

Análisis de procedencia en la Formación Yaruquíes, Riobamba, Ecuador

Provenance Analysis of the Yaruquíes Formation, Riobamba, Ecuador

C.W. Romero Córdor ^{a*}, D. D. Camacho Morales ^b, F. R. Carranco Andino ^a, A. D. Enríquez Ibarra ^c, G. C. Andrade Lescano ^a, D. D. P. Cabascango Lara ^a.

^a Proyecto de Investigación Geológico y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano, Instituto de Investigación Geológico y Energético, 170518, Quito, Ecuador.

^b Ingeniería Geológica, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de Guayaquil, 090514, Guayaquil, Ecuador.

^c Ingeniería en Geología, Facultad de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleo y Ambiental, Universidad Central, 170521, Quito, Ecuador.

Resumen

Al sur del Valle Interandino de Ecuador, en la cuenca Alausí–Riobamba, la Formación Yaruquíes está conformada por conglomerados, litoareniscas y limolitas arenosas rojizas. Esta unidad ha sido objeto de debate debido a su posición estratigráfica y al desconocimiento sobre su ambiente tectónico y procedencia sedimentaria. Esta investigación integró datos estratigráficos, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos U-Pb en circones detríticos para caracterizar su origen. Los resultados indican que las litofacies corresponden a depósitos fluviales meándricos, organizados en barras de punto sobre planicies de inundación. La procedencia detrítica refleja un aporte mixto desde fuentes cratónicas recicladas al este (Cordillera Real) y magmatismo félsico-intermedio al sur. La edad máxima de depositación (MDA) de 18.25 ± 1.5 Ma ubica a esta secuencia en el Mioceno Inferior. La Formación Yaruquíes se interpreta como parte del sustrato deformado del Valle Interandino, depositado en un margen continental activo asociado al desarrollo de cuencas intramontañosas en un contexto tectónico extensional.

Palabras Clave:

Formación Yaruquíes, Petrografía, Geoquímica, Geocronología, Valle Interandino, Cuenca Alausí-Riobamba.

Abstract

South of the Inter-Andean Valley of Ecuador, in the Alausí–Riobamba basin, the Yaruquíes Formation comprises conglomerates, lithic sandstones, and reddish sandy siltstones. This unit has been debated due to uncertainties regarding its stratigraphic position, tectonic setting, and sedimentary provenance. This study integrates stratigraphic, petrographic, geochemical, and U-Pb detrital zircon geochronological data. The results indicate that the identified lithofacies correspond to meandering fluvial deposits organized into point bars and floodplain sequences. The detrital provenance reflects a mixed input from recycled cratonic sources to the east (Cordillera Real) and felsic to intermediate magmatism from the south. The maximum depositional age (MDA) of 18.25 ± 1.5 Ma places the sequences in the Early Miocene. The Yaruquíes Formation is interpreted as part of the deformed substratum of the Inter-Andean Valley, deposited in an active continental margin setting, associated with the development of intramontane basins in an extensional tectonic regime.

Keywords:

Yaruquíes Formation, Petrography, Geochemistry, Geochronology, Inter-Andean Valley, Alausí-Riobamba Basin.

1. Introducción

El estudio petrográfico, geoquímico y geocronológico de las rocas sedimentarias es clave para interpretar su composición, origen y el contexto tectónico en el que se formaron. Estos análisis permiten diferenciar entre entornos tectónicos como márgenes continentales activos y pasivos, arcos volcánicos y cuencas de retro-arco (McLennan *et al.*, 1993; Bhatia & Crook, 1986; McLennan, 2001). También ayudan a identificar las rocas fuente y ofrecen datos sobre los procesos de meteorización y diagénesis que han modificado los sedimentos desde su depósito (Cox *et al.*, 1995; Fralick & Kronberg, 1997; Cullers, 2000). Examinar la

geoquímica, petrografía y geocronología de rocas sedimentarias es esencial para reconstruir su historia geológica y comprender los procesos sedimentarios (Kettanah *et al.*, 2021).

La Formación Yaruquíes, ubicada al S del Valle Interandino (IAV) y al NO de la Cuenca Alausí-Riobamba, agrupa a varias secuencias de conglomerados y areniscas rojas, cartografiadas previamente como depósitos fluviales del Mioceno Inferior a Mioceno Medio (IIGE, 2022). Sin embargo, la falta de datos detallados petrográficos y geoquímicos impide precisar el ambiente tectónico en el cual se formó esta secuencia. Es así como surge la necesidad de reinterpretar esta secuencia en su contexto regional para comprender su origen y las condiciones tectónicas que influyeron en su formación. Esta investigación presenta

*Autor para la correspondencia: christian.romero@geoenergia.gob.ec

Correo electrónico: christian.romero@geoenergia.gob.ec (Christian Romero-Córdor), daniela.camachom@ug.edu.ec (Daniela Camacho-Morales),

fausto.carranco@geoenergia.gob.ec (Fausto Carranco-Andino), adenriquezi1@uce.edu.ec (Alyce Enríquez-Ibarra), gabriela.andrade@geoenergia.gob.ec (Gabriela Andrade-Lescano), daniela.cabascango@geoenergia.gob.ec (Daniela Cabascango-Lara).

Fecha de recepción: 28/11/2024 Fecha de aceptación: 07/05/2024 Fecha de publicación: 05/10/2025

<https://doi.org/10.29057/aactm.v12i12.14333>



nuevos datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de la Formación Yaruquíes, recolectados en la sección Condamine - Yaruquíes, ubicada al noroeste de Riobamba (Figura 1), los cuales se analizan para definir el ambiente tectónico y la proveniencia de esta secuencia.

1.1. Contexto geológico regional

La principal característica morfológica de la margen noroccidental de Sudamérica son los Andes del Norte, que, en Ecuador, marcan una tendencia N-S, y se estructuran por dos cordilleras genéticamente distintas (Figura 1): al O, la cordillera Occidental (CO) se compone de un núcleo ígneo máfico de edad Cretácica vinculado a la Gran Provincia Ígnea del Caribe (GPIC), la cual, se acrecionó a la margen noroccidental de Sudamérica a finales del Campaniano (Luzieux *et al.*, 2007). Este basamento está cubierto en discordancia por múltiples secuencias de rocas sedimentarias y volcanoclásticas, depositadas en ambientes turbidíticos y costeros, cuya edad abarca desde el Paleoceno hasta el Eoceno, así como por rocas volcánicas y volcanoclásticas asociadas al desarrollo del arco volcánico continental durante el intervalo Oligoceno - Neógeno (Schütte *et al.*, 2010; Vallejo *et al.*, 2019). Mientras que, al E, la cordillera Real (CR), consiste en un núcleo de rocas sedimentarias e ígneas del Paleozoico a Mesozoico metamorfizadas (Spikings *et al.*, 2021).

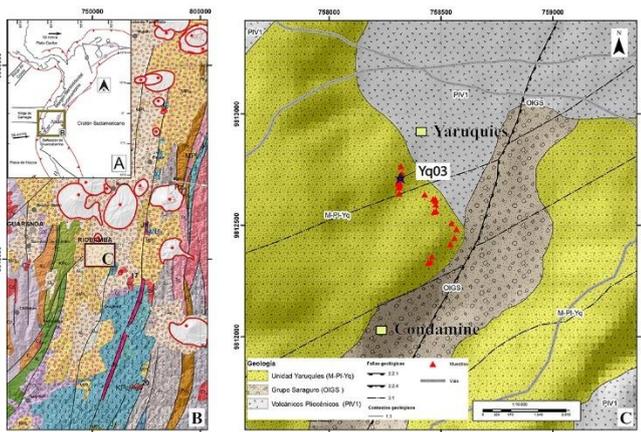


Figura 1: Esquema de ubicación del área de estudio. A. Esquema tectónico del margen noroccidental de Sudamérica, modificado de Romero *et al.*, (2021); B. Esquema geológico regional del Valle Interandino modificado de IIGE, (2022); C. Esquema geológico local, modificado de Cobos *et al.*, (2022).

La CO y CR están separadas por el IAV, que es interpretado como una depresión tectónica y geomorfológica, de dirección N-S a NNE-SSW (Winkler *et al.*, 2005). Algunos autores, interpretan al IAV como una cuenca tipo “piggyback”, producida por movimientos tectónicos diferenciales entre la CO y CR en el Pliocuaternario (Tibaldi & Ferrari, 1992). Otros autores, en cambio, consideran al IAV como un “restraining bend” dominado por tectónica transpresiva dextral (Ego *et al.*, 1996). Las más recientes investigaciones consideran al IAV como un conjunto de cuencas tipo “spindle shaped”, que se formaron como resultado del desplazamiento a lo largo un cinturón de compresión (restraining bend), en múltiples periodos de extensión y compresión (Winkler *et al.*, 2005). El modelo de cuencas tipo “spindle shaped”, para el IAV considera la segmentación o fragmentación de cuencas (Villagomez, 2003), a partir del cual se establecen de N a S, las cuencas de: Chota, Quito-Guayllabamba, Latacunga-Ambato y Alausí-Riobamba (Winkler *et al.*, 2005).

1.2. Cuenca Alausí - Riobamba (CAR)

Al sur del IAV, la cuenca Alausí-Riobamba (CAR) es limitada morfológica y estructuralmente por la falla Pallatanga al suroeste y por el sistema de fallas Ingapirca - Guamote - La Candelaria al sureste (BGS-CODIGEM, 1997a). En el sureste y al este, el basamento de la CAR, incluye a filitas, cuarcitas y rocas metasedimentarias depositadas en una margen pasiva en el Jurásico y cartografiadas en la Unidad Guamote de la cordillera Real (Litherland *et al.*, 1994; IIGE, 2022, Leica-Pérez, 2023). Mientras que, al oeste y al suroeste, el basamento de la CAR se vincula a doleritas, basaltos, andesitas basálticas intercaladas entre rocas volcanoclásticas levemente deformadas agrupadas en la Unidad Pallatanga de la cordillera Occidental, interpretada como parte del plateau oceánico acrecionado en contra de la margen continental en el Campaniano (Reynaud *et al.*, 1999).

Las secuencias de relleno de cuenca incluyen al menos tres pilas sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas (Figura 2). Al sureste de la CAR, múltiples secuencias compuestas por intercalaciones de tobas de cristales, tobas de clastos, brechas volcánicas, andesitas y dacitas fueron incluidos en el Grupo Saraguro del Oligoceno (BGS-CODIGEM, 1997b). Recientemente, Cobos *et al.*, (2022) y Romero *et al.*, (2022) reportaron secuencias compuestas por conglomerados, litoareniscas y areniscas de origen fluvial datadas mediante edades U-Pb en circones detríticos, al Mioceno Inferior a Mioceno Medio cubriendo en discordancia al Grupo Saraguro. Anteriormente, en ausencia de datos geocronológicos estas secuencias fueron interpretadas como un equivalente lateral de la Formación Sicalpa (Vera *et al.*, 1986; Buenaño-Lascano, 2018).

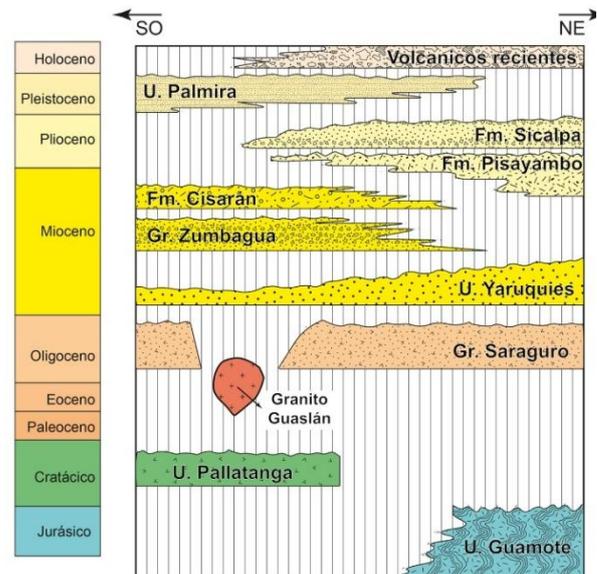


Figura 2: Esquema litoestratigráfico de la cuenca Alausí - Riobamba. Modificado de Villagomez, (2003), Buenaño-Lascano, (2018) e IIGE, (2022).

Por otro lado, al sureste secuencias de rocas volcanoclásticas y volcánicas de composición intermedia intercaladas con limolitas y areniscas de origen lacustre fueron agrupadas en el Grupo Zumbagua del Mioceno Superior (Lavenu *et al.*, 1996). Intercalaciones de tobas de cristales, brechas y conglomerados volcánicos intercalados con esporádicos niveles de andesitas son cartografiados en la Formación Cisarán también ubicada en el Mioceno Superior a Plioceno (IIGE, 2022). En el norte de la CAR, potentes secuencias de andesitas, brechas volcánicas y tobas de clastos son incluidas dentro de la Formación Pisayambo ubicada en el Plioceno (Villagomez, 2003). En el sur de la CAR, secuencias fluviales compuestas por conglomerados, areniscas y

lutitas, intercaladas con brechas volcánicas y sedimentarias con matriz no consolidada (sueltas), son incluidas en la Formación Sicalpa asignada al Plioceno – Pleistoceno (Egüez *et al.*, 1992). La secuencia sedimentaria más joven de la CAR agrupa conglomerados, brechas, areniscas, tobas y esporádicas dacitas agrupadas y cartografiadas en la Formación Palmira (Lavenu *et al.*, 1996; IIGE, 2022).

1.3. Litoestratigrafía de la Formación Yaruquíes.

Al suroeste de Riobamba intercalaciones de conglomerados y areniscas rojas fueron reportadas por primera vez por Ochoa-Castillo (1975). DGMM (1978) nombró formalmente a esta secuencia como Unidad Yaruquíes; en lo posterior, Vera *et al.*, (1986) categorizó a esta secuencia como Formación Yaruquíes. Recientes investigaciones han empezado una discusión sobre la edad, el origen y el ambiente de depósito de esta secuencia de rocas detríticas, discutiendo en especial sobre su posición estratigráfica.

Al noroeste de Riobamba, en el sector de Yaruquíes, secuencias de conglomerados, areniscas y limolitas agrupados en la Formación Yaruquíes cubren en discordancia angular a andesitas y brechas volcánicas cartografiadas dentro del Grupo Saraguro (Cobos *et al.*, 2022). Por otro lado, al sur de Riobamba en el sector de Guaslán, Buenaño-Lascano (2018), reporta el contacto discordante entre el granito de Guaslán y la Formación Yaruquíes. Vera *et al.*, (1986) afirma que la base de la secuencia es dominada por niveles de conglomerados bien sorteados y estratificados, mientras que el tope de la secuencia alberga a areniscas de grano grueso con estratificación cruzada y gradación normal. De acuerdo al modelo de facies fluviales, Romero *et al.*, (2022) reporta 9 litofacies: conglomerado oligomítico, clasto-soportado, masivo (Gcm), conglomerado oligomítico, matriz soportado, con gradación normal (Gmg), conglomerado oligomítico, clasto-soportado, con gradación inversa (Gci), conglomerado polimítico, clasto y matriz-soportado, con estratificación cruzada y gradación normal (Gp), litoarenisca de grano grueso a medio, con estratificación cruzada transversal y gradación normal (St), litoarenisca de grano medio, con estratificación cruzada planar y gradación normal (Sp), litoarenisca de grano fino, masiva (Sm), litoarenisca limosa multicolor con laminación paralela, small-ripples (Fl), limolita arenosa multicolor, masiva con restos de materia orgánica (Fsm), limolita café, con grietas de desecación (Fm). Adicionalmente, Cobos *et al.*, (2022) afirma que en el tope de la secuencia se observan abundantes niveles de litoareniscas finas masivas intercaladas con limolitas arenosas con laminación paralela y niveles con raíces. DGMM (1978) reportó que niveles de areniscas rojas cartografiados como la Formación Yaruquíes son cubiertos en discordancia por rocas volcanoclasticas no discriminadas, estas rocas fueron vinculadas a la Formación Pisayambo (INEMIN, 1989). Vera *et al.*, (1986), Romero *et al.*, (2022) y Cobos *et al.*, (2022) interpretan esta secuencia como sistemas aluviales dominados por ríos trenzados a ríos meándricos.

2. Metodología

2.1. Trabajo de campo

El levantamiento de información geológica fue realizado en la sección Condamine - Yaruquíes (WGS84 UTM 17S – 758131E, 9811923N; 758276E, 9812913N). El trabajo de campo incluyó:

discriminación litológica, identificación de estructuras sedimentarias, documentación de superficies de erosión, descripción de arquitectura estratigráfica, asociación de facies, medición de espesores y recopilación de muestras de roca para análisis de laboratorio (Figura 1). La ubicación geográfica de las muestras recolectadas en las campañas de campo es presentada en el material suplementario 1.

2.2. Análisis petrográfico

En los afloramientos tipo se recolectaron dieciséis muestras destinadas a análisis petrográficos (Material suplementario 1). Las láminas delgadas fueron elaboradas en el laboratorio de preparación de muestras de GeoResearch S.A., seleccionando inicialmente fragmentos representativos de roca fresca, cortados con una cortadora de precisión IsoMet™ 1000 (Buehler), con disco diamantado refrigerado por agua. Las secciones obtenidas fueron adheridas a portaobjetos mediante resina epóxica EPO-TEK® 301 (Epoxy Technology Inc.) y posteriormente desgastadas hasta aproximadamente 30 µm de espesor, utilizando una pulidora automática MetaServ™ 250 (Buehler) con abrasivos de carburo de silicio de granulometrías decrecientes. Finalmente, el espesor fue controlado mediante un microscopio petrográfico Axioscope 5 (Zeiss), realizando un pulido final con óxido de aluminio MicroPolish II (Buehler) para optimizar la calidad óptica de las muestras.

El análisis petrográfico de las láminas delgadas se llevó a cabo en Geoconsults S.A., mediante observaciones detalladas bajo un microscopio petrográfico óptico de polarización transmitida modelo Axioscope 5 (Zeiss), equipado con objetivos de aumentos entre 4X y 40X, luz polarizada plana (LP) y polarizada cruzada (NX). Durante el análisis se determinaron propiedades ópticas tales como tamaño, forma, relieve, birrefringencia, ángulo de extinción y textura mineralógica (Greensmith, 2012). Se realizaron conteos modales utilizando el método de puntos (300 puntos por lámina) para estimar cuantitativamente las proporciones relativas de los componentes minerales, clasificando posteriormente las rocas según los criterios propuestos por Folk (1974) y Dickinson *et al.*, (1983). El tamaño de grano fue evaluado con luz polarizada midiendo directamente el tamaño del detrito según la clasificación de Wentworth, considerando el diámetro promedio de los granos. Las imágenes fotomicrográficas representativas fueron capturadas con una cámara digital integrada modelo AxioCam 208 (Zeiss), vinculada directamente al microscopio, facilitando la documentación visual detallada del estudio petrográfico. En lo posterior, se calcularon las proporciones modales de cuarzo, feldespato y líticos. Los resultados fueron evaluados en diagramas binarios y ternarios de identificación litológica, análisis de proveniencia y discriminación de ambientes tectónicos, utilizando el programa GCDKits 6.0 (Janoušek *et al.*, 2024). El detalle de los resultados obtenidos a partir del análisis petrográfico es presentado en el material suplementario 2.

2.3. Análisis geoquímico

Los análisis geoquímicos comprendieron la determinación de elementos mayores, menores, trazas y tierras raras en veintiocho (28) muestras (Tabla 1). Inicialmente, las muestras fueron trituradas y pulverizadas utilizando una trituradora de mandíbulas BB 200 (RETSCH) y un molino con discos de carburo de tungsteno RS 200 (RETSCH) hasta obtener partículas menores a 75 µm (Balaram & Subramanyam, 2022). Para la determinación de elementos mayores y traza, se aplicó una digestión total con mezcla ácida de HF-HCl-HNO₃-HClO₄ (digestión de cuatro ácidos; Kumar *et al.*, 2013), analizando posteriormente las

soluciones resultantes mediante espectrometría de emisión óptica con plasma acoplado inductivamente (ICP-OES Optima 8300, PerkinElmer), con límites de detección típicos entre 0.1 y 2 ppm para elementos mayores y algunos menores. Las tierras raras fueron analizadas por espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS NexION 2000, PerkinElmer), tras digestión previa mediante fusión alcalina utilizando metaborato de litio (LiBO₂; Pinto et al., 2012), alcanzando límites de detección de hasta 0.01 ppm para tierras raras. Es importante indicar que se utilizaron los materiales de referencias certificados BCR-2, GBW07405 y NCS DC70301 para corrección de deriva y efectos de matriz. Estos análisis fueron realizados en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE, Ecuador) y en el Laboratorio de Ciencias Ambientales y Geoquímica de República Checa (Laboratories of Environmental Geochemistry). Finalmente, los resultados obtenidos fueron interpretados mediante diagramas geoquímicos de discriminación litológica y tectónica con el software GCDKit 6.0 (Janoušek et al., 2024). El detalle de los resultados obtenidos a partir del análisis geoquímico es presentado en el material suplementario 3.

2.4. Análisis geocronológico

Con el objetivo de determinar edades U-Pb en circones detríticos, se recolectó en campo una muestra de la base de la Formación Yaruquíes (Yq03). La separación de circones se realizó en el Laboratorio de Metalurgia del Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE), aplicando métodos estándar que incluyeron disgregación, trituración, tamizaje, separación electromagnética con el equipo FRANZ KD23 y separación densimétrica mediante politungstato de sodio tipo III, conforme a los procedimientos descritos por Mange y Maurer (2012). Se seleccionaron 63 granos de circón, montados en discos de resina epoxi de 2,54 cm junto con el estándar internacional FC (Paces & Miller, 1993), y fueron pulidos hasta ~20 μm para exponer los núcleos cristalinos. El análisis U-Pb fue realizado en el *Ablación Láser Laboratory del Czech Geological Survey (CGS)*, utilizando un sistema de ablación láser Analyte Excite 193 nm Excimer (Photon Machines, EE. UU.) acoplado a una celda de doble volumen HeLex y a un espectrómetro de masas Agilent 7900 ICP-MS de cuadrupolo (Agilent Technologies Inc.). El sistema permite alta resolución analítica y observación en tiempo real, con capacidad para detectar elementos traza a niveles de pocos ppm. El procesamiento de datos se realizó con el programa ISOPLOT (Ludwig, 2003), aplicando como criterio de selección para la mejor edad (*best ages*) la relación ²⁰⁶Pb/²³⁸U para granos con edades menores a 1000 Ma y la relación ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb para aquellos mayores a 1000 Ma (Gehrels & Pecha, 2014). Solo se consideraron edades con errores analíticos menores al 10% y se excluyeron los análisis con discordancias superiores al 20%. El detalle de los resultados obtenidos a partir del análisis geocronológico es presentado en el material suplementario 4.

3. Resultados

3.1. Relaciones de campo

Al SO de la sección Condamine – Yaruquíes, en la quebrada Condamine, brechas volcánicas, monomíticas, polimodales, clasto-soportadas, con líticos angulares a subangulares de andesitas, se intercalan con estratos de tobas de clastos, con clastos andesíticos y dacíticos. También se observan tobas de cristales con cristales rotos de plagioclasa, hornblenda y biotita. Estas secuencias volcanoclásticas son consideradas parte de la

Unidad San Juan Pallo (INIGEMM, 2013) vinculada la Formación Saraguro (BGS-CODIGEM, 1997a). El espesor observado en campo de esta secuencia volcano-clástica alcanza los 20 m y son cubiertas en discordancia por estratos de conglomerados y areniscas rojas vinculados a la Formación Yaruquíes. El espesor de la Formación Yaruquíes observado en campo varía de 60 m al suroeste en el sector de Condamine a 90 m al noreste en el sector de Yaruquíes (Figuras 3 - 5).

En la base de la Formación Yaruquíes, se observan estratos de geometría cóncava y lenticular, discontinuos, compuestos por conglomerados clasto-soportados, oligomíticos, polimodales masivos (*Gcm*). También se observan conglomerados oligomíticos, polimodales clasto-soportados, imbricados (*Gci*). La litología de los clastos en las litofacies *Gcm* y *Gci* es dominada por clastos sub-redondeados a redondeados de cuarcitas y clastos elongados de filitas, andesitas y pizarras. En la matriz se observan granos sub-redondeados a subangulares de cuarzo y también cristales irregulares de biotita, plagioclasa y hornblenda. *Gcm* y *Gci* se distribuyen entre estratos de geometría lenticular de litoareniscas de grano grueso a muy grueso, masivas, con gránulos de cuarzo, filitas, andesitas y ocasionalmente se presentan niveles con gradación normal. El registro de niveles con imbricación indica direcciones de paleo corrientes bimodales al O y al SO. La secuencia basal en general presenta tendencia estrato-decreciente (Figuras 3-5).

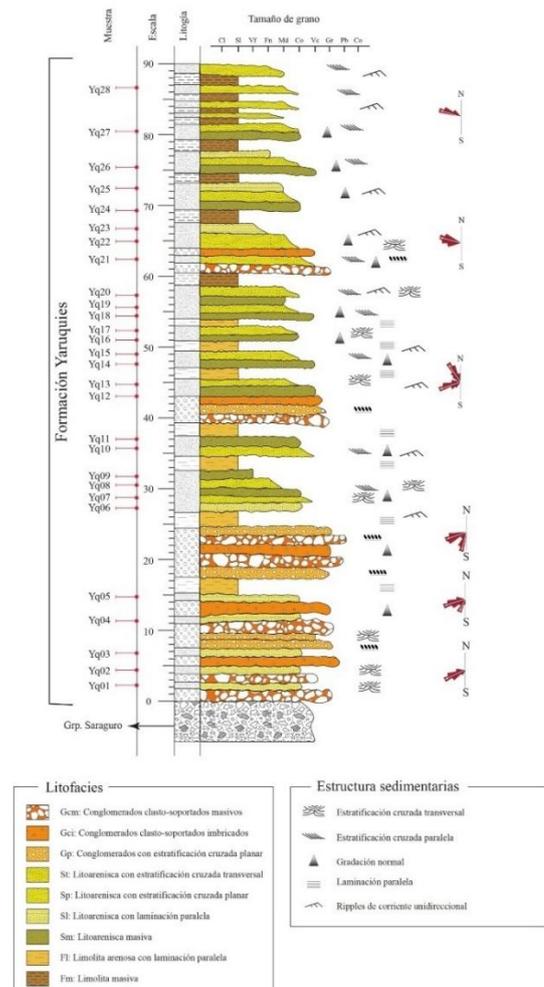


Figura 3: Columna estratigráfica de la Formación Yaruquíes en la sección Condamine – Yaruquíes. Elaboración propia

La parte media de la secuencia contiene estratos de geometría lenticular y cóncava-convexa, lateralmente discontinuos, compuestos por conglomerados polimícticos, polimodales, clasto y matriz soportado, con estratificación cruzada planar y gradación normal (*Gp*). La litología de los clastos observados es dominada por cuarcitas, sin embargo, también se observan filitas, andesitas, granitos, esquistos y fragmentos irregulares de brechas volcánicas. *Gp* se intercala entre estratos de geometría tabular y convexa compuestos por litoareniscas de color rojo a gris, de grano grueso a medio, con estratificación cruzada transversal (*St*) y planar (*Sp*). La mineralogía observada en *St* y *Sp* es dominada por cuarzo, con altas proporciones de plagioclasa, hornblenda, moscovita y biotita. *Gp*, *St* y *Sp* se distribuyen entre estratos de geometría tabular y mantiforme compuestos por limolitas arenosas con laminación paralela y esporádicos gránulos subredondeados de cuarzo. Direcciones de paleo corrientes tomadas en niveles estratificados indican tendencias bimodales con direcciones SO-O y NO (Figuras 3-5).

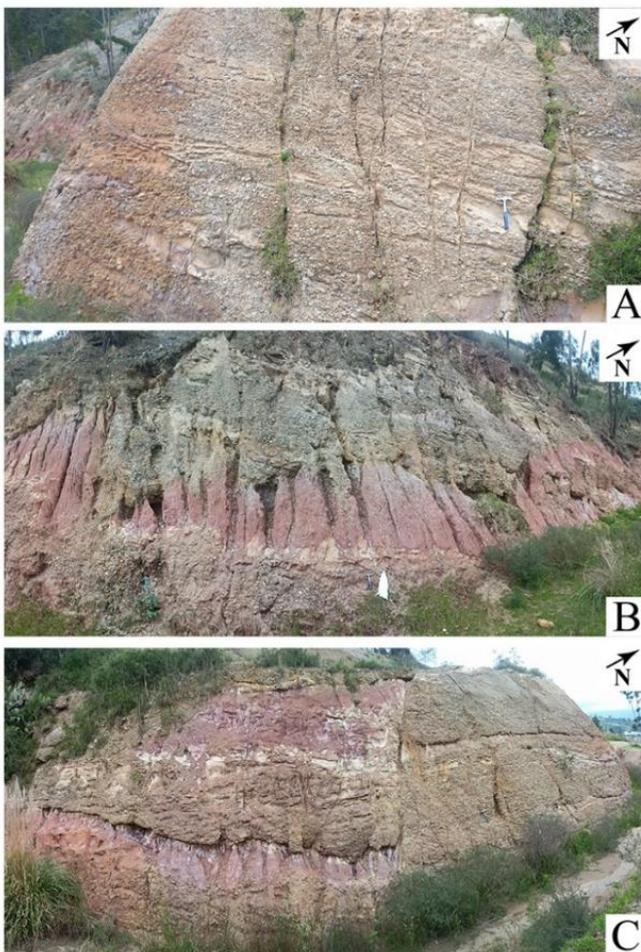


Figura 4. Afloramientos de la Formación Yaruquíes en la sección Condamine – Yaruquíes. A. Sistemas de canales y barras de grava y arena en la base de la Formación Yaruquíes. B. Planicies de inundación arenosas y canales fluviales en la Formación Yaruquíes. C. Falla normal afectando a la secuencia de la Formación Yaruquíes. Elaboración propia

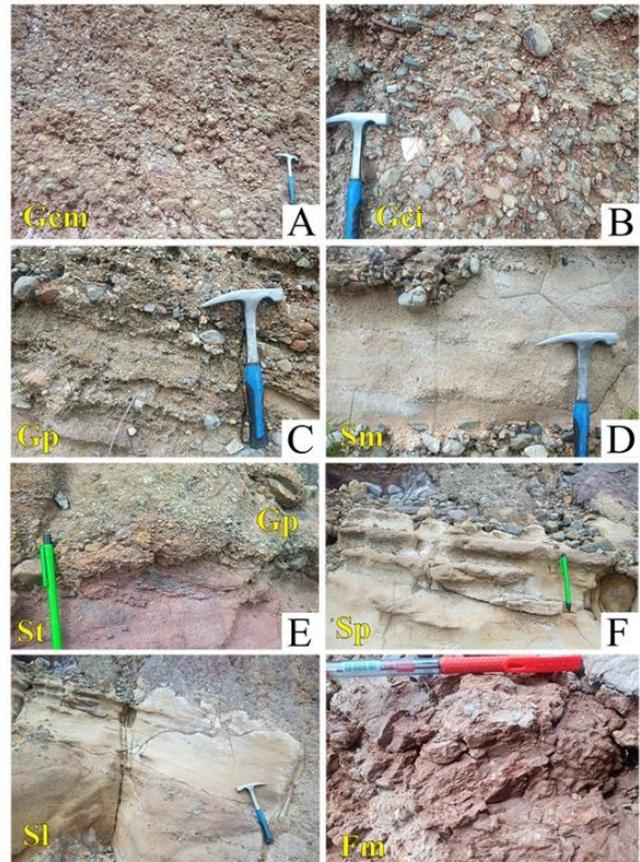


Figura 5: Litofacias observadas en la Formación Yaruquíes. A. Gcm: conglomerados clasto soportados masivos; B. Gci: conglomerados clasto soportados imbricados; C. Gp: conglomerados clasto soportados con estratificación cruzada paralela; D. Litoareniscas gruesas masivas; E. Litoareniscas gruesas con estratificación cruzada transversal; F. Litoareniscas medias con estratificación cruzada paralela; G. Litoareniscas medias a finas con laminación paralela; H. Limolitas arenosas masivas con bioturbación. Elaboración propia

Hacia el tope de la secuencia se observa el predominio de estratos de geometría cóncava-convexa, lateralmente discontinuos compuestos por litoareniscas medias a finas, con laminación cruzada (*Sl*) y gradación normal, organizados de manera irregular entre estratos de geometría tabular lateralmente continuos compuestos por litoareniscas rojas finas a muy finas masivas (*Sm*), con gránulos de cuarzo, andesitas y filitas, también se observan limolitas arenosas violetas laminadas (*Fl*) y limolitas café masivas (*Fm*). En estos niveles es usual encontrar restos de raíces y esporádicas improntas de hojas. En niveles con laminación cruzada, la dirección de paleo corriente es unimodal con tendencia al NO (Figuras 3-5).

3.2. Petrografía

Se analizaron proporciones modales de cuarzo (Qz), feldespato (F) y líticos (L) de dieciséis muestras de areniscas de la Formación Yaruquíes (Material suplementario 2). El set de muestras analizadas presenta textura psamítica, de grano muy grueso a fino, pobre a moderadamente sorteadas, con clastos subangulares a sub-redondeados, de baja esfericidad, de cuarzo distribuidos en una matriz arenosa a limosa con cemento ferruginoso y silíceo (Figura. 6).

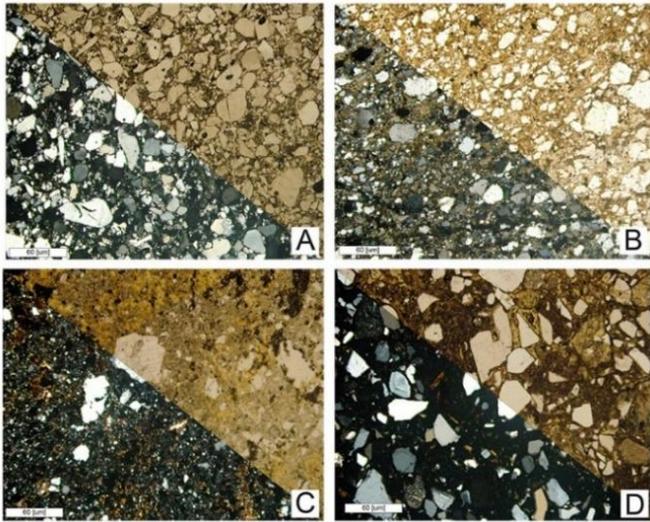


Figura 6: Análisis petrográficos de la Formación Yaruquíes. A. Litoarenisca de grano medio (Yq06). B. Litoarenisca de grano medio (Yq13). C. Litoarenisca de grano fino con clastos subangulares (Yq22). D. Litoarenisca de grano muy grueso con clastos volcánicos subangulares (Yq06). Elaboración propia.

Las concentraciones de cuarzo varían de 38.07% a 57.14%, también se observa feldespato potásico, microclina, ortoclasa y plagioclasa con concentraciones que varían desde 16.14% a 25.24%. La concentración de granos detríticos de moscovita, biotita y fragmentos líticos van desde 26.71% a 38.53%. De acuerdo con la composición mineral observada en el set de muestras analizado, estas areniscas pueden ser clasificadas como litoareniscas feldespáticas (Figura. 7; Material suplementario 2).

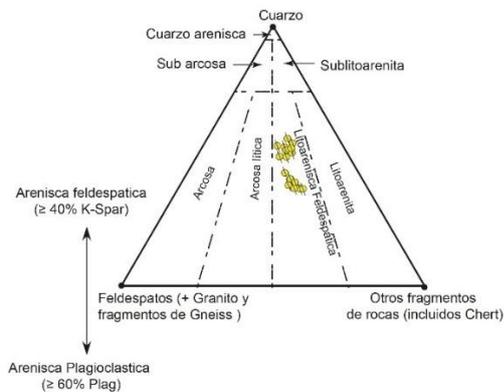


Figura 7: Diagrama triangular QFL, para la clasificación litológica de areniscas (Dickinson, 1985). Elaboración propia.

3.3. Geoquímica

El set analizado se compone de veinte y ocho muestras detríticas de tamaño de grano grueso a fino (media Mz: 230 μm a 170 μm). El detalle de los análisis geoquímicos se presenta en el material suplementario 3. El índice de alteración química (CIA) que evalúa el grado de meteorización química varía entre 29.58 a 60.23 y no es correlacionable con las proporciones Al_2O_3 y MgO (Material suplementario 3). Esto indica un grado de meteorización baja a incipiente (Nesbitt & Young, 1984). Al presentar valores aceptables y por debajo del límite óptimo establecido, los datos reportados pueden ser evaluados en diagramas de identificación litológica y discriminación tectónica.

Como se observa en la Figura 8A, el set de muestras analizadas presenta altas concentraciones de SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO y CaO , pero bajas concentraciones de Al_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 , comparados con la corteza continental superior (UCC). Las concentraciones promedio de Li, Sc, Mo, V, Co, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Nb, Ba, Pb y U, presentan empobrecimiento comparadas con las concentraciones de UCC, mientras que, elementos como Cr, Ni, Sn, Y, Zr, Cs, Hf, Ta y Th presentan concentraciones enriquecidas con respecto a UCC (Figura 8A). Por otro lado, las tierras raras (REE), presentan patrones lineales con respecto a la normalización UCC, presentándose en las tierras raras ligeras (LREE: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) valores promedios enriquecidos en respecto a UCC. Las tierras raras pesadas (HREE), las concentraciones promedio de Gd, Ho, Er presentan ligero empobrecimiento, mientras que las concentraciones de Tm presentan enriquecimiento con respecto a UCC (Figura 8B). El enriquecimiento de Zr, Hf, Th y Cr, es comúnmente observado en sedimentos detríticos continentales (Rudnick & Gao, 2003). Altas proporciones de Tm fueron reportadas en sedimentos contaminados con minerales metamórficos (McLennan, 2001). Por otro lado, el empobrecimiento en Ba es característico de sedimentos continentales (Rudnick & Gao, 2003).

Como se observa en la Figura 9A, las relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ de las muestras analizadas varían entre 5.37 – 10.62 y 2.12 – 5.45 respectivamente, de esta manera las muestras son ploteadas en los campos de areniscas ricas en Fe y litoareniscas (Herron, 1988). Mientras que, usando el diagrama de clasificación geoquímica de Pettijohn *et al.*, (1972) las muestras analizadas son ploteadas en los campos de litoareniscas y grawacas (Fig. 9b).

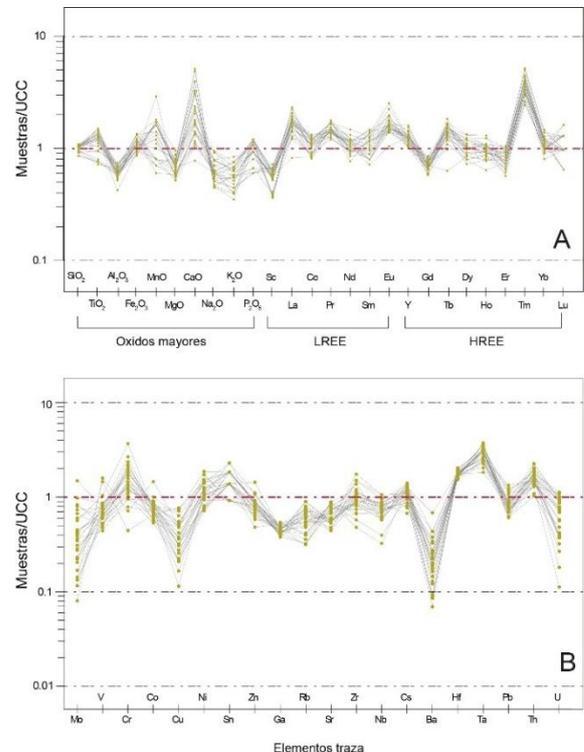


Figura 8: Diagramas multi-elementales de la Formación Yaruquíes normalizados a los valores promedio de la corteza continental Superior (UCC) según Rudnick & Gao, (2008). A. Normalizaciones de óxidos mayores y tierras raras. B. Normalizaciones de elementos traza. Elaboración propia.

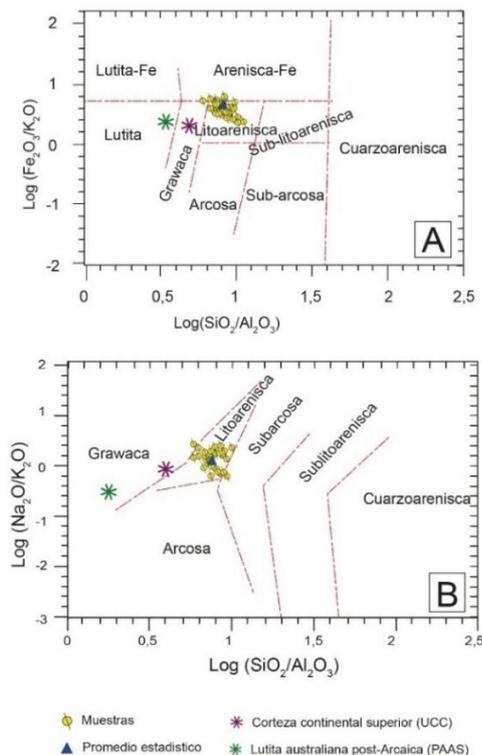


Figura 9: Diagramas de clasificación litológica en base óxidos mayores. A. Diagrama binario de clasificación litológica en base a la relación logarítmica de Fe_2O_3 , K_2O , SiO_2 y Al_2O_3 (Herron, 1988). B. Diagrama binario de clasificación litológica en base a la relación logarítmica de Na_2O , K_2O , SiO_2 y Al_2O_3 (Pettijohn *et al.*, 1972). Elaboración propia

3.4. Geocronología: U-Pb en circones detríticos

El detalle de los resultados de análisis geocronológicos U-Pb en circones de la muestra Yq03 es presentado en el material suplementario 4. Se obtuvieron 63 edades de circones, las cuales fueron analizadas en el diagrama de probabilidad edad vs. densidad (Figura 10). En el espectro de edades detríticas se observan antiguos picos magmáticos en los intervalos: 2400 – 2500 Ma, 1900 – 2100 Ma, 1700 – 1800 Ma, 1400 – 1500 Ma, 800 – 1100 Ma, 450 – 500 Ma, vinculados a reciclaje del cratón sudamericano (Figura 10A). Sin embargo, también se pueden observar picos magmáticos vinculados a la formación de los Andes entre 250 – 200 Ma, 85 – 135 Ma, 50 – 70 Ma, 25-40 Ma y 18 a 22 Ma (Figura 10B). La edad de máximo depósito fue calculada a partir de la correlación de las 5 edades más jóvenes observadas en el espectro de edades detríticas, indicando una edad de depósito en 18.25 ± 1.5 Ma para la base de la secuencia, restringiendo la edad de la Formación Yaruquíes al Mioceno Inferior (Burdigaliano).

4. Discusión

4.1. El ambiente de depósito de la Formación Yaruquíes

En la sección Condamine – Yaruquíes, la Formación Yaruquíes sobreyace en discordancia a rocas volcanoclásticas del Grupo Saraguro. En esta investigación se describen las litofacies: Gcm, Gci, Gp, St, Sp, Sl, Fl y Fm. La arquitectura estratigráfica observada en la Formación Yaruquíes incluye a canales fluviales distribuidos de manera aislada en planicies de inundación; barras de grava y barras de arena con continuidad vertical, cubiertas por planicies de arena. Estos elementos

arquitectónicos están separados por superficie de erosión de cuarto y tercer orden. Estas características son comunes en depósitos de barras de punto (*point bars*) en sistemas de ríos meándricos (Miall, 2014). Esta interpretación concuerda con la reportada en Vera *et al.*, (1986) y Cobos *et al.*, (2022).

4.2. La edad y proveniencia de la Formación Yaruquíes

La edad máximo depósito (MDA) de la muestra Yq03 fue estimada en 18.25 ± 1.5 Ma, restringiendo así la edad de esta unidad al Mioceno Inferior (Burdigaliense), lo que concuerda con el registro palinológico de la Formación Yaruquíes que ubica a esta secuencia en el Mioceno Medio, en función de las esporas de *Polypodiaceae* sp. y *Vochysia* sp. (CODIGEM 1997; SEPE 1998; Cobos *et al.*, 2022)

El espectro de edades U-Pb obtenidas en circones detríticos de la muestra Yq03 varían entre 2413 ± 15 Ma y 18.3 ± 0.7 Ma. Las edades más antiguas a 250 Ma se interpretan como aportes derivados de provincias ígneas paleoproterozoicas y neoproterozoicas del cratón Sudamericano, incluyendo las provincias Amazónica Central (>2.3 Ga), Maroni–Itacaiúnas (2.2–1.9 Ga), Ventuari–Tapajós (2.0–1.8 Ga), Río Negro–Juruena (1.8–1.5 Ga) y Tocantins–São Francisco (0.9–0.75 Ga), según lo descrito por Cordani *et al.* (2000). Adicionalmente, se reconocen componentes asociados a eventos magmáticos neoproterozoicos y ordovícicos, vinculados a los arcos andinos proterozoico y famatiniano (650–550 Ma y 550–450 Ma, respectivamente), conforme a lo reportado por Zimmermann (2005). Los principales picos de edad observados en el espectro detrítico de la Formación Yaruquíes presentan una coincidencia cronoestratigráfica con aquellos registrados en la Unidad Chiguinda del bloque Loja, en el núcleo de la Cordillera Real (Chew *et al.*, 2007), lo cual sugiere un reciclaje de material proveniente de dicha unidad. Esta interpretación se ve reforzada por los datos de paleo-corrientes, que indican transporte sedimentario predominante desde el este, es decir, desde la Cordillera Real, consolidando así su rol como zona fuente.

Las edades más jóvenes a 250 Ma se interpretan como resultado de pulsos magmáticos asociados a la evolución andina (Gutiérrez *et al.*, 2019). Litherland *et al.* (1994) y Spikings *et al.* (2015) identifican el intervalo entre 250 y 200 Ma como parte del evento extensional triásico, relacionado con procesos de rifting que dieron origen a unidades como Tres Lagunas y Monteolivo, así como con la posible formación de un arco volcánico contemporáneo (Villares *et al.*, 2021). En la actualidad, los remanentes de estos eventos afloran en el núcleo de la Cordillera Real, en el bloque Loja (Litherland *et al.*, 1994). La presencia de un pico magmático en este intervalo dentro del espectro detrítico de la Formación Yaruquíes refuerza la interpretación que vincula a la Cordillera Real como principal fuente de aporte.

Por otro lado, Drobe *et al.*, (2013) y Vallejo *et al.*, (2021) reportan edades entre 116 y 199 Ma, asociadas al magmatismo Jurásico y Cretácico inferior en la zona Subandina (arco Misahuallí; Litherland *et al.*, 1994), ubicada en el flanco oriental de la Cordillera Real. Sin embargo, dicho intervalo no se encuentra representado en el espectro de edades detríticas de la Formación Yaruquíes. Esta ausencia puede explicarse por la configuración paleogeográfica del Mioceno, durante el cual la Cordillera Real habría constituido una barrera topográfica significativa que restringió el desarrollo de sistemas fluviales hacia el occidente (Spikings *et al.*, 2010), limitando así el aporte desde la zona Subandina.

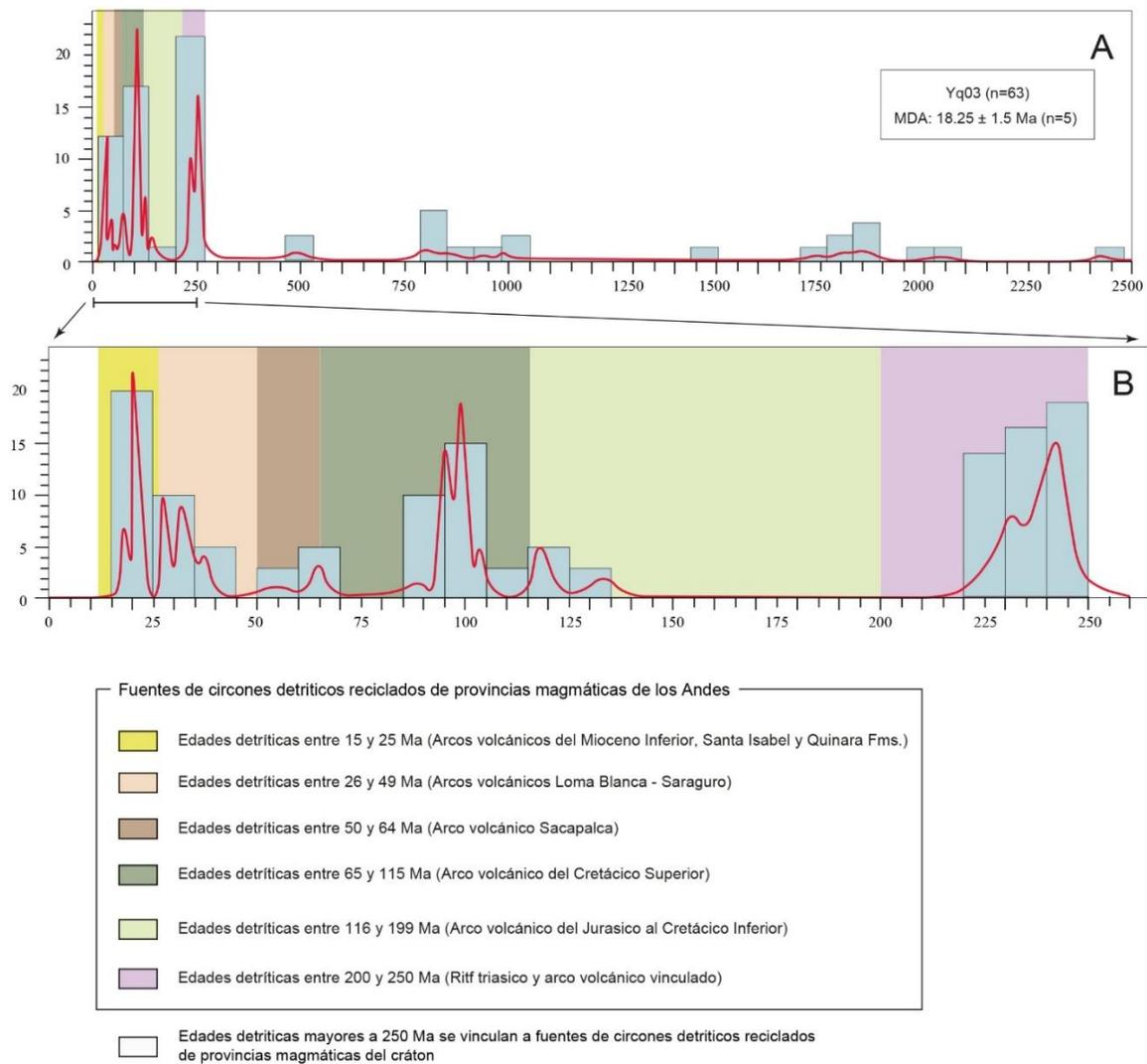


Figura 10: Diagrama de probabilidad edad vs. densidad para las edades U-Pb de circones detríticos de la muestra Yq03. A. Espectro de edades completo; B. Espectro de edades para el Mesozoico y Cenozoico. Elaboración propia.

En cuanto al magmatismo del Cretácico Superior (65–115 Ma), aunque no ha sido identificado directamente en los Andes de Ecuador, diversos cuerpos intrusivos y unidades volcánicas han sido vinculados a este episodio. Entre ellos destacan el batolito de Tangula en la Cuenca Alamor-Lancones (CAL), así como la unidad volcánica Célica y la unidad metavolcánica Alao, esta última ubicada en el bloque Alao de la Cordillera Real (Winter et al., 2010; Carrasco et al., 2024). La presencia de la unidad Alao al este del área de estudio es coherente con la interpretación que vincula a la Cordillera Real como una fuente detrítica significativa.

Edades entre 50 y 64 Ma pueden ser asociadas al arco volcánico Sacapalca (Fm. Sacapalca), desarrollado en la CAL y en las cuencas intramontañosas del sur del área de estudio (Hungerbühler et al., 2002). Asimismo, las edades entre 25 y 49 Ma se relacionan con la actividad volcánica de los arcos volcánicos Loma Blanca (Fm. Loma Blanca) y Saraguro (Fm. Saraguro), documentados a escala regional al sur del VIA. La presencia de estos intervalos en el registro detrítico es consistente con el hecho de que la Formación Yaruquíes se encuentra en discordancia sobre unidades volcanoclásticas pertenecientes a la Formación Saraguro. El principal pico de edades en el espectro detrítico se registra entre 25 y 18 Ma y puede asociarse al

volcanismo de las Formaciones Santa Isabel y Quinara, desarrollado también en el contexto de las cuencas intramontañosas (Hungerbühler et al., 2002). En conjunto, estas evidencias indican que una zona fuente significativa para la Formación Yaruquíes se localiza al sur del área de estudio y se caracteriza por un fuerte componente magmático.

En este contexto, el espectro de edades U-Pb en circones detríticos de la Formación Yaruquíes evidencia una procedencia mixta, caracterizada por el aporte de fuentes cratónicas recicladas localizadas al este del área de estudio, en la Cordillera Real, así como por el aporte de material proveniente de fuentes magmáticas asociadas a arcos volcánicos ubicados hacia el sur y sureste de la CAR. Esta interpretación se ve respaldada por los resultados petrográficos obtenidos a partir del diagrama triangular de Dickinson (1983), que considera las proporciones modales de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato (F) y fragmentos líticos (L) observados en lámina delgada. Las muestras analizadas se ubicaron principalmente en los campos de mezcla y arcos disectados (Figura 11A), coincidiendo con los resultados reportados por Cobos et al. (2022), aunque difieren de los presentados por Vera et al. (1986) y DGMM (1978), quienes propusieron una procedencia de arco transicional. Esta diferencia puede explicarse por variaciones laterales en el sistema de

transporte sedimentario, que implican mayores distancias desde las zonas fuente. Complementariamente, el diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988) ubicó las muestras en los campos correspondientes a provincias sedimentarias recicladas y provincias ígneas félsicas e intermedias (Figura 11B), lo que concuerda con los componentes identificados en el espectro detrítico. Asimismo, los diagramas multi-elementales basados en relaciones entre Th, Hf y Co (Figura 11C) plotean dentro del campo correspondiente al promedio de la corteza continental superior, según los parámetros definidos por Taylor y McLennan (1995), reforzando la interpretación de una fuente compuesta predominantemente por material continental reciclado y aporte magmático félsico a intermedio.

4.3. El ambiente tectónico de la Formación Yaruquies

Las proporciones de cuarzo, feldespato y líticas observadas en lámina delgada resultan similares a las composiciones modales reportadas para rocas sedimentarias formadas en cuencas *strike-slip* (Figura 12A). Las areniscas de la Formación Yaruquies son caracterizadas por presentar valores en la relación K_2O/Na_2O , cercanos a 1, lo cual es típico para areniscas depositadas en márgenes continentales activas (Figura 12B). Esto es concordante con los factores discriminantes 1C y 2C (Figura 12C). Las relaciones entre Th, La, Sc y Zr, también reportan condiciones de margen continental activa para estas muestras (Figuras 12D-12E).

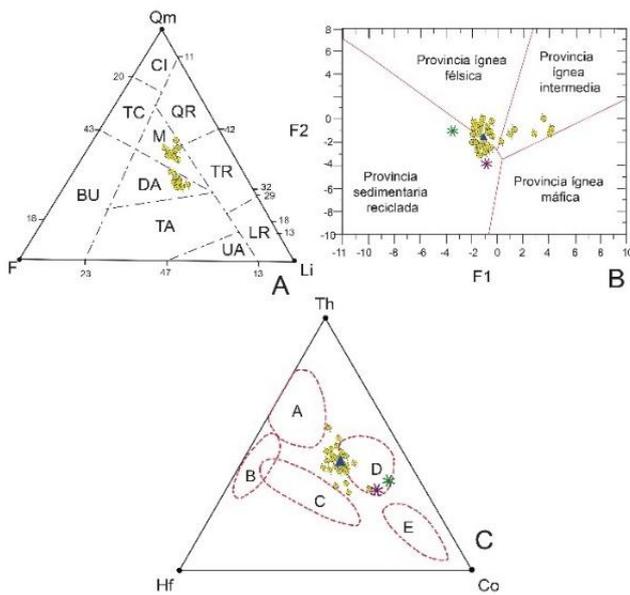


Figura 11: Diagrama de discriminación de proveniencia de la Formación Yaruquies. A. Diagrama de discriminación ternario (Qm: cuarzo monocristalino, F: feldespatos, L: líticas) de proveniencia (Dickinson, 1983); CI: Cratón interior, QR: Cuarzo reciclado, TR: Transicional reciclado, LR: Lítico reciclado, TC: Continental transicional, BU: basamento exhumado, UA: Arco no disectado, TA: Arco transicional, DA: Arco disectado, M: Mezcla. B. Diagrama binario de discriminación de proveniencia F1 y F2 Roser & Korsch, (1988), F1: $-(1.773TiO_2) + (0.607Al_2O_3) + (0.76Fe_2O_3) * -(1.5MgO) + (0.616CaO) + (0.509Na_2O) - (1.224K_2O) - 9.09$ y F2: $(0.445TiO_2) + (0.07Al_2O_3) - (0.25Fe_2O_3) * (1.142MgO) + (0.438CaO) + (1.475Na_2O) + (1.426K_2O) - 6.861$. C. Diagrama ternario de discriminación de proveniencia en base a las relaciones de Th, Hf y Co (Taylor & McLennan, 1995), A: Rocas volcánicas félsicas, B: cuarcitas de cuenca cratónica, C: areniscas feldespáticas, D: pelitas (UCC), E: grawacas de arco volcánico. Elaboración propia.

4.4. Implicaciones al modelo geológico regional

El espectro de edades, junto con las evidencias de campo y las características estratigráficas, respalda la interpretación de que la Formación Yaruquies no forma parte del relleno sinorogénico de la CAR, sino que corresponde al substrato estructural, compuesto por depósitos previos a la apertura de la CAR, posteriormente deformados. La Formación Yaruquies se desarrolla en discordancia sobre volcanoclásticos del Grupo Saraguro y exhibe una arquitectura fluvial de tipo meándrico, con barras de punto y planicies de inundación delimitadas por superficies erosivas de tercer y cuarto orden, consistentes con ambientes extensivos (Miall, 2014).

Los datos de procedencia indican una evolución en la fuente sedimentaria desde componentes cratónicos reciclados, probablemente derivados de la cordillera Real al este, hacia una fuente predominantemente magmática, con aportes desde el sur y sureste del área de estudio. Las provincias ígneas identificadas incluyen dominios félsicos e intermedios, con afinidades geoquímicas comparables a la corteza continental superior (Taylor & McLennan, 1995). Esta evolución en la procedencia se interpreta como resultado de procesos de levantamiento y erosión diferencial de la cordillera Real y asociados al desarrollo de sistemas de cuencas intramontañosas durante el Mioceno (Hungerbühler et al., 2002).

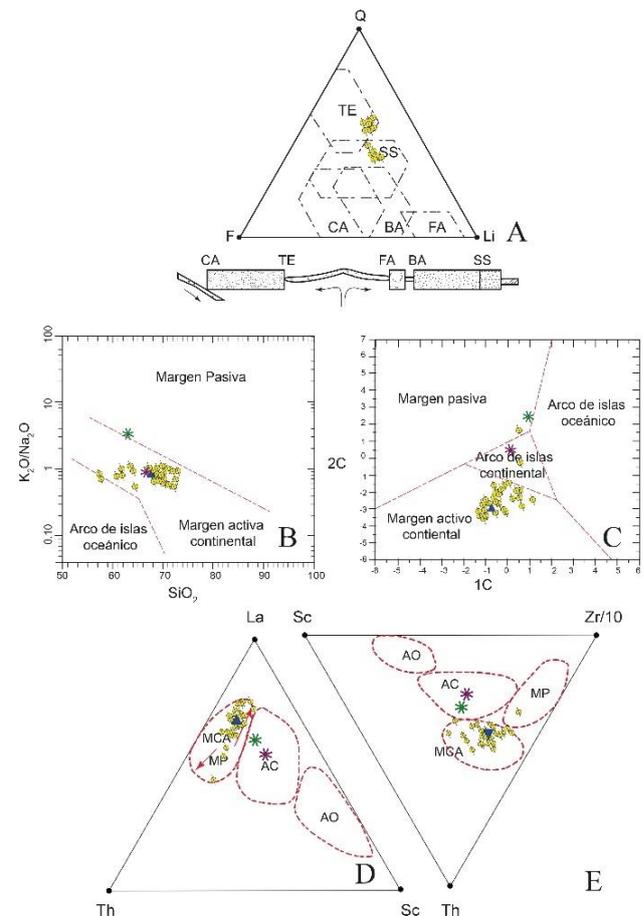


Figura 12: Diagramas de discriminación tectónica de la Formación Yaruquies. A. Diagrama de discriminación tectónica en función a las proporciones modales de cuarzo (Q), feldespato (F) y líticas (LI) según (Yerino & Maynard, 1984). B. Diagrama de discriminación tectónica en función a la relación de álcali y sílice (Roser & Korsch, 1988). C. Diagrama de discriminación tectónica de Bathia, (1983). 1C: $-(0.0447 SiO_2) - (0.972 TiO_2) +$

(0.008 Al₂O₃) – (0.267 Fe₂O₃) – (3.082 MnO) + (0.140 MgO) + (0.195 CaO) + (0.719 Na₂O) – (0.032 K₂O) + (7.510 P₂O₅) + (0.303); 2C: – (0.421 SiO₂) + (1.988 TiO₂) – (0.526 Al₂O₃) – (0.551 Fe₂O₃) + (2.720 MnO) + (0.881 MgO) – (0.907 CaO) – (0.177 Na₂O) – (1.840 K₂O) + (7.244 P₂O₅) + (43.57). D-E. Diagramas ternarios de clasificación tectónica en base a las relaciones entre Th, La, Sc y Zr (Bhatia & Crook, 1986), la nomenclatura de los diagramas se expone a continuación: A: arco de islas oceánico; B: arco continental; C: margen continental activa; D: margen pasiva. Elaboración propia

El análisis de minerales pesados realizado por Cobos *et al.*, (2022) identificó un cambio vertical en la fuente sedimentaria, desde un basamento cratónico con influencia metamórfica en la base hacia una fuente ígnea en niveles superiores. Los datos presentados en esta investigación coinciden en términos generales con dicha interpretación, aunque precisan que la fuente cratónica corresponde a material sedimentario reciclado, posiblemente vinculado a la Unidad Chiguinda del bloque Loja. Esta interpretación es coherente con los datos de paleocorrientes, que indican un transporte sedimentario dominante desde el este (Figura 13).

En conjunto, los resultados sugieren que la Formación Yaruquíes constituye parte de una secuencia sedimentaria miocénica depositada en condiciones tectónicas extensionales, asociadas a la evolución de cuencas intramontañosas del flanco occidental andino ecuatoriano. Este marco deposicional implicó un aporte mixto de material reciclado y magmático, condicionado por la topografía heredada y activa de la Cordillera Real, la cual habría actuado como barrera morfoestructural limitando el aporte desde la región oriental (Figura 13).

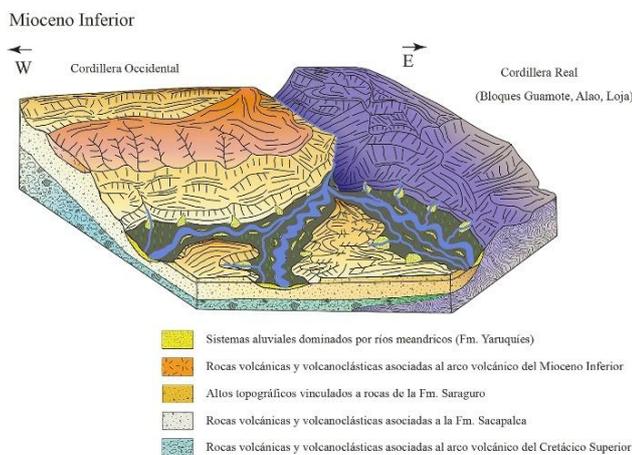


Figura 13. Modelo de depósito de la Fm. Yaruquíes en el Mioceno Inferior. Elaboración propia.

5. Conclusiones

En la sección Condamine–Yaruquíes, la Formación Yaruquíes se caracteriza por un conjunto de litofacies (Gcm, Gci, Gp, St, Sp, Sl, Fl y Fm) que se disponen en arreglos arquitectónicos típicos de sistemas fluviales meándricos, con desarrollo de barras de punto y planicies de inundación, separados por superficies de erosión de tercer y cuarto orden.

Los datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos indican que las areniscas de la Formación Yaruquíes corresponden a litoarenitas con composición compatible con una provincia sedimentaria reciclada, alimentada por fuentes cratónicas del este (Cordillera Real) y por aportes ígneos félsicos e intermedios

provenientes del sur y sureste. Su depósito tuvo lugar durante el Mioceno Inferior, bajo un contexto tectónico activo de margen continental.

La Formación Yaruquíes se habría desarrollado durante el Mioceno Inferior en un contexto extensional previo a la apertura del Valle Interandino, constituyendo parte de su sustrato deformado. Su evolución refleja una transición desde fuentes cratónicas recicladas hacia aportes magmáticos juveniles, controlada por la morfología activa de la Cordillera Real y por la interacción entre procesos extensionales locales y la tectónica compresiva andina

Agradecimientos

Este trabajo fue desarrollado en el marco del Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano, desarrollado por el Instituto de Investigación Geológica y Energético del Ecuador, anexo al Ministerio de Energía y Minas, producto del levantamiento de información geológica en la Hoja Topográfica de Indanza, escala 1:100.000, en los años 2018 y 2019. El equipo de trabajo extiende saludos de agradecimientos a la PHd. Natálie Černý y a la MSc. Milada Dvořák del Geological Survey (CGS) por su continuo apoyo al desarrollo de las ciencias en Sudamérica. Finalmente, agradecemos la cooperación de los centros de investigación Georeserch S.A. y Geoconsults S.A.

Conflicto de intereses

Los autores declaran que no existen conflictos de intereses.

Referencias

- Balaram, V., & Subramanyam, K. S. V. (2022). Sample preparation for geochemical analysis: Strategies and significance. *Advances in Sample Preparation*, 1, 100010. <https://doi.org/10.1016/j.sampre.2022.100010>
- BGS-CODIGEM. (1997a). *Mapa geológico de Riobamba*, escala 1:100 000. Ministerio de Minas, Quito, Ecuador.
- BGS-CODIGEM. (1997b). *Mapa geológico de Alausi*, escala 1:100 000. Ministerio de Minas, Quito, Ecuador.
- Bhatia, M. R., & Crook, K. A. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2), 181-193. <https://doi.org/10.1007/BF00375292>
- Buenaño Lascano, P. A. (2018). *Análisis geológico y geofísico aplicado a la prospección hidrogeológica entre las localidades de Riobamba y Pungalá* [Trabajo de titulación, Escuela Politécnica Nacional]. Repositorio de la Escuela Politécnica Nacional.
- Carrasco, H., Spikings, R., Chiaradia, M., Ulianov, A., Buenaño, P., Zambrano, A., ... & Beate, B. (2023). Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the Early Cretaceous Andean margin within Ecuador: The Alao Arc. *Lithos*, 462, 107400. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107400>
- Cobos, N., Romero, C. W., Dvořáková, K. V., Oñate, L., Condoy, D. P., Carranco, F. R., Castillo, M., Freyle, H., & Gramal, A. B. (2022, noviembre). Análisis de proveniencia de la Unidad Yaruquíes, Riobamba-Ecuador. [Póster presentado en el 17° Encuentro Internacional de Ciencias de la Tierra, Instituto de Investigación Geológica y Energético]. ResearchGate. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.31501.00484/1>

- CODIGEM. (1997). Memoria técnica del mapa geológico de Riobamba - Alausí, escala 1:250.000. Ministerio de Minas y Producción. Biblioteca Nacional de la Casa de la Cultura, Quito, Ecuador.
- Cox, R., Lowe, D. R., & Cullers, R. L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14), 2919-2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
- Cullers, R. L. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51(3), 181-203. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00063-8)
- DGMM. (1978). *Mapa geológico de la Provincia de Chimborazo*, escala 1:250 000. Ministerio de Minas, Quito, Ecuador.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In *Provenance of arenites* (pp. 333-361). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R., Lindberg, F., & Ryberg, P. T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222-235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94%3C222:PONAPS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94%3C222:PONAPS%3E2.0.CO;2)
- Drobe, J., Lindsay, D., Stein, H., & Gabites, J. (2013). Geology, mineralization, and geochronological constraints of the Mirador Cu-Au porphyry district, southeast Ecuador. *Economic Geology*, 108(1), 11-35. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.1.11>
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., & Egues, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259(1-3), 101-116. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00075-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00075-5)
- Egüez, A., Dugas, F., & Bonhomme, M. (1992). Las unidades Huigra y Alausí en la evolución geodinámica del Valle Interandino del Ecuador. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 3(1), 47-55.
- Folk, R. L. (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill publishing company. <https://repositories.lib.utexas.edu/bitstreams/4537855d-d386-4794-bfbc-0f24715e64dc/download>
- Fralick, P. W., & Kronberg, B. I. (1997). Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, 113(1-2), 111-124. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00049-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00049-3)
- Greensmith, J. (2012). *Petrology of the sedimentary rocks*. Springer Science & Business Media. [https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=9msyBwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PT10&dq=Greensmith+\(2012\)+sandstone+classification&ots=DAZOTBEeeL&sig=oX1rfu5aDMMVwcvMrSY3IIUhcxA](https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=9msyBwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PT10&dq=Greensmith+(2012)+sandstone+classification&ots=DAZOTBEeeL&sig=oX1rfu5aDMMVwcvMrSY3IIUhcxA)
- Gehrels, G., & Pecha, M. (2014). Detrital zircon U-Pb geochronology and Hf isotope geochemistry of Paleozoic and Triassic passive margin strata of western North America. *Geosphere*, 10(1), 49-65. <https://doi.org/10.1130/GES00889.1>
- Gutiérrez, E. G., Horton, B. K., Vallejo, C., Jackson, L. J., & George, S. W. (2019). Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. In *Andean Tectonics* (pp. 237-268). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00011-3>
- Herron, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5), 820-829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., Helg, E., & Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1-2), 75-124. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00071-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00071-X)
- IIGE. (2022). *Mapa geológico de Riobamba*, escala 1:100 000. Ministerio de Energía y Minas, Quito, Ecuador.
- INEMIN. (1989). *Mapa metalogénico de la Cordillera Occidental*, escala 1:500 000. Ministerio de Minas, Quito, Ecuador.
- INIGEMM. (2013). *Memoria del Proyecto de Cartografía de Movimientos en Masa y Riesgos Geológicos*. Ministerio de Minas y Petróleos, Quito, Ecuador.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. (2024). GCDkit. Mineral: A customizable, platform-independent R-language environment for recalculation, plotting, and classification of electron probe microanalyses of common rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 109(9), 1598-1607. <https://doi.org/10.2138/am-2023-9032>
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., Helg U., & Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1-2), 75-124. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00071-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00071-X)
- Kettanah, Y. A., Armstrong-Altrin, J. S., & Mohammad, F. A. (2021). Petrography and geochemistry of siliciclastic rocks of the Middle Eocene Gercus Formation, northern Iraq: Implications for provenance and tectonic setting. *Geological Journal*, 56(5), 2528-2549. <https://doi.org/10.1002/gj.3880>
- Kumar, V., Kumar, S., Kumar, N., & Bangroo, P. N. (2013). Separation and pre-concentration of rare earth elements in geological materials using used green tea leaves and their determination by ICP-OES. *Journal of the Indian Chemical Society*, 90(11), 2147-2151
- Lavenu, A., Baudino, R., & Ego, F. (1996). Stratigraphie des depots Tertiaires et Quaternaires de la Depression Interandine d'Equateur (entre 0° et 2°15S). *Bulletin Institut Français d'Etudes Andines*, 25, 1-15.
- Leica Pérez, Á. D. (2023). *Estudio litoestratigráfico y sedimentológico de la división Guamote al occidente de la cordillera real, en Ecuador* [Bachelor's thesis, Escuela Politécnica Nacional].
- Litherland, M., Aspden, J. A., & Jemielita, R. A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 11, 2 map enclosures at 1:500,000 scale. British Geological Survey, Nottingham. <https://doi.org/10.1017/S0016756897297657>
- Luzieux, L. (2007). Origin and Late Cretaceous-Tertiary evolution of the Ecuadorian forearc (Doctoral dissertation, ETH Zurich). <https://www.research-collection.ethz.ch/bitstream/handle/20.500.11850/149733/eth-29364-02.pdf>
- McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4). <https://doi.org/10.1029/2000GC000109>
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., & Hanson, G. N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. En M. J. Johnsson & A. Basu (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* (pp. 21-40). Geological Society of America Special Paper 284. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., & Hanson, G. N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. En M. J. Johnsson & A. Basu (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* (pp. 21-40). Geological Society of America Special Paper 284. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- Miall, A. D. (2014). *Fluvial depositional systems* (Vol. 14, p. 316). Cham: Springer International Publishing.

- Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1982). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), 1523-1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Ochoa Castillo, D. A. (1975). *Corte geológico de la Cordillera Occidental entre Pallatanga y Riobamba: Investigación geotécnica* [Tesis de pregrado, Escuela Politécnica Nacional]. EPN, Quito, Ecuador.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1972). *Mineral and chemical composition. Sand and Sandstone*, 25-67. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6_2
- Pinto, F. G., Junior, R. E., & Saint'Pierre, T. D. (2012). Sample preparation for determination of rare earth elements in geological samples by ICP-MS: A critical review. *Analytical Letters*, 45(12), 1537-1556.
- Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307(3-4), 235-254.
- Romero, C. W., Condoy, D. P., Carranco, F., & Gramal, A. B. (2022, noviembre). *Análisis litoestratigráfico de la Unidad Yaruquíes, Ecuador*. En *Actas del E-ICES 16*. Instituto de Investigación Geológico y Energético, Ecuador. <https://www.researchgate.net/publication/365174199>
- Romero-Cóndor, C., Carranco-Andino, F., Gramal-Aguilar, A., Cobos-Maldonado, N., Pazmiño-Aguilar, P., Condoy-Guiracocha, D., & Betancourt-Valdivieso, F. (2023). Petrografía y geoquímica del intrusivo de Naiza, cordillera Cutucú, Ecuador. *Boletín de Geología*, 45(3), 15-36. <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n3-2023001>
- Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67(1-2), 119-139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)
- Rudnick, R., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. En R. L. Rudnick (Ed.), *The Crust*. En H. D. Holland & K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 3, pp. 1-64). Elsevier-Pergamon, Oxford.
- SEPE. (1998). *Análisis palinológico de muestras del bloque interandino y Cordillera Occidental: Proyecto de reconocimiento de la Cordillera Occidental, Bloque Hidrocarburos 32*. Ministerio de Energía. Biblioteca Nacional de la Casa de la Cultura, Quito, Ecuador.
- Schütte, P., Chiaradia, M., & Beate, B. (2010). Petrogenetic evolution of arc magmatism associated with Late Oligocene to Late Miocene porphyry-related ore deposits in Ecuador. *Economic Geology*, 105(7), 1243-1270. <https://doi.org/10.2113/econgeo.105.7.1243>
- Spikings, R. A., Crowhurst, P. V., Winkler, W., & Villagomez, D. (2010). Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(3-4), 121-133. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.04.002>
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Spikings, R., Paul, A., Vallejo, C., & Reyes, P. (2021). Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera Real, Ecuador: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses and detrital zircon U/Pb geochronology. *Gondwana Research*, 90, 77-101. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.10.009>
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2), 241-265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>
- Tibaldi, A., & Ferrari, L. (1992). Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 205(1-3), 109-125. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90421-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90421-2)
- Vallejo, C., Spikings, R. A., Horton, B. K., Luzieux, L., Romero, C., Winkler, W., & Thomsen, T. B. (2019). Late Cretaceous to Miocene stratigraphy and provenance of the coastal forearc and Western Cordillera of Ecuador: Evidence for accretion of a single oceanic plateau fragment. En *Andean Tectonics* (pp. 209-236). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00010-1>
- Vallejo, C., Romero, C., Horton, B. K., Spikings, R. A., Gaibor, J., Winkler, W., Esteban J. J., Thomsen T. B. & Mariño, E. (2021). Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America. *Global and Planetary Change*, 204, 103555. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103555>
- Vera, R., Noblet, C., & Dugas, F. (1986). Sedimentación continental en las cuencas intramontañosas terciarias del Ecuador: Un análisis preliminar. En *Congreso Geológico Ecuatoriano*. EPN, Quito, Ecuador.
- Villagómez Díaz, D. R. (2003). *Evolución geológica Plio-cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio)* [Tesis de pregrado, Escuela Politécnica Nacional]. ResearchGate. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.18366.43843>
- Villares, F., Garcia-Casco, A., Blanco-Quintero, I. F., Montes, C., Reyes, P. S., & Cardona, A. (2021). The Peltetec ophiolitic belt (Ecuador): A window to the tectonic evolution of the Triassic margin of western Gondwana. *International Geology Review*, 63(18), 2232-2256. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1830313>
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., & Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), 5-19. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.006>
- Yerino, L. N., & Maynard, J. B. (1984). Petrography of modern marine sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas. *Sedimentology*, 31(1), 83-89. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00724.x>
- Winter, L. S., Tosdal, R. M., Mortensen, J. K., & Franklin, J. M. (2010). Volcanic stratigraphy and geochronology of the Cretaceous Lancones basin, northwestern Peru: Position and timing of giant VMS deposits. *Economic Geology*, 105(4), 713-742. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.4.713>

Material suplementario 1: Listado de muestras recolectadas y detalle de análisis realizados.

Muestra	UTM-X*	UTM-Y*	Petrografía	Geoquímica	Geocronología
Yq01	758314E	9812721N	X	X	
Yq02	758310E	9812697N	X	X	
Yq03	758316E	9812682N		X	X
Yq04	758311E	9812643N		X	
Yq05	758311E	9812671N		X	
Yq06	758313E	9812677N	X	X	
Yq07	758312E	9812691N	X	X	
Yq08	758312E	9812699N		X	
Yq09	758315E	9812696N	X	X	
Yq10	758474E	9812613N		X	
Yq11	758468E	9812561N		X	
Yq12	758465E	9812619N	X	X	
Yq13	758476E	9812595N	X	X	
Yq14	758478E	9812565N		X	
Yq15	758474E	9812619N		X	
Yq16	758443E	9812332N	X	X	
Yq17	758453E	9812338N	X	X	
Yq18	758459E	9812361N	X	X	
Yq19	758542E	9812416N		X	
Yq20	758560E	9812444N	X	X	
Yq21	758569E	9812484N	X	X	
Yq22	758547E	9812510N	X	X	
Yq23	758320E	9812767N		X	
Yq24	758325E	9812733N	X	X	
Yq25	758307E	9812687N		X	
Yq26	758313E	9812645N		X	
Yq27	758427E	9812639N	X	X	
Yq28	758473E	9812612N	X	X	

*Las coordenadas de las muestras recolectadas se proyectaron en sistema WGS84-17S.

Material suplementario 2: Análisis petrográficos de la Formación Yaruquíes.

Muestras	Qm	Qp	Q	P	K	F	Ls	Lv	Lm	L	T
Yq01	140	32	172	49	0	49	27	39	13	79	300
Yq02	126	36	162	56	0	56	24	42	16	82	300
Yq06	125	30	155	57	3	60	20	41	24	85	300
Yq07	124	31	155	57	9	66	26	38	15	79	300
Yq09	130	37	167	54	9	63	18	37	15	70	300
Yq12	128	41	169	46	3	49	22	45	15	82	300
Yq13	121	43	164	57	0	57	30	38	11	79	300
Yq16	114	45	159	54	0	54	32	40	15	87	300
Yq17	125	36	161	54	4	58	26	41	14	81	300
Yq18	107	27	134	67	5	72	36	38	20	94	300
Yq20	98	22	120	64	7	71	33	44	32	109	300
Yq21	97	23	120	66	8	74	31	41	34	106	300

Yq22	101	25	126	64	6	70	35	39	30	104	300
Yq24	96	20	116	67	7	74	33	44	33	110	300
Yq27	95	23	118	59	5	64	35	46	37	118	300
Yq28	91	27	118	61	7	68	33	43	38	114	300

Qm: cuarzo monocristalino; *Qp*: cuarzo policristalino; *Q*: cuarzo total; *P*: plagioclasa; *K*: feldespato de potasio; *F*: feldespato total; *Ls*: líticos sedimentarios; *Lv*: líticos volcánicos; *Lm*: líticos metamórficos; *L*: líticos total; *T*: total de granos.

Material suplementario 3: Datos geoquímicos de la Formación Yaruquíes

Muestras	Yq01	Yq02	Yq03	Yq04	Yq05	Yq06	Yq07	Yq08	Yq09	Yq10	Yq11	Yq12	Yq13	Yq14	Yq15	Yq16
<i>Óxidos mayores [%]</i>																
SiO ₂	71.85	70.31	70.08	69.05	69.01	67.84	69.72	67.76	72.43	72.01	72.15	69.83	60.85	61.43	57.02	57.02
TiO ₂	0.78	0.89	0.8	0.76	0.79	0.86	0.71	0.75	0.84	0.85	0.75	0.94	0.61	0.6	0.49	0.48
Al ₂ O ₃	9.55	10.28	10.85	10.71	6.5	10.02	10.21	8.68	8.59	9.03	8.95	8.26	10.76	11.44	8.9	8.91
Fe ₂ O ₃	4.83	6.16	5.85	6.7	4.62	5.19	5.26	5.65	4.98	5.35	4.91	6.08	5.49	5.13	4.33	4.42
MnO	0.08	0.06	0.08	0.14	0.29	0.16	0.08	0.16	0.12	0.12	0.07	0.16	0.1	0.1	0.17	0.18
MgO	1.8	1.44	1.54	1.38	1.28	1.77	1.87	1.93	1.46	1.42	1.5	1.72	1.95	2.01	1.9	1.84
CaO	5.08	4.17	3.98	3.92	10.8	7.28	5.89	7.72	5.04	4.9	4.72	5.71	14.25	14.22	18.28	17.46
Na ₂ O	2.3	1.92	2.03	2.27	1.5	2.54	2.59	3.08	2.59	3.07	2.53	2.98	1.45	1.5	1.68	1.66
K ₂ O	2.09	1.92	2.09	1.75	0.98	1.84	1.75	2.12	2.35	1.62	1.78	1.92	1.1	1.14	1.24	1.25
P ₂ O ₅	0.18	0.14	0.16	0.14	0.16	0.18	0.17	0.16	0.14	0.14	0.14	0.18	0.18	0.1	0.09	0.09
LOI	6.7	5.9	5.35	5.43	3.55	5.6	4.75	5.99	5.97	6.7	6.18	5.1	6.38	6.4	9.07	9.89
Total	98.54	97.29	97.46	96.82	95.93	97.68	98.25	98.01	98.54	98.51	97.5	97.78	96.74	97.67	94.1	93.31
CIA	50.21	56.21	57.26	57.43	32.86	46.22	49.95	40.19	46.26	48.5	49.78	43.77	39.04	40.42	29.57	30.43
CIW	56.41	62.8	64.35	63.37	34.57	50.5	54.63	44.56	52.96	53.12	55.25	48.73	40.67	42.12	30.84	31.79
PIA	50.27	57.85	59.31	59.14	30.98	45.44	49.94	37.79	44.99	48.18	49.72	42.18	38.09	39.58	27.73	28.6
ICV	1.78	1.61	1.51	1.58	3.12	1.96	1.78	2.47	2.02	1.92	1.82	2.36	2.32	2.16	3.16	3.06
<i>Elementos Traza [ppm]</i>																
Li	7.7	7.39	7.24	7.06	9.15	10.56	10.56	10.12	10.78	8.58	11.22	10.34	7.26	8.14	9.02	6.38
Mo	0.26	1.11	0.46	1.69	0.94	0.44	0.32	0.48	0.68	0.35	0.91	0.39	0.64	0.23	0.41	0.19
V	84.72	86.71	81.36	77.93	51.22	63.69	63.3	68.78	81.78	50.85	59.46	74.98	103.67	70.81	43.9	51.32
Cr	116.52	158.23	187.14	107.08	112.1	125.39	126.75	168.93	170.87	74.89	101.17	176.95	351.21	118.64	90.93	136.43
Co	12.82	10.02	15.25	17.9	15.67	13.8	15.41	15.36	14.74	12.46	10.69	14.13	13.12	13.35	16.26	12.3
Cu	7.36	10.39	10.65	18.28	6.06	12.08	13.84	14.35	9.04	9.25	6.43	15.92	8.94	20.57	8.86	6.11
Ni	45.42	37.05	59.77	67.89	34.67	50.17	74.33	68.26	61.39	37.41	50.89	58.27	54.06	72.73	39.24	46.92
Sn	2	3	4	5	3	5	4	4	3	4	3	4	4	4	4	3
Zn	50.75	59.27	59.96	75.43	41.04	55.08	62.39	63.74	55.44	63.29	54.08	57.94	61.42	59.52	39.98	33.15
Ga	8	7	9.5	8.3	8.2	7.5	6.8	7.8	7.1	8.2	9.1	8.8	8.6	9.2	9.7	9.4
Rb	69.42	67.77	52.79	56.4	30.83	60.27	54.32	77.36	77.7	58.64	47.24	62.52	51.52	64.16	34.19	35.92
Sr	187.66	174.99	157.18	189.16	293.68	237.13	177.5	178.57	184.74	195.74	180.26	178.87	147.02	199.85	286.33	283.8
Zr	188.82	348.6	204.91	182.06	240.89	205.1	182.43	216.27	206.18	223.49	180.41	198.76	300.65	132.58	95.1	114.03
Nb	9.41	13.08	9.98	9.88	8.83	10.74	9.82	11.66	10.23	10.28	9.06	10.49	13.08	8.47	3.99	4.88
Cs	4.4	3.9	5.1	5.7	6.5	6.1	7.1	6.9	5.2	3.4	4.1	6.6	5.5	5.9	6.3	5
Ba	242.03	218.32	142.04	208.22	111.84	175.55	119.26	279.04	278.11	241.62	126.27	175.34	160.29	128.13	439.43	57.72
Hf	8.4	8.82	9.1	8.96	9.66	9.94	9.24	10.22	9.52	9.24	10.08	8.82	9.1	9.24	9.94	9.52
Ta	2.1	2.3	2.2	2.7	2.9	2.4	3	2.5	1.7	3	2.4	2.2	2.8	2.9	2.8	3
Pb	15.87	16.34	10.98	20.55	14.79	14.38	21.78	16.4	14.18	19.72	23.49	15.1	10.59	12.71	13.97	10.73
Th	18.15	24.61	20.1	19.6	18.32	17.72	16.47	21.35	19.48	20.88	16.24	18.73	24.37	14.82	11.81	11.11
U	1.05	2.56	0.5	2.8	2.55	2.53	1.12	2.83	1.09	2.08	0.74	2	2.65	2.05	0.89	1.34

<i>REE [ppm]</i>																
Sc	8.54	7.84	7.28	7.98	8.68	8.82	8.12	7.28	7.56	7.7	7.98	8.26	8.82	9.24	9.38	10.08
La	43.29	25.44	57.96	47.19	51.09	63.84	69.16	60.19	51.09	37.44	71.96	44.59	38.09	55.44	63.56	56.29
Ce	54.99	53.04	74.76	67.99	73.19	77.04	71.96	65.39	82.29	55.44	57.96	52.39	70.59	78.24	73.36	66.69
Pr	12.623	10.68	12.18	8.97	12.22	10.2	12.04	10.14	10.53	10.92	11.9	10.53	9.88	9.96	10.22	9.88
Nd	32.89	23.04	32.76	25.09	26.39	27.84	29.96	28.99	35.49	20.64	39.76	25.09	28.99	30.24	31.36	27.69
Sm	3.73	4.16	5.04	5.46	3.73	3.36	6.91	3.73	5.46	5.76	5.97	5.46	5.46	4.16	6.91	3.73
Eu	1.74	1.45	1.61	1.48	1.5	1.04	1.38	1.64	1.59	1.61	1.52	1.43	1.42	1.57	1.79	1.41
Y	24.55	30.15	25.67	27	27.63	26.45	26.9	27.96	25.26	33.64	25.63	26.01	32.23	21.34	20.99	21.84
Gd	2.77	3.2	2.83	2.78	2.33	3.21	2.87	3.02	2.73	2.67	3.08	3.4	2.96	2.61	2.39	2.64
Tb	0.98	1.04	0.44	0.76	0.76	0.86	0.68	0.82	0.91	0.94	0.96	1.07	0.82	0.9	0.93	0.98
Dy	4.73	4.8	3.29	3.57	3.08	3.1	3.93	4.64	4.22	3.85	3.96	4.27	4	3.37	2.82	3.93
Ho	1.02	0.9	0.66	0.76	0.53	0.73	0.9	0.83	0.88	0.79	0.77	0.91	0.71	0.64	0.65	0.76
Er	2.3	2.3	2.2	1.9	1.7	2.2	2.4	2.1	1.7	1.8	1.5	1.6	2.1	2	1.8	1.9
Tm	0.79	0.78	0.67	0.51	0.41	0.63	0.77	0.68	0.55	0.55	0.48	0.51	0.6	0.51	0.45	0.57
Yb	2.91	2.76	2.33	1.97	1.92	2.4	2.36	2.15	2.28	1.92	2.49	2.36	2	1.6	1.85	2.33
Lu	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2
Tl	2.67	2.04	1.7	2.16	1.1	2.2	1.8	1.92	2.51	1.71	2.49	2.02	2.2	1.51	1.32	2.02
W	9.71	10.8	13.81	9.41	8.33	12	14.62	11.33	12.57	9.64	13.6	11.25	11	10.66	9.7	10.62
Ti	4676.1	5335.55	4796	4556.2	4736.05	5155.7	4256.45	4496.25	5035.8	5095.75	4496.25	5635.3	3656.95	3597	2937.55	2877.6
REE	198.153	171.98	229.88	203.71	215.46	232.12	240.64	219.76	232.84	186.07	236.12	188.18	209.07	222.12	228.76	210.92
HREE	40.35	46.33	38.29	39.55	38.66	39.98	41.11	42.4	38.83	46.56	39.07	40.43	45.82	33.27	32.18	35.15
LREE	157.803	125.65	191.59	164.16	176.8	192.14	199.53	177.36	194.01	139.51	197.05	147.75	163.25	188.85	196.58	175.77

Continuación

Muestras	Yq17	Yq18	Yq19	Yq20	Yq21	Yq22	Yq23	Yq24	Yq25	Yq26	Yq27	Yq28	Promedio	UCC	PAAS	
<i>Oxidos mayores [%]</i>																
SiO ₂	61.36	63.77	63.88	69.26	67.7	71	70.02	64.48	67.68	67.54	67.26	68.46	67.17	66.62	62.4	
TiO ₂	0.46	0.51	0.48	0.81	0.86	0.67	0.96	0.83	0.77	0.91	0.96	0.87	0.75	0.64	0.99	
Al ₂ O ₃	10.28	9.29	9.42	7.96	9.24	9.68	9.84	11.34	9.18	10.64	9.06	9.32	9.53	15.4	18.78	
Fe ₂ O ₃	4.85	4.74	4.7	6.66	6.79	6	5.44	5.54	5.46	6.57	5.37	5.53	5.45	5.04	7.18	
MnO	0.17	0.17	0.17	0.08	0.08	0.07	0.07	0.16	0.11	0.18	0.13	0.14	0.13	0.1	0.11	
MgO	1.61	1.7	1.66	1.29	1.68	1.38	2.14	1.66	1.86	2.36	1.8	2.19	1.72	2.48	2.19	
CaO	14.18	11.76	11.54	3.71	2.78	5.03	5.97	11.16	8.5	6.41	8.12	6.19	8.17	3.59	1.29	
Na ₂ O	1.55	1.49	1.68	2.08	1.98	1.96	1.76	2.04	1.84	2.04	1.86	2.06	2.07	3.27	1.19	
K ₂ O	1.56	1.6	1.57	1.62	1.34	1.1	1.52	1.13	1.62	1.44	1.87	2.09	1.62	2.8	3.68	
P ₂ O ₅	0.12	0.09	0.1	0.14	0.17	0.18	0.1	0.14	0.14	0.16	0.18	0.17	0.14	0.15	0.16	
LOI	7.47	9.45	9.37	7.29	7.65	6.53	7.3	9.11	7.34	5.87	7.57	7.59	6.84	1	1	
Total	96.14	95.12	95.2	93.61	92.62	97.07	97.82	98.48	97.16	98.25	96.61	97.02	96.76	101.09	98.97	
CIA	37.29	38.48	38.91	51.79	60.23	54.47	51.55	44.18	43.42	51.83	43.33	47.41	44.55	61.45	75.3	
CIW	39.52	41.22	41.61	57.89	66	58.07	56	46.21	47.03	55.74	47.58	53.04	48.2	69.18	88.33	
PIA	35.66	36.72	37.26	52.27	62.4	55.11	51.84	43.61	42.23	52.12	41.88	46.71	43.58	64.75	85.89	
ICV	2.37	2.36	2.31	2.04	1.68	1.67	1.82	1.99	2.2	1.87	2.22	2.05	2.09	1.16	0.89	
<i>Elementos Trazas [ppm]</i>																
Li	8.36	8.14	8.58	7.7	8.8	9.24	8.36	8.14	9.46	9.02	8.8	8.36	8.73	21	-	
Mo	0.15	0.25	0.51	0.13	0.16	0.09	0.31	0.83	0.15	0.5	0.76	0.25	0.49	1.1	-	
V	59.57	61.68	61.03	66.75	146.17	159.46	60.08	78.25	52.8	68.54	47.44	82.81	73.54	97	150	
Cr	138.27	137.91	201.29	180.58	41.99	67.98	94.77	254.41	90.36	224.53	210.15	149.61	146.97	92	110	

Co	15.8	10.23	13.92	12.47	11.71	26.03	9.53	12.67	12.45	11.19	13.72	14.43	13.84	17.3	23
Cu	15.21	13.87	10.68	14.35	22.18	14.42	5.97	10.85	7.93	4.75	3.27	21.16	11.53	28	50
Ni	71.73	54.13	49.87	83.67	62.57	50.15	37.9	58.83	36.48	49.86	59	90.5	53.59	47	55
Sn	3	2	3	2	2	3	3	2	3	2	3	4	3.25	2.1	-
Zn	61.04	44.97	43.95	53.47	74.16	99.47	47.26	55.09	47.81	56.88	52.19	76.85	57.34	67	85
Ga	8.5	8	7.7	7.3	6.9	8.1	7.5	7.4	8.6	8	7.4	8.3	8.1	17.5	-
Rb	48	41.44	43.43	56.25	27.76	27.23	46.03	53.49	46.76	34.86	27.47	65.15	50.68	84	160
Sr	223.14	220.94	236.29	181.56	250.17	288.21	233.1	197.11	260.9	264.42	232.14	145.45	213.78	320	200
Zr	160.34	165.68	215.53	174.75	147.77	134.7	171.48	296.83	164.15	231.06	273.38	183.3	197.83	193	210
Nb	7.25	7.3	7.09	7.8	9.13	8.39	8.72	11.92	8.51	9.47	7.22	10.99	9.2	12	19
Cs	7	5.5	6.1	6.3	4.4	4.9	4.8	5.2	5.3	6.1	6	5.9	5.54	4.9	-
Ba	81.54	61.64	77.41	122.77	54.43	44.02	147.3	104.32	145.03	92.67	54.53	171.01	152.14	624	650
Hf	10.22	10.36	9.24	9.94	9.52	10.22	9.1	10.92	11.2	9.66	8.82	10.5	9.63	5.3	5
Ta	1.9	2.3	3.5	3.3	2.8	2.4	2.2	2.9	3	2.8	3.4	3.2	2.66	0.9	-
Pb	15.6	12.17	12.72	14.26	12.39	18.69	13.37	13.93	12.25	12.77	10.8	15.43	14.86	17	-
Th	14.08	14.32	16.32	15.63	17.12	17.52	16.7	22.13	15.98	17.8	14.19	19.12	17.67	10.5	14.6
U	0.31	3.05	1.06	1.61	2.55	1.91	1.03	2.39	1.56	1.17	2.2	3.14	1.81	2.7	3.1
<i>REE [ppm]</i>															
Sc	9.1	8.82	8.12	8.26	9.38	7.42	5.46	5.32	5.74	5.32	5.04	5.18	7.74	14	15.89
La	53.69	44.64	55.16	53.69	51.09	51.84	56.56	47.19	48.49	39.84	55.16	54.99	51.75	31	44.56
Ce	51.09	75.84	63.56	66.69	79.69	57.84	83.16	69.29	66.69	56.64	74.76	70.59	67.54	63	88.25
Pr	9.36	8.88	9.52	10.92	10.53	8.52	9.66	9.88	12.22	10.32	11.62	10.53	10.53	7.1	10.15
Nd	30.29	25.44	31.36	26.39	31.59	25.44	31.36	30.29	25.09	24.24	31.36	27.69	28.81	27	37.32
Sm	3.73	4.16	5.97	6.33	4.59	4.48	5.88	4.77	6.33	5.36	6.63	6.41	5.13	4.7	6.884
Eu	1.41	1.92	2.24	2.52	1.66	1.51	1.95	1.79	1.97	1.37	1.6	1.63	1.63	1	1.215
Y	22.97	21.33	25.08	25.37	27.7	26.64	23.44	29.54	22.62	29.34	23.53	23.27	25.86	21	27.31
Gd	3.27	2.96	2.61	2.56	2.83	2.87	2.59	2.31	2.67	2.96	3.07	2.96	2.83	4	6.043
Tb	0.99	1.15	1.05	1.12	1.28	1.04	0.92	1.16	1.15	1.17	1.04	1.07	0.96	0.7	0.8914
Dy	4.32	4	4	4.1	3.82	3.91	3.4	3.1	3.56	5.19	5.14	4.61	3.95	3.9	5.325
Ho	0.88	0.86	0.83	0.76	0.86	0.8	0.78	0.71	0.69	0.87	1.08	0.88	0.8	0.83	1.053
Er	2	1.7	1.5	1.8	1.9	2.1	1.7	1.5	1.4	1.3	1.6	1.9	1.85	2.3	3.075
Tm	0.68	0.58	0.49	0.51	0.57	0.63	0.46	0.4	0.37	0.47	0.58	0.66	0.57	0.3	0.451
Yb	2.4	2.18	2.17	2.1	2.33	1.9	1.79	1.97	2.06	2.91	2.57	2.18	2.22	2	3.012
Lu	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.5	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.5	0.33	0.31	0.4386
Tl	3.12	2.18	2.5	1	1.06	1.05	1.88	1.41	1.96	2.53	2.82	1.94	1.96	0.9	-
W	10.8	10.32	12.8	10.9	10.3	10.69	9.25	8.37	9.65	14.18	13.62	13.72	11.2	1.9	-
Ti	2757.7	3057.45	2877.6	4855.95	5155.7	4016.65	5755.2	4975.85	4616.15	5455.45	5755.2	5215.65	4494.11	3836.8	5935.05
REE	196.48	204.86	213.96	213.42	230.22	197.44	229.41	209.62	201.45	187.6	225.18	215.05	212.52	183.14	251.868
HREE	37.81	35.16	38.03	38.62	41.69	40.39	35.38	41.09	34.92	44.51	39.01	38.03	39.38	35.34	47.599
LREE	158.67	169.7	175.93	174.8	188.53	157.05	194.03	168.53	166.53	143.09	186.17	177.02	173.14	147.8	204.269

Material suplementario 4: Datos geocronológicos U-Pb en circones de la muestra Yq03 de la Formación Yaruquíes.

Yq03														
Grain no.	Ratios						Age [Ma]							
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	Best age	1σ
Yq03-056	0.04133	0.00646	0.02122	0.01428	0.00315	0.000327	33	10	33	3.6	18.3	0.7	18.3	0.7
Yq03-047	0.04028	0.00287	0.01922	0.004088	0.00322	0.000555	27	10.1	31	3.2	19.8	0.6	19.8	0.6
Yq03-053	0.04021	0.00557	0.02018	0.00604	0.00376	0.00017	29	12	21	3.8	20.2	0.3	20.2	0.3

Yq03-030	0.04037	0.002135	0.02032	0.005756	0.00327	0.000238	31	21	26	4.1	21.3	0.7	21.3	0.7
Yq03-031	0.04513	0.00224	0.02706	0.00132	0.00422	0.00006	13	76	27	1	27.1	0.4	27.1	0.4
Yq03-062	0.04634	0.01123	0.03205	0.00766	0.00486	0.00021	15	343	32	8	31	1	31	1
Yq03-054	0.04281	0.00573	0.02967	0.00391	0.00487	0.00012	133	191	30	4	31.3	0.8	31.3	0.8
Yq03-058	0.04605	0.00699	0.03321	0.00496	0.00523	0.00014	120	275	33	5	33.6	0.9	33.6	0.9
Yq03-061	0.04415	0.00962	0.03567	0.00766	0.00569	0.00022	63	286	36	8	37	1	37	1
Yq03-063	0.04268	0.01367	0.05228	0.01649	0.00861	0.00049	140	398	52	16	55	3	55	3
Yq03-045	0.04295	0.00283	0.06189	0.00402	0.01013	0.00017	126	113	61	4	65	1	65	1
Yq03-060	0.04781	0.00804	0.09422	0.01562	0.01429	0.00041	90	309	91	14	91	3	91	3
Yq03-026	0.048276	0.002043	0.099763	0.004088	0.01507	0.000154	122.3	100	96.6	3.8	96.4	1	96.4	1
Yq03-013	0.052238	0.001415	0.109447	0.002944	0.015229	0.000136	294.5	67.6	105.5	2.7	97.4	0.9	97.4	0.9
Yq03-019	0.049861	0.001812	0.102985	0.003453	0.01524	0.000159	187.1	115.7	99.5	3.2	97.5	1	97.5	1
Yq03-005	0.050573	0.001115	0.107945	0.002318	0.015514	0.00012	220.4	51.8	104.1	2.1	99.2	0.8	99.2	0.8
Yq03-010	0.049895	0.001277	0.107197	0.002721	0.015572	0.000149	190.8	63.9	103.4	2.5	99.6	0.9	99.6	0.9
Yq03-021	0.049862	0.00187	0.106065	0.003902	0.015567	0.000172	187.1	87	102.4	3.6	99.6	1.1	99.6	1.1
Yq03-040	0.053112	0.002734	0.110436	0.005093	0.015673	0.000196	344.5	121.3	106.4	4.7	100.3	1.2	100.3	1.2
Yq03-022	0.048917	0.001889	0.105451	0.003861	0.015852	0.000164	142.7	90.7	101.8	3.5	101.4	1	101.4	1
Yq03-057	0.05068	0.00646	0.1144	0.01428	0.01589	0.00046	226	227	110	13	102	3	102	3
Yq03-018	0.050037	0.00179	0.110056	0.003698	0.016231	0.00017	198.2	76.8	106	3.4	103.8	1.1	103.8	1.1
Yq03-020	0.052019	0.001859	0.131773	0.004398	0.018567	0.000177	287.1	76.8	125.7	3.9	118.6	1.1	118.6	1.1
Yq03-028	0.053831	0.002118	0.137509	0.005133	0.01882	0.000223	364.9	88.9	130.8	4.6	120.2	1.4	120.2	1.4
Yq03-025	0.04621	0.00204	0.13859	0.00604	0.02109	0.0003	9	65	132	5	135	2	135	2
Yq03-046	0.04812	0.00283	0.24629	0.01426	0.03596	0.0006	105	99	224	12	228	4	228	4
Yq03-008	0.052032	0.001236	0.260515	0.006312	0.03624	0.00032	287.1	53.7	235.1	5.1	229.5	2	229.5	2
Yq03-027	0.053983	0.002055	0.269001	0.009442	0.036811	0.000397	368.6	85.2	241.9	7.6	233	2.5	233	2.5
Yq03-001	0.051731	0.000727	0.265254	0.003807	0.037002	0.000238	272.3	31.5	238.9	3.1	234.2	1.5	234.2	1.5
Yq03-006	0.052696	0.001167	0.27	0.005756	0.03723	0.000303	316.7	50	242.7	4.6	235.6	1.9	235.6	1.9
Yq03-048	0.056263	0.003436	0.266798	0.014349	0.037221	0.000555	461.2	137	240.1	11.5	235.6	3.4	235.6	3.4
Yq03-017	0.05685	0.001776	0.29332	0.008701	0.037781	0.000406	487.1	68.5	261.2	6.8	239.1	2.5	239.1	2.5
Yq03-016	0.053213	0.001763	0.279475	0.009148	0.038003	0.000394	338.9	75.9	250.2	7.3	240.4	2.4	240.4	2.4
Yq03-012	0.051561	0.001371	0.270651	0.006932	0.038412	0.000327	264.9	56.5	243.2	5.5	243	2	243	2
Yq03-037	0.054589	0.002616	0.283103	0.012344	0.038474	0.000459	394.5	107.4	253.1	9.8	243.4	2.8	243.4	2.8
Yq03-052	0.0488	0.00464	0.26762	0.02499	0.0385	0.00087	138	166	241	20	244	5	244	5
Yq03-029	0.052832	0.002121	0.279327	0.010236	0.038842	0.000448	320.4	90.7	250.1	8.1	245.7	2.8	245.7	2.8
Yq03-043	0.04563	0.00281	0.25262	0.01532	0.0389	0.00066	-22	98	229	12	246	4	246	4
Yq03-004	0.052521	0.001063	0.282529	0.00564	0.038938	0.00031	309.3	46.3	252.7	4.5	246.2	1.9	246.2	1.9
Yq03-002	0.052632	0.000982	0.284055	0.00525	0.039015	0.000283	322.3	10.2	253.9	4.2	246.7	1.8	246.7	1.8
Yq03-051	0.04992	0.00411	0.27765	0.02239	0.03913	0.00081	191	143	249	18	247	5	247	5
Yq03-007	0.052092	0.001168	0.281236	0.006143	0.039177	0.000304	300.1	50	251.6	4.9	247.7	1.9	247.7	1.9
Yq03-059	0.04617	0.00702	0.25943	0.03883	0.03954	0.00121	7	242	234	31	250	8	250	8
Yq03-038	0.0595	0.00264	0.64238	0.02802	0.07587	0.00117	585	68	504	17	471	7	471	7
Yq03-055	0.05519	0.00586	0.61804	0.06429	0.07881	0.00202	420	188	489	40	489	12	489	12
Yq03-041	0.13821	0.00277	2.54892	0.05049	0.12974	0.00167	2205	18	1286	14	786	10	786	10
Yq03-032	0.06343	0.00229	1.18179	0.04204	0.13111	0.00187	723	51	792	20	794	11	794	11
Yq03-033	0.06451	0.00233	1.22847	0.04386	0.13379	0.00193	758	51	814	20	809	11	809	11
Yq03-014	0.0665	0.00149	1.30737	0.02934	0.13826	0.00171	822	27	849	13	835	10	835	10

Yq03-035	0.08746	0.0026	1.71141	0.04582	0.14192	0.00182	1371	58	1013	17	856	10	856	10
Yq03-024	0.06732	0.00203	1.48535	0.04438	0.15505	0.00211	848	40	924	18	929	12	929	12
Yq03-003	0.070706	0.000998	1.607082	0.021815	0.164226	0.001167	950	28.6	973	8.5	980.2	6.5	980.2	6.5
Yq03-039	0.07263	0.00266	1.77328	0.06375	0.17184	0.00255	1004	49	1036	23	1022	14	1004	49
Yq03-050	0.09233	0.00369	3.37097	0.1313	0.25687	0.00432	1474	48	1498	31	1474	22	1474	48
Yq03-015	0.10603	0.0016	5.10952	0.07975	0.33878	0.00401	1732	13	1838	13	1881	19	1732	13
Yq03-023	0.10962	0.00193	5.15401	0.092	0.33069	0.00406	1793	16	1845	15	1842	20	1793	16
Yq03-042	0.11022	0.00279	5.37634	0.13556	0.3426	0.0048	1803	26	1881	22	1899	23	1803	26
Yq03-034	0.11238	0.00254	5.49132	0.12456	0.34331	0.00463	1838	22	1899	19	1903	22	1838	22
Yq03-011	0.112746	0.001298	5.015872	0.054287	0.321868	0.002105	1844.1	15.9	1822	9.2	1798.8	10.3	1844.1	15.9
Yq03-009	0.112779	0.001254	5.203461	0.056906	0.333571	0.002203	1855.6	20.1	1853.2	9.4	1855.7	10.7	1855.6	20.1
Yq03-049	0.12184	0.0036	2.88851	0.07604	0.17194	0.00229	1983	54	1379	20	1023	13	1983	54
Yq03-036	0.12566	0.00261	6.51366	0.13448	0.36486	0.00478	2038	19	2048	18	2005	23	2038	19
Yq03-044	0.15598	0.00281	9.91132	0.18032	0.44665	0.00579	2413	15	2427	17	2380	26	2413	15