05)70755-3.
- Santos, J.O.S., Potter, P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., and McNaughton, N.J. (2003). Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *GSA Bulletin*, 115(3), 331-348. doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0331:ASAR SO>2.0.CO;2.
- Schobbenhaus, C., Campos, D. de A., Derze, G., and Asmus, H. (1984). Geología do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Departamento Nacional da Produção Mineral., Brasília.
- Servicio Geológico Colombiano. (2015). Atlas Geológico de Colombia 2015. Bogotá.
- Stern, R.J. (2005). Evidence from ophiolites, blueschists, and ultra-high pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, 33(7), 557-560. doi: 10.1130/G21365.1.
- Stern, R.J., Leybourne, M.I., and Tsujimori, T. (2016). Kimberlites and the start of plate tectonics. *Geology*, 44(10), 799-802. doi: 10.1130/G38024.1.
- Streckeisen, A.L. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen*, 107, 144-214.
- Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks; classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; recommendation and suggestions. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen*, 134, 1-14.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S., and Taylor, P.N. (1996). Geochronological systematics on basement rocks from the Río Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, 38(2), 161-175. doi: 10.1080/00206819709465329.
- Tassinari, C.C.G., and Macambira, M.J.B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22, 174-182.
- Tassinari, C.G., and Macambira, J.B. (2004). A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Carneiro, B. Brito-Neves (Eds.). *Geología Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (pp. 471-486). São Paulo: Editorial Beca.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Carlton: Blackwell Scientific Publications.
- Teixeira, W., Geraldes, M.C., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G., and Vargas-Mattos, G. (2010). A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal South American Earth Sciences*, 29(1), 47-60. doi: 10.1016/j.jsames.2009.09.007.

Teixeira, W., Tassinari, C.G., Cordani, U.G., and Kawashita, K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, 42(3-4), 213-227. doi: 10.1016/0301-9268(89)90012-0.

Thurston, P.C., and Fryer, B.J. (1983). The geochemistry of repetitive cyclical volcanism from basalt through rhyolite in the Uchi-Confederation Greenstone Belt, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83(3-4), 204-226. doi: 10.1007/BF00371189.

Toussaint, J. (1993). *Evolución Geológica de Colombia: Precámbrico, Paleozoico*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia.

Wilson, J.T. (1966). Did the Atlantic Close and then Re-Open?. *Nature*, 211, 676-681. doi: 10.1038/211676a0.

Yuen, D., Maruyama, S., Karato, S., and Windley, B. (2007). *Superplumes: Beyond plate tectonics*. Dordrecht: Springer.

Amed Bonilla
ORCID: 0000-0002-8961-7140

Thomas Cramer
ORCID: 0000-0002-7686-5241

Marc Poujol
ORCID: 0000-0001-8682-2926

Haroold Cano
ORCID: 0000-0003-2623-1686

José Alejandro Franco
ORCID: 0000-0003-4638-5885

Zeze Amaya
ORCID: 0000-0002-6832-9000

Trabajo recibido: noviembre 11 de 2017
Trabajo aceptado: agosto 22 de 2018

Petrografía, geoquímica y geocronología U/Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, Colombia

Continuación ANEXO

Muestra	Analysis_#	Relaciones										Edades				Conc %
		Th/U	207/235	1 σ err	206/238	1 σ err	rho	207/206	1 σ err	207/206	1 σ err	206/238	1 σ err	207/235	1 σ err	
GU-403-123	17200416	0,77	1,689	0,021	0,1691	0,0020	0,97	0,111	0,001	999,1	21,4	1006,9	11,0	1004,5	7,8	100,5
GU-403-123	19200416	0,23	3,386	0,040	0,2614	0,0031	0,99	0,111	0,001	1506,9	19,2	1496,8	15,7	1501,0	9,3	99,6
GU-403-123	20200416	0,78	4,935	0,059	0,3245	0,0038	0,99	0,078	0,001	1804,3	18,5	1811,6	18,5	1808,3	10	100,2
GU-403-123	23200416	0,52	4,830	0,058	0,3183	0,0037	0,98	0,073	0,001	1800,2	18,8	1781,4	18,3	1790,2	10,1	99,4
GU-403-123	27200416	0,54	4,945	0,059	0,3269	0,0038	0,98	0,098	0,001	1794,4	18,6	1823,2	18,6	1809,9	10	100,9
GU-403-123	28200416	0,57	4,896	0,058	0,3244	0,0038	0,98	0,110	0,001	1790,3	18,7	1811,4	18,5	1801,7	10	100,6
GU-403-123	30200416	0,33	5,002	0,060	0,3319	0,0039	0,98	0,108	0,001	1787,9	18,8	1847,5	18,8	1819,7	10,1	101,8
GU-403-123	33200416	0,79	4,934	0,059	0,3255	0,0038	0,98	0,102	0,001	1798,4	18,9	1816,4	18,5	1808,1	10,1	100,5
GU-403-123	34200416	0,23	5,113	0,061	0,3307	0,0039	0,98	0,099	0,001	1834,2	18,7	1841,9	18,7	1838,3	10,1	100,2
GU-403-123	38200416	0,66	4,923	0,059	0,3250	0,0038	0,97	0,078	0,001	1797,2	19,2	1814,1	18,5	1806,3	10,2	100,5
GU-403-123	39200416	1,03	4,856	0,059	0,3210	0,0038	0,97	0,048	0,001	1795,0	19,2	1794,5	18,3	1794,7	10,2	100
GU-403-123	40200416	1,39	4,978	0,060	0,3238	0,0038	0,97	0,111	0,001	1824,3	18,8	1808,1	18,4	1815,6	10,1	99,5
GU-403-123	41200416	0,6	4,936	0,060	0,3242	0,0038	0,96	0,110	0,001	1806,7	19,5	1810,1	18,4	1808,5	10,3	100,1
GU-403-121	5190416	0,49	3,580	0,042	0,2675	0,0031	0,99	0,097	0,001	1568,3	19,1	1528,3	15,8	1545,0	9,4	98,5
GU-403-121	6190416	0,57	4,757	0,056	0,3177	0,0037	0,98	0,109	0,001	1776,1	18,7	1778,5	18,1	1777,3	9,9	100,1
GU-403-121	7190416	0,66	4,797	0,057	0,3174	0,0037	0,98	0,110	0,001	1793,1	18,7	1777,0	18,1	1784,3	10,0	99,5
GU-403-121	8190416	0,75	4,969	0,059	0,3291	0,0038	0,98	0,110	0,001	1791,5	18,8	1833,9	18,6	1814,0	10,1	101,3
GU-403-121	9190416	0,26	3,524	0,042	0,2724	0,0032	0,99	0,094	0,001	1505,3	19,2	1552,7	16,1	1532,6	9,3	101,8
GU-403-121	10190416	0,51	0,198	0,003	0,0269	0,0003	0,88	0,053	0,001	345,4	27,6	171,1	2,0	183,4	2,3	53,1
GU-403-121	11190416	0,66	0,176	0,002	0,0251	0,0003	0,87	0,051	0,001	236,6	27,3	159,9	1,9	164,8	2,0	69,7
GU-403-121	12190416	1,53	3,359	0,040	0,2365	0,0028	0,98	0,103	0,001	1679,1	19,0	1368,6	14,4	1494,9	9,3	89,0
GU-403-121	16190416	1,03	4,724	0,057	0,3174	0,0037	0,97	0,108	0,001	1765,0	19,1	1777,1	18,2	1771,5	10,2	100,4
GU-403-121	17190416	0,76	4,679	0,057	0,3205	0,0038	0,97	0,106	0,001	1729,6	19,2	1792,4	18,4	1763,5	10,1	102,0
GU-403-121	18190416	1,68	3,620	0,043	0,2672	0,0031	0,98	0,098	0,001	1591,8	19,3	1526,6	15,9	1554,0	9,6	97,6
GU-403-121	20190416	0,26	2,306	0,028	0,1800	0,0021	0,98	0,093	0,001	1486,2	19,6	1067,0	11,5	1214,1	8,5	81,7
GU-403-121	21190416	1,99	4,018	0,048	0,2633	0,0031	0,98	0,111	0,001	1810,8	18,7	1506,6	15,8	1637,8	9,8	90,4
GU-403-121	22190416	0,97	3,832	0,046	0,2794	0,0033	0,97	0,099	0,001	1614,0	19,3	1588,5	16,6	1599,4	9,7	99,1
GU-403-121	27190416	0,53	1,869	0,023	0,1807	0,0021	0,95	0,075	0,001	1068,6	21,8	1071,0	11,7	1070,2	8,3	100,1
GU-403-121	28190416	0,72	1,558	0,021	0,1534	0,0018	0,89	0,074	0,001	1033,0	23,9	919,9	10,2	953,8	8,3	92,3
GU-403-121	32190416	2,08	3,378	0,042	0,2475	0,0029	0,96	0,099	0,001	1605,2	19,8	1425,6	15,2	1499,2	9,7	93,4
GU-403-121	33190416	0,44	3,225	0,040	0,2390	0,0028	0,96	0,098	0,001	1583,6	19,7	1381,7	14,7	1463,1	9,5	92,4
GU-403-121	34190416	3,12	3,476	0,043	0,2629	0,0031	0,96	0,096	0,001	1546,2	19,9	1504,6	15,9	1521,9	9,7	98,4
GU-403-121	38190416	0,52	3,382	0,042	0,2418	0,0029	0,96	0,101	0,001	1651,2	19,7	1396,0	14,9	1500,3	9,7	90,9
GU-403-121	40190416	2,10	2,837	0,036	0,2041	0,0024	0,95	0,101	0,001	1639,4	20,0	1197,2	13,0	1365,3	9,4	83,3
GU-403-121	41190416	1,77	3,465	0,043	0,2517	0,0030	0,95	0,100	0,001	1621,3	20,1	1447,4	15,5	1519,3	9,9	93,7