

**La evolución de abanicos aluviales documentada en el registro
estratigráfico de la Formación Tiyuyacu.**

**The Alluvial fans development documented in the
stratigraphic record of the Tiyuyacu Formation.**

**Christian Romero¹, Vanessa Escobar², Dario Calderón³, Brighth Menéndez⁴,
Andrés Gallardo⁵, Ana Belén Gramal⁶, Tito Vélez⁷, Darwin Condoy⁸**

¹ Instituto de Investigación Geológico y Energético. Quito - Ecuador. wladimir.romero@geoenergia.gob.ec

² Escuela Politécnica Nacional. Quito - Ecuador. vanessa.escobar@epn.edu.ec

³ Instituto de Investigación Geológico y Energético. Quito - Ecuador. dario.calderon@geoenergia.gob.ec

⁴ Universidad Central del Ecuador. Quito - Ecuador. bemenendez@uce.edu.ec

⁵ Universidad Central del Ecuador. Quito - Ecuador. oagallardo@uce.edu.ec

⁶ Instituto de Investigación Geológico y Energético. Quito - Ecuador. ana.gramal@geoenergia.gob.ec

⁷ Instituto de Investigación Geológico y Energético. Quito - Ecuador. tito.velez@geoenergia.gob.ec

⁸ Instituto de Investigación Geológico y Energético. Quito - Ecuador darwin.condoy@geoenergia.gob.ec

ISSN: 2661-6998

Fecha de recepción: 20-11-2020

Fecha de aceptación: 09-04-2021

RESUMEN

La Cuenca Oriente es una típica cuenca ante-país, su relleno sedimentario Cenozoico corresponde a una mega-secuencia molásica, representada por las formaciones Tena, Tiyuyacu, Ortegua, Arajuno, Chambira, Mesa y Mera. Estos depósitos, exhiben características bien definidas dentro de los modelos estratigráficos secuenciales reportados por diferentes autores en estudios previos en el Levantamiento Napo, en el Centro-Norte de la cuenca. Al Suroriente del levantamiento Subandino, en el Frente de Cabalgamiento Andino, pocos trabajos reportaron amplias y continuas exposiciones de estas formaciones; variaciones laterales de estas secuencias al sur de la Cuenca Oriente no han sido reportadas y se desconoce parte de la historia geológica de la construcción de los Andes, limitando el entendimiento del marco geodinámico regional. Con el objetivo de definir el ambiente de sedimentación de la Formación Tiyuyacu (Paleoceno-Eoceno), esta investigación presenta la caracterización litoestratigráfica, petrográfica y análisis de proveniencia en minerales pesados, en un mega-afloreamiento ubicado en la carretera que conecta las pobla-

ciones de Santiago de Tiwintza y Puerto Morona, en el sector denominado “Mirador la Virgen”, al Sur-Este del Frente de Cabalgamiento Andino. A partir de estos datos se han identificado dos miembros en la Formación Tiyuyacu: en el Miembro Inferior, se identificaron facies sedimentarias asociadas a macroformas de: canales (CH), barras de grava (GB), depósitos de acreción lateral de barras (LA) y planicies de inundación arenosas (FS), asociadas genéticamente a planicies aluviales con canales trenzados. Mientras que, en el Miembro Superior, se identificaron: canales (CH), barras de grava (GB), depósitos de acreción vertical (UA) y planicies de inundación limosas (FF) vinculando estas facies a planicies aluviales con canales meándricos. Análisis de proporciones modales de facies minerales y ensamblajes de minerales pesados indican que en el Miembro Inferior es dominado por una fuente cratónica, re-trabajada con influencia metamórfica; mientras que en el Miembro Superior la fuente cratónica es acompañada por una fuente volcánica.

Palabras clave: Abanicos aluviales, Fm. Tiyuyacu, Frente de Cabalgamiento Andino.

ABSTRACT

The Oriente basin is a typical foreland basin, Cenozoic sedimentary fill record corresponds to a mega-sequence represented by Tena, Tiyuyacu, Ortegua, Araujo, Chambira, Mesa y Mera formations. These deposits exhibit well-defined characteristics within sequential stratigraphic models reported by different authors in previous studies within the Napo Uplift, in the center-north of the basin. Nevertheless, in Southeastern of the basin, in topographic front Andean, few studies reported extensive and continuous exposures of these sequences. In this way, lateral changes of sedimentary sequences have not been reported and part of the history of the evolution of the Andes, has been unknown, this hindered the understanding of the regional geodynamic framework. To define the sedimentation environment of the Tiyuyacu Formation (Paleocene-Eocene); this research included: lithostratigraphic and petrographic characterization and provenance analysis of heavy minerals, in mega outcrop located on Santiago de Tiwintza to Puerto Morona, in the “Mirador

la Virgen” sector, in the southeast of the FCA. Two members were defined in the Tiyuyacu formation: In the Lower Member, channels (CH), gravel bars (GB), bar lateral accretion deposits (LA), and sandy floodplains (FS) macroforms were identified; these macroforms are genetically associated with alluvial plains with braided channels. Meanwhile, in the Upper Member, channels (CH), gravel bars (GB), vertical accretion (UA), and silty floodplains (FF) were defined; these macroforms are genetically linked with alluvial plains with meandering channels. Modal proportions of mineral facies and heavy mineral assemblies indicate that Lower Member was dominated by a cratonic with metamorphic source influence; nevertheless, Upper Member a primary cratonic source and minority volcanic source was identified.

Keywords: Aluvial Fan, Tiyuyacu Fm; Wedgetop Andean

1. INTRODUCCIÓN

El rasgo morfológico más relevante de la margen noroccidental sudamericana (MNS) son los Andes del Norte, que en Ecuador mantienen tendencia Norte-Sur y se componen de dos cordilleras genéticamente distintas: la Cordillera Occidental y la Cordillera Real, separadas por el Valle Interandino (Fig. 1A). El borde oriental de los Andes corresponde a la Zona Subandina (ZSA) [1], que constituye el *wedgetop*: un cinturón deformado y exhumado, que registra la tasa de levantamiento de los Andes y proporciona información de secuencias sedimentarias de la Cuenca Oriente [2]. La ZSA se encuentra estructurada por el Levantamiento Napo al Norte, separado por la Depresión Pastaza, de la Cordillera Cutucú al Sur [3] (Fig. 1A).

Al Este, el relleno sedimentario Cenozoico de la Cuenca Oriente corresponde a una mega-secuencia molásica, representada por las formaciones: Tena, Tiyuyacu, Ortegua, Araujo, Chambira, Mesa y Mera. En el norte de la Cuenca Oriente, estas secuencias exhiben características bien definidas dentro de los modelos estratigráficos secuenciales reportados [3], [4], [5]. En el Levantamiento Napo, la Formación Tiyuyacu fue dividida en dos miembros [4], [6]; en el Miembro Inferior

se reportan macroformas de canales, barras de grava, acreción lateral y planicies de inundación [7]. Con respecto a su composición se reportan proporciones de 80% a 90% de cherts y 10% de gránulos de cuarzo y rocas metamórficas [8]. Mientras que, en el Miembro Superior, se reporta facies de apilamiento vertical de canales [7]; en cuanto a su composición se reporta proporciones de 90% de cuarzo, bien sorteado y bien redondeado [8]. A partir de datos sísmicos, se reportó dos reflectores paralelos con importancia de contraste acústico, que pueden ser interpretados como superficies de erosión, el primero fue reportado en el contacto entre el Miembro Inferior y el Miembro Superior y el segundo entre el Miembro Superior y la Formación Ortegua [7]. El Miembro Inferior fue datado mediante trazas de fisión en 51 ± 5 Ma [9]; mientras que, la base del Miembro Superior contiene tobas andesíticas datadas mediante Ar/Ar en biotitas a 46 ± 0.4 Ma [7]. Asambleas de minerales pesados siguieron la presencia de $Ky \pm Sil$, que son asociadas a periodos de rápida exhumación y erosión de bloques de la Cordillera Real [10]. Edades U/Pb en circones detríticos indican la derivación de fuentes andinas, con exhumación sistemática de unidades geológicas antiguas y reciclaje progresivo (canibalización) del relleno sedimentario occidental de la cuenca [11].

Asociaciones de palinomorfos reportados en la Formación Tiyuyacu son: *Appeetodinium homomorphum*, *Cicatricosisporites dorogensis* (Eoceno Medio-Oligoceno), *Retitricolporites guianensis* (Eoceno Medio-Holoceno) *Verrucatosporites usmensis*,

Retitricolpites simplex, *Magnastriatites howardi*, *Striatricolpites catatumbus* (Eoceno - Holoceno); estas especies en asociación indican edad de Eoceno Medio a Eoceno Superior [12].

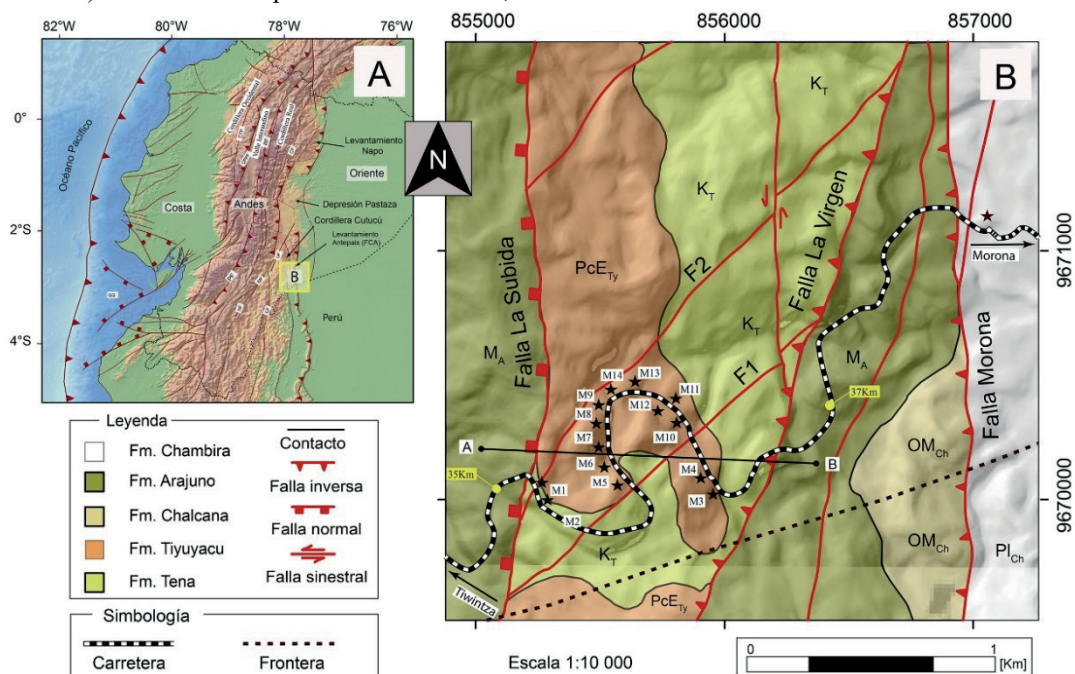


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

A. Esquema tectónico del Ecuador, realizada a partir del mapa geológico del Ecuador, 2017; B. Mapa geológico de la zona de estudio; se observa la posición del perfil A-B presentado en la figura 2 y ubicación de las muestras referidas en la figura 3, es importante observar que en cada afloramiento estudiado se recolecto un número determinado de muestras, las cuales fueron analizadas en laboratorio.

Al Suroriente de los Andes ecuatorianos, al este de la Cordillera Cutucú se localiza el Frente de Cabalgamiento Andino (FCA, Fig. 1A), que representa la zona más joven de corrimiento y plegamiento vinculado a la tectónica andina [13], [14]. En el FCA anteriores investigaciones documentaron afloramientos de la mega-secuencias Cenozoica de la Cuenca Oriente, describiéndolas como múltiples secuencias de “redbeds” limitadas por discordancias [4], [5], [15], [16], [17], [18]; sin embargo, no se ha presentado la discriminación y caracterización adecuada para estas secuencias sedimentarias; tan solo para la Formación Tena se presentó la descripción litoestratigráfica [13]. Por otro lado, para el resto de secuencias se desconocen las relaciones estratigráficas, variaciones laterales, características de la fuente de detrito, patrones arquitectónicos de sedimentación y ambiente de depósito.

Esta investigación presenta la discriminación litoestratigráfica, petrográfica y datos de proveniencia en minerales pesados de la Formación Tiyuyacu, en el FCA, en un mega-afloramiento limitado entre el km 335 y 337, ubicado en el sector “Mirador de la Virgen”, en la vía que conecta los poblados de Santiago de Tiwintza y Santiago de Morona (Fig.1).

2. METODOLOGÍA

2.1. Cartografía Geológica

En campo, el levantamiento de información geológica incluye: 1) discriminación litológica, 2) identificación de estructuras sedimentarias, 3) documentación de superficies de erosión, 4) descripción de arquitectura estratigráfica, 5) asociación de facies, 6) medición de espesores y 7) recopilación de datos estructurales. En cuanto a la discriminación de secuencias sedimentarias, se consideró el término facies como: “un cuerpo de roca caracterizado por una particular combinación de litologías, estructuras físicas y biológicas que le confieren un aspecto diferente a los cuerpos de rocas adyacentes” [19]; En lo posterior, se utilizó la metodología de asociación de facies para la definición de ambientes sedimentarios [20]. Con respecto a la identificación de límite de secuencias, se consideró la metodología de clasificación jerárquica de superficies de erosión [21], [22]. La medición de paleo-corrientes se realizó a partir de la documentación de superficies de erosión y estructuras sedimentarias de transporte [23]. Estos datos fueron analizados mediante una media geométrica estadística para definir la dirección de paleo-corriente [24].

Finalmente, se recolectaron datos de alturas con GPS diferencial [25], con el fin de estimar espesores de secuencias. Buscando complementar la cartografía geológica en la zona de estudio, se realizó análisis geomorfológico y estructural a partir de la fotointerpretación de imágenes satelitales de alta resolución. De esta manera se filtraron lineamientos de la cartografía regional y se redefinieron trazos de las fallas geológicas presentes en el área de estudio.

2.2. Petrografía

En laboratorio, se utilizaron impregnaciones y láminas delgadas de 14 muestras tipo. Para calcular las proporciones modales de cuarzo, feldespato y líticos se contaron 300 puntos en cada lámina delgada [26], [27]. También se realizó la cuantificación modal del tipo de detrito, clastos y líticos; para lo cual, se contaron 150 clastos en cada nivel analizado [28]; los resultados fueron evaluados en diagramas de discriminación de ambientes tectónicos [29], [30]. Considerando las proporciones de cuarzo en las muestras tipo y con el objetivo de discriminar la fuente detrítica, se realizó el análisis de tipologías de cuarzo [31].

2.3. Minerales Pesados

En el análisis de minerales pesados, se trabajó con 5Kg de muestras; cada roca fue triturada y tamizada en húmedo (63 a 350 micras). La fracción de materia orgánica fue disuelta en ácido acético al 10%, mientras que, la fracción calcárea se disolvió en ácido clorhídrico al 12%. La fracción libre de carbonatos y materia orgánica fue decantada en politungstato de sodio a una densidad de 2.9g/cm³ [32]. El conteo de minerales se realizó en montajes de piperina (índice de refracción 2.67) bajo el microscopio petrográfico [33], se contaron 300 granos en cada muestra [34]. Este número proporciona una estimación confiable de las proporciones de frecuencia de los diversos minerales pesados [35].

3. RESULTADOS

El mega afloramiento (MG-FDA) estudiado está limitado al Oeste por la Falla La Subida (UTM: 855207E; 9670087N): estructura normal, de dirección Norte – Sur, de buzamiento Oeste, que pone en contacto a la Formación Arajuno y la Formación Tiyuyacu (Figs. 1B y 2). Mientras que al Este, MG-FDA es limitado por la Falla La Virgen (UTM: 856237E; 9670190N): estructura inversa, de bajo ángulo, de dirección Noreste-Suroeste, de buzamiento Oeste, que pone en contacto a la Formación Tena con la Formación Arajuno. (Figs. 1B y 2). Con respecto a la historia de deformación del FCA, esta estructura terciaria se compone de múltiples corrimientos producto de la propagación de la deformación andina hacia la cuenca Oriente [5], [17], [18]. Anteriores autores identificaron movimiento inverso en sistemas transcurrentes (Figura 1B) [15], [16], y reportaron

múltiples familias de diaclasas [17], dominadas por los sistemas N 45° E y S 20° O [5], [18], el levantamiento de datos estructurales en el MG-FDA confirma estas tendencias. El análisis morfogeológico permite definir el trazo de las fallas F1 y F2. Datos de campo como: estrías de fallas, estructuras sigmoidales y tendencias de diaclasas indica que F1 corresponde a una estructura inversa, de buzamiento al Oeste, mientras que F2 corresponde a una estructura inversa de buzamiento Este, ambas fallas afectan en superficie a las formaciones Tena y Tiyuyacu generando múltiples plegamientos.

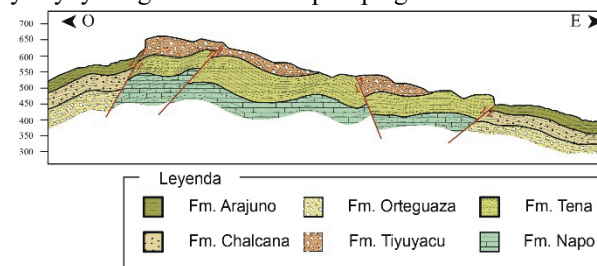


Figura 2. Perfil geológico A-B del MG-FDA; ver ubicación en Figura 1.

3.1 Litoestratigrafía de la Formación Tiyuyacu

3.1.1 Miembro Tiyuyacu Inferior (MTy-I)

Descripción.: El Miembro Inferior descansa en discordancia angular sobre la Formación Tena (UTM: 855279E; 9669945N). En la base del Miembro Inferior se observan intercalaciones de conglomerados clasto-soportados, masivos, polimodales, oligomícticos, con gránulos y clastos, sub-redondeados de baja esfericidad, de chert, cuarzo y limolitas, (**Gcm**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4A, Fig. 5A) y conglomerados matriz-soportados, masivos (**Gmm**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4A, Fig. 5B); este intervalo presenta bajo a moderado grado de sorteo. Sobreyaciendo en concordancia se observan conglomerados matriz-soportados, de matriz arenosa, imbricados con clastos redondeados, de baja esfericidad de cuarzo y chert (**Gh**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4A); también se observan niveles de areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada transversal (**Gt**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4A; Fig. 5C) y gradación normal (**Gmg**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4A, Fig. 5D); este intervalo presenta un grado de sorteo moderado. En la parte media de esta secuencia se observan estratos centimétricos, de conglomerados matriz-soportados, con estratificación cruzada, con gránulos sub-redondeados, de alta esfericidad de cuarzo y chert, (**Gt**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4B), intercalados con estratos métricos de areniscas muy gruesas a medias, con estratificación cruzada transversal, mal sorteada, con gránulos, sub-redondeados de chert, (**St**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4A, Fig. 5D), también se observan finos intervalos con estratificación cruzada paralela (**Sp**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4B), laminación horizontal (**Sh**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4B) e intervalos masivos (**Sm**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4B). El tope del Miembro Inferior es caracterizado por intercalaciones de areniscas finas a muy finas, bien

sorteadas, con estratificación cruzada transversal (**St**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4B), areniscas limosas, con laminación paralela y *small-ripples* (**Fl**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4B) e intervalos masivos (**Sm**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4B). El espesor observado del Miembro Inferior se aproxima a los 36m. Datos de paleo-corrientes indican dirección de transporte Noroeste-Sureste (Figs. 3, 4A-y 4B).

Arquitectura estratigráfica: La discordancia observada entre la Formación Tena y la Formación Tiyuyacu, corresponde a una superficie de erosión, irregular, de 7mo orden. En la base del Miembro Inferior, *Gcm* y *Gmm* se organizan en estratos de morfologías canalizadas, cóncavos a lobulares, con superficie de erosión basal de 5to orden y limitados hacia el tope por superficies de

erosión de 4to orden (Fig. 4A). Sobreyaciendo *Gt*, *Gh*, y *Gmg* se presentan en estratos de morfología lobular, apilados verticalmente, con superficies de erosión de 4to orden tanto en la base como en el techo, cada estrato presenta tendencia grano-decreciente (Fig. 4A). En continuidad vertical *Gt*, *St*, *Sp*, *Sh* y *Sm* constituyen estratos de morfología planar a tabular, lateralmente continuos, limitados en la base por superficies de erosión de 4to orden, organizados en secuencias de tendencia estrato-decreciente (Fig. 4B). Hacia el tope del Miembro Inferior se observan a *St*, *Sm* y *Fl* distribuidos en estratos de morfología planar a mantiforme, lateralmente continuos, concordantes en la base y limitados por superficies de erosión de 6to orden en el tope (Fig. 4B).

Tabla 1. Resumen de asociación de facies y macroformas observadas en la Formación Tiyuyacu.

Fm.	Macroforma	Litofacies	Descripción	Arquitectura de estrato
Miembro Tiyuyacu Superior (MTy-S)	Canales (CH)	Gcm, Sm	Conglomerados clasto-soportados, masivos y areniscas gruesas masivas	Estratos cóncavos con superficie de erosión basal de 5to orden.
	Barras de grava (GB)	Gt, Gp, Gmg, Gmm	Conglomerados matriz-soportada, con estratificación cruzada transversal y paralela, gradación normal y niveles masivos.	Estratos convexos a cóncavos con superficie de erosión planar en la base, de 4to orden.
	Acreción vertical (UA)	Gh, St, Sp, Sh, Sm	Conglomerados gradados, areniscas gruesas a medias con estratificación cruzada, transversal y paralela y niveles masivos.	Estratos de geometría planar a tabular, métricos con buena continuidad lateral.
	Planicies de inundación (FF)	Fl, Fsm, Fr	Limolitas arenosas con laminación paralela, <i>small-ripples</i> , niveles masivos y restos de raíces.	Estratos de geometría mantiforme, periclinal, lateralmente continuos.
Miembro Tiyuyacu Inferior (MTy-I)	Canales (CH)	Gcm, Gmm	Conglomerados clasto-soportados y matriz soportados, masivos.	Estratos cóncavos con superficie de erosión basal de 5to orden.
	Barras de grava (GB)	Gh, Gt, Gmg	Conglomerados matriz-soportados, con imbricación, estratificación cruzada transversal y gradación normal	Estratos convexos a lobulares con superficie de erosión planar en la base, de 4to orden.
	Acreción lateral (LA)	Gt, St, Sp, Sh	Conglomerados matriz-soportados y estratificados; areniscas con estratificación cruzada transversal, paralela y gradación normal.	Estratos, de geometría planar a tabular, métricos, con buena continuidad lateral.
	Planicies de inundación arenosas (FS)	St, Sp, Sh, Sl, Sm, Fl	Areniscas con estratificación cruzada transversal, paralela y gradación normal; areniscas limosas con laminación paralela, y <i>small-ripples</i> ; y areniscas masivas.	Estratos de geometría mantiforme, periclinal, lateralmente continuos.

Cada macroforma puede ser observada en la Figura 3.

Interpretación: En función de la litología y arquitectura estratigráfica observada en el Miembro Inferior se identifican las siguientes macroformas: *Gcm* y *Gmm* dispuestos en estratos canalizados son asociados a canales [36] (**CH**; Fig. 4A) mientras que, morfologías tipo lóbulos están vinculados a flujos de escombros (**DF**) que rellenan la base de los canales [37] (*lag basal channel* **CH**). Niveles dominados por *Gt*, *Gh* y *Gmg*, en estratos de morfología convexa son asociados a barras de grava [36] (**GB**, Fig. 4A). Por otro lado, *Gt*, *St*, *Sp*, *Sh* y *Sm* dispuestos en estratos de morfología tabular, con buena continuidad lateral están vinculados a macroformas de acreción lateral [38] (**LA**; Fig. 4B). Finalmente, planicies o llanuras arenosas (**FS**; Fig. 4B) se componen de *St*, *Sm* y *Fl* en estratos con morfologías mantiformes [38], [39].

En asociación las macroformas *CH*, *GB*, *LA* y *FS*, organizados en tendencias estrato-decrecientes, limitados por superficies de erosión de 4to a 5to orden, son comunes en ambientes de depósito fluvial de alta energía y baja sinuosidad [26]. La abundancia de facies conglomeráticas como *Gcm*, *Gmm*, en la base de la secuencia, en conjunto con bajo grado de sorteo, morfología sub-redondeada, baja esfericidad, indica la cercanía del sistema fluvial a la fuente de detrito, mientras que la abundancia de *Gt*, *Gh*, *Gmg*, *St* y *Sp*, en la parte media y superior indican que *bedforms* dominaron la sedimentación. Es común que todas las características descritas interactúen dentro de planicies aluviales con canales trenzados [37], [40].

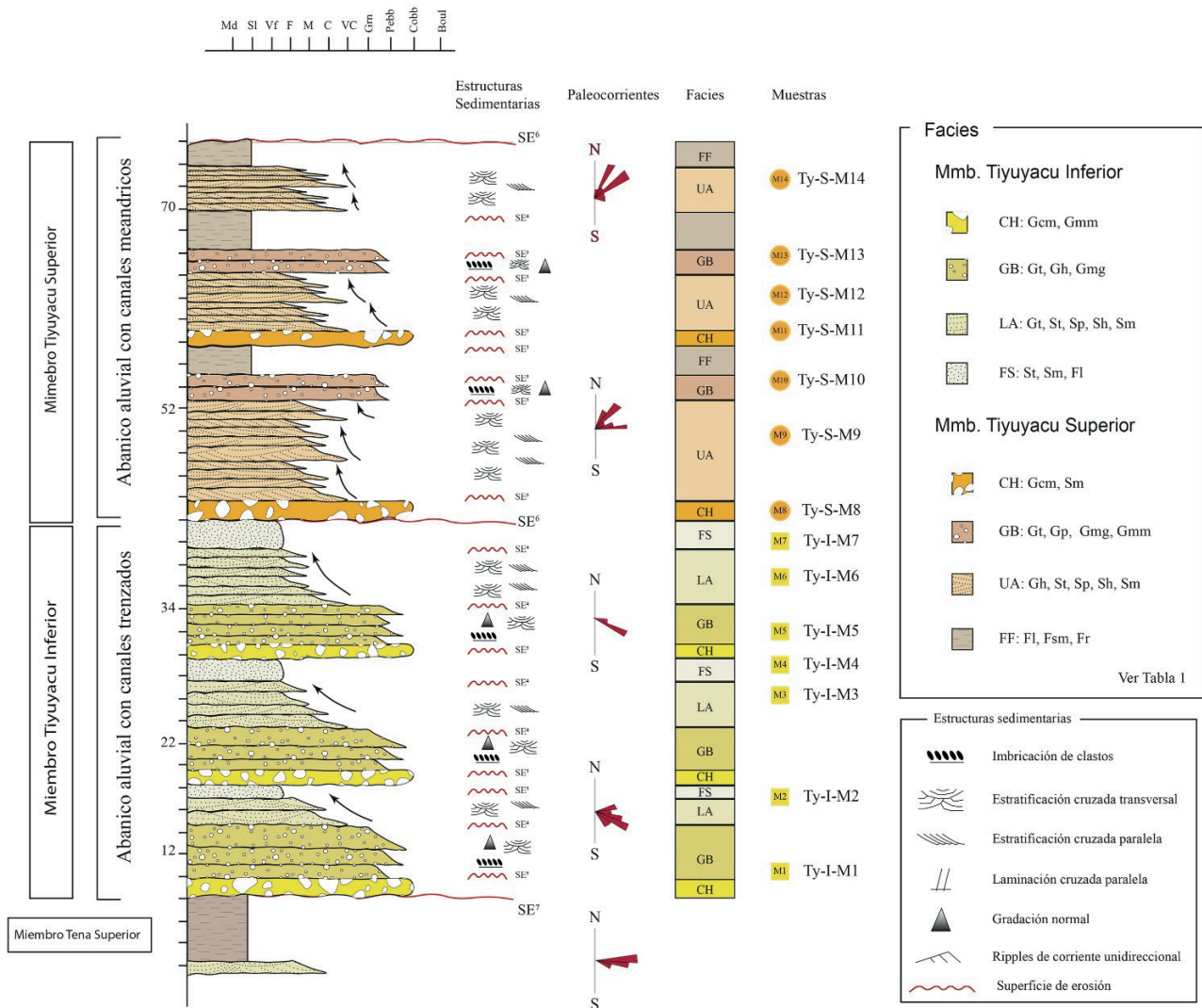


Figura 3. Columna estratigráfica de la Formación Tiyuyacu

3.1.2 Miembro Tiyuyacu Superior (MTy-S)

Descripción: El Miembro Superior cubre en discordancia al Miembro Inferior. En la base del Miembro Superior se observan conglomerados, clasto-soportado, masivos, polimodales, polimícticos, moderadamente bien sorteadas, con gránulos y clastos redondeados, de cuarzo, chert, limolitas y esporádicos fragmentos sub-angulares andesíticos, (**Gcm**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4C, Fig. 5E); areniscas de grano grueso a muy grueso, masivas con gránulos de cuarzo (**Sm**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4C). Sobreyaciendo en concordancia se observan conglomerados, matriz-soportados, de matriz limo-arenosa, imbricados, con clastos de cuarzo (**Gh**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4C), intercalados entre estratos gruesos de areniscas de grano medio a fino, moderadamente bien

sorteadas, con estratificación cruzada transversal (**St**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4C, Fig. 5F) y planar (**Sp**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4C, Fig. 5F), areniscas finas a muy finas con laminación paralela (**Sh**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4C) e intervalos masivos (**Sm**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4C). La parte media de la secuencia es caracterizada por la presencia de conglomerados matriz-soportados, de matriz limosa, con estratificación cruzada transversal, polimodales, polimícticos, con gránulos de cuarzo, limolitas y en menor proporción chert, (**Gt**; Tabla 1, Fig. 3), también se observan intervalos con estratificación cruzada paralela (**Gp**; Tabla 1, Fig. 3; Fig. 5G), gradación normal (**Gmg**; Tabla 1, Fig. 3) y niveles masivos (**Gmm**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 5G). La parte superior de la secuencia es dominada por: areniscas limosas, con laminación paralela, *small-ripples* (**Fl**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4D), limolitas arenosas

masivas (**Fsm**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4D; Fig. 5H) y restos de raíces (**Fr**; Tabla 1, Fig. 3, Fig. 4C). El espesor del Miembro Superior se aproxima a los 46m. Direcciones de paleo-corrientes indican tendencias polimodales, con

direcciones de transporte: Oeste-Este y Suroeste–Noreste. El contacto con la Formación Chalcana es marcado por una superficie de erosión de 6to orden (Figs. 3 y 4).

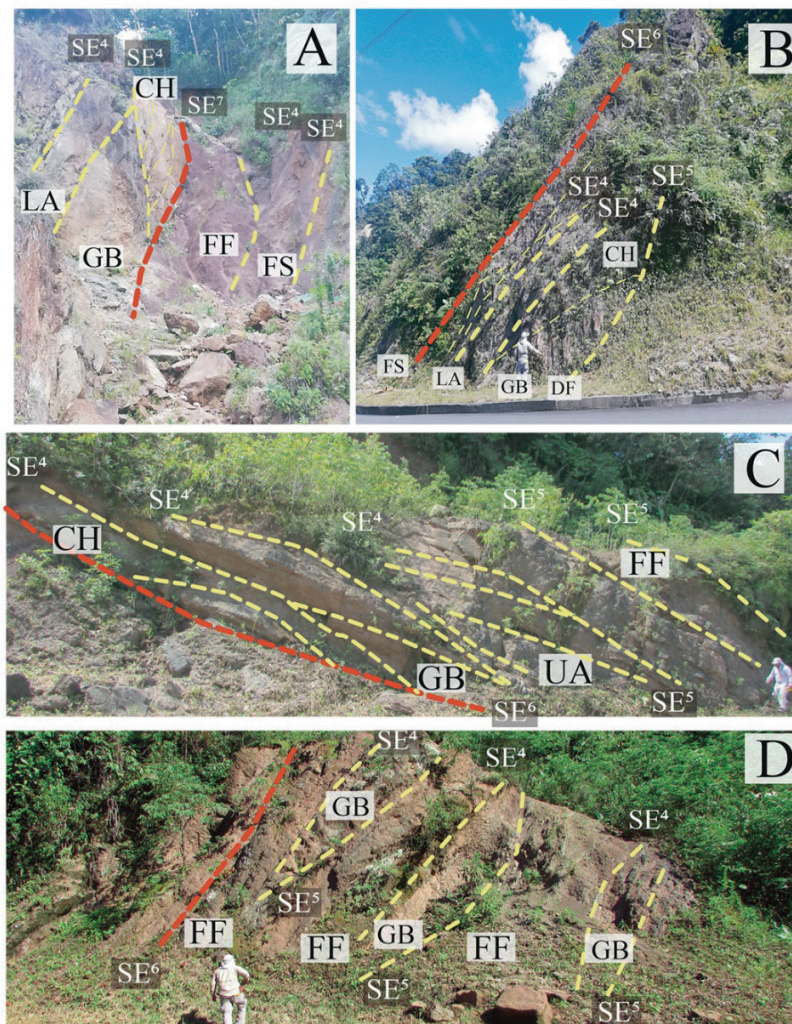


Figura 4. Arquitectura estratigráfica de la Formación Tiyuyacu

A. Contacto entre la Formación Tena y Formación Tiyuyacu (línea roja), en el miembro inferior (MTY-I) se observan macroformas de **CH**, **GB** y **LA**; **B.** En el Miembro Inferior se observan **CH** rellenos por **GB**, **DF** y cubiertos por **LA** y **FS**; **C.** En el Miembro Superior se observan **CH**, rellenos por **GB**, y cubiertos por **UA** y **FF**; **D.** Tope del Miembro Superior (MTY-S), contacto entre la Formación Tiyuyacu y la Formación Chalcana.

Arquitectura estratigráfica: En la base del Miembro Superior, *Gcm* y *Sm* se presentan en estratos de morfología canalizada, cóncava, limitados con superficies de erosión basal de 5to orden, presentan una amplitud lateral menor a 5m (Fig. 4C). En la parte media de la secuencia *Gh*, *St*, *Sp*, *Sh* y *Sm* se distribuyen en estratos de morfología lobular, con buena continuidad vertical, limitados en el tope por superficies de erosión de 4to orden, organizados en secuencias estrato-decrecientes. Por otro lado, *Gt*, *Gp*, *Gmg* y *Gmm* se presentan en estratos de morfología cóncava a lobular, con superficies de erosión de 4to orden tanto en la base como en el techo, apilados en tendencias estrato-decreciente. En la parte superior de la secuencia *Fl*, *Fsm* y *Fr* se distribuyen en estratos de morfología planar a mantiforme, lateralmente continuos, concordantes en la

base y limitadas por superficies de erosión de 4to orden en el tope (Fig. 4D).

Interpretación: En función de la litología y arquitectura estratigráfica observada, se identifican las siguientes macroformas en el Miembro Superior: *Gcm* y *Sm* distribuidas en morfologías canalizadas con tendencia grano-decreciente son asociados a canales [36] (**CH**). *Gh*, *St*, *Sp* y *Sm* en morfologías lobulares con buena continuidad lateral son incluidos dentro de macroformas de acreción vertical [37] (**UA**). Barras de grava (**GB**) incluyen *Gt*, *Gp*, *Gmg* y *Gmm* dispersas en morfologías convexas [32]. En el tope de la secuencia se presentan *Fl*, *Fsm* y *Fr* distribuidas en secuencias de estratos de geometría

mantiforme, estos son asociados a planicies de inundación limosas [36] (FF).

En asociación las macroformas CH, UA, GB y FF organizadas en tendencias estrato-decrecientes, limitadas lateral y verticalmente por superficies de erosión de 4to y

5to orden son comunes en ambientes fluviales de alta energía [36]. La presencia de UA junto a múltiples direcciones de paleocorrientes son indicadores de alta sinuosidad, estas características corresponden a depósitos aluviales con canales meandriformes [37], [41].

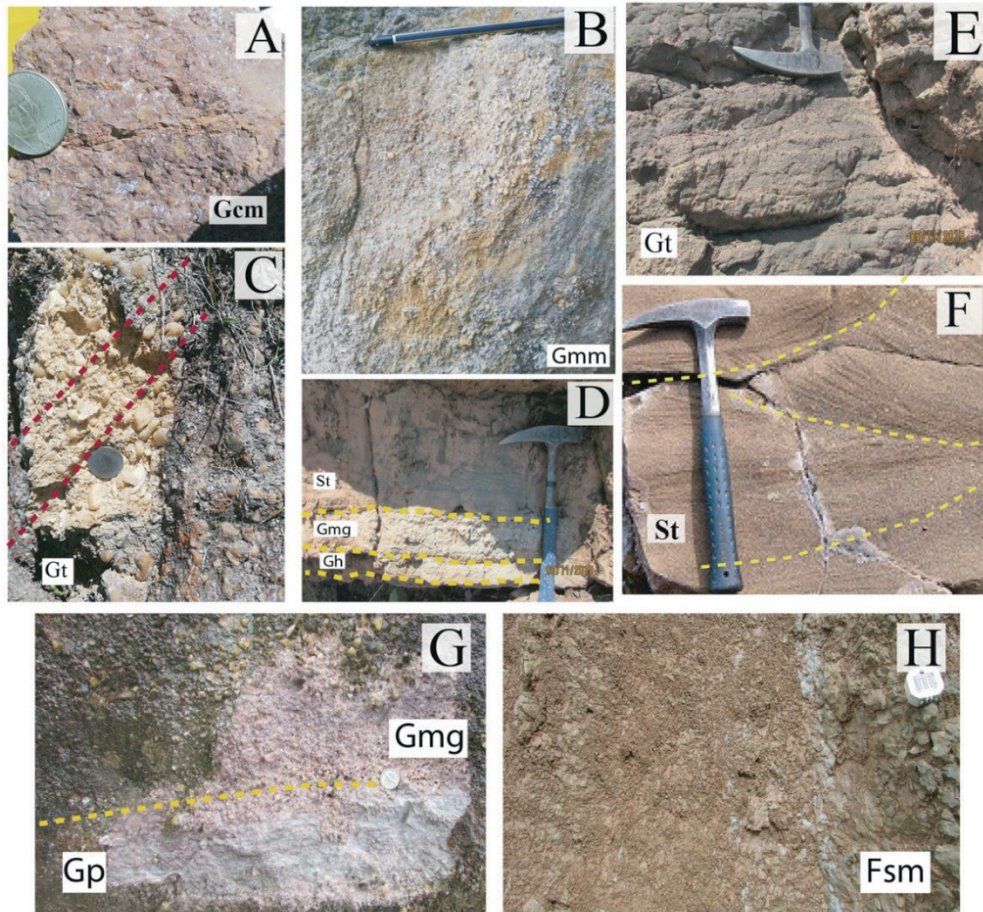


Figura 5. Litofacies de la Formación Tiyuyacu.

A. Ortoconglomerado: Conglomerados clasto soportados masivos; **B.** Paraconglomerado: Conglomerados matriz soportados, masivos; **C.** Conglomerados matriz soportados, imbricados; **D.** Secuencias de conglomerados matriz soportados con imbricación y gradación, estratos de arenisca grueso con estratificación cruzada transversal; **E.** Conglomerados matriz soportados con sets de estratificación cruzada; **F.** Areniscas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada transversal; **G.** Areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada paralela y masivas; **H.** Limolitas arenosas masivas.

3.2. Análisis de proveniencia

3.2.1 Conteo modal de clastos

La composición clástica del Miembro Inferior fue analizada en dos niveles conglomeráticos: en la base y en el tope. Las proporciones de clastos sedimentarios varían desde 50% a 62%, con dominio de clastos de chert y en menor proporción (24% a 30%) gránulos de cuarzo y lodolitas, mientras que, las proporciones de clastos metamórficos varían entre 20% a 14%, con dominio de clastos de cuarcitas y filitas (Fig. 6C).

La composición clástica del Miembro Superior fue evaluada en dos niveles conglomeráticos, en la base y en la parte media. Las proporciones evaluadas muestran un

dominio de clastos sedimentarios de cuarzo (54% a 60%) y clastos de chert (7% a 11%). Se observa influencia de clastos metamórficos con proporciones de gránulos de cuarcitas (24% a 30%). Las proporciones modales de clastos volcánicos, andesíticos son menores al 5% (Fig. 6C).

3.2.1 Análisis petrográfico

Las proporciones modales de cuarzo, feldespato y líticos de cinco (5) muestras del Miembro Inferior (TY-I-2; TY-I-3; TY-I-4; TY-I-6; TY-I-7) fueron ploteados en el diagrama de discriminación litológica [26], mostrando un claro dominio de líticos de areniscas, cuarcitas y gránulos de chert, con proporciones de 36% a 52%, mientras que,

proporciones de cuarzo detrítico varían desde 37% a 47%, las proporciones de feldespatos son menores al 5%. Estas proporciones indican que las muestras del Miembro Inferior corresponden a litoareniscas (Fig. 6A-D).

las proporciones de cuarzo de 58% a 72%, las proporciones de líticos disminuyen de 19% a 30%, mientras que, en las proporciones de feldespato se observa un incremento a 13%.

En las muestras del Miembro Superior (TY-S-9; TY-S-10; TY-S-12; TY-S-13; TY-S-14) se observa un incremento en

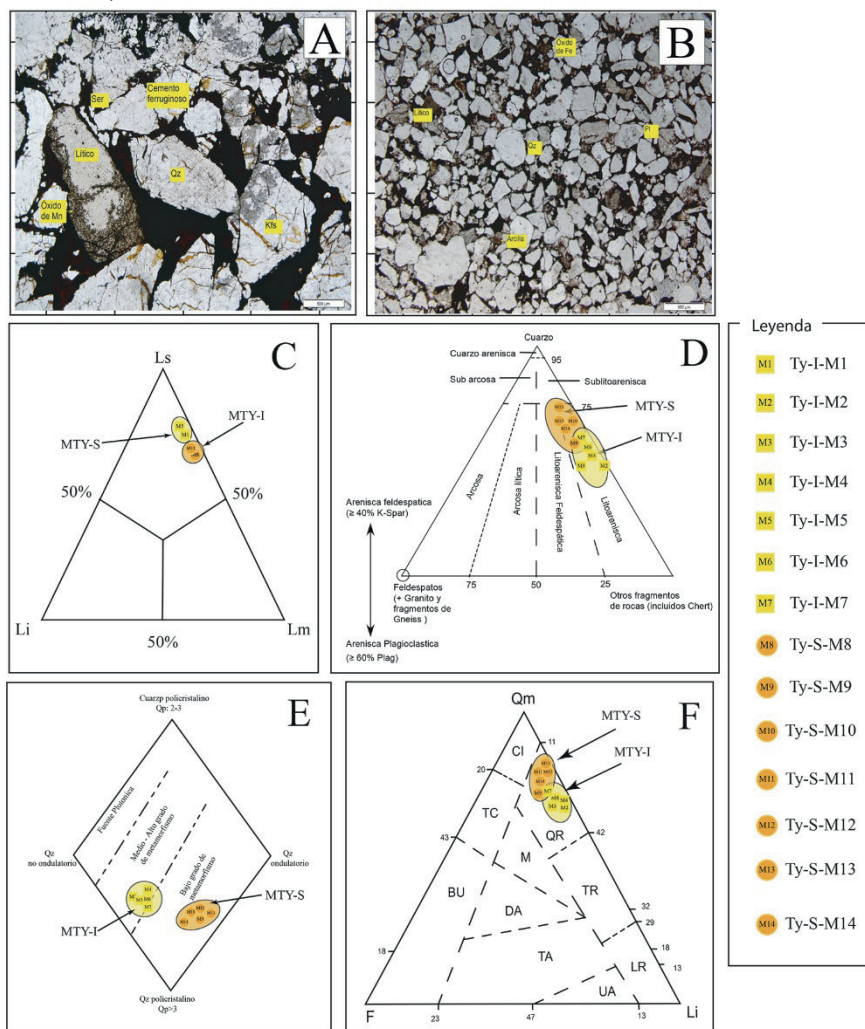


Figura 6. Caracterización y discriminación petrográfica de la Formación Tiyuyacu

A. Sección delgada MTy-I; B. Sección delgada MTy-S; C. Boggs, (1992); D. Folk's (1974); E. Basu et al., (1975); F. Dickinson, et al. (1983).

Estas proporciones también ubican a las muestras del Miembro Superior en el campo de litoareniscas, sin embargo, se observa un mayor aporte de una fuente rica en cuarzo (Fig. 6B-D).

Considerando las altas proporciones de cuarzo en las muestras analizadas, se consideró pertinente discriminar la tipología de cuarzo [31]; los sets de muestras analizadas indican altas proporciones de cuarzo policristalino (45% a 72%), las proporciones de cuarzo no ondulatorio alcanzan el 55% en el Miembro Inferior; mientras que, en el Miembro Superior, las proporciones de cuarzo ondulatorio llegan al 40%. Esto indica que el detrimento del Miembro Inferior estaría relacionado a rocas de alto grado metamórfico; mientras que, el detrimento del Miembro Superior se asocia a rocas de bajo grado metamórfico (Fig. 6E);

expresando un cambio en la fuente detrítica. Las proporciones de cuarzo monocristalino, feldespato y líticos evaluadas en el diagrama de discriminación tectónica [29], indica que los sets de muestras analizadas presentan procedencia asociada a una orogenia reciclada rica en cuarzo (Fig. 6F).

3.2.2 Minerales pesados

Asambleas de minerales pesados fueron analizadas en ocho (8) muestras; cuatro (4) muestras corresponden al Miembro Inferior (Ty-I-M1; Ty-I-M2; Ty-I-M5; Ty-I-M7) y cuatro (4) muestras pertenecen al Miembro Superior (Ty-S-M8; Ty-S-M10; Ty-S-M13; Ty-S-M14) (Fig. 7). El índice de madurez ZTR (Zr, Tr, Rt) es dominante con proporciones de 70% a 65% en la base del Miembro Inferior, en el tope

del Miembro Inferior estas proporciones disminuyen a 55%, en general este índice presenta tendencia decreciente. Las proporciones de Mn, Br, An, Ti, varían de 8% a 15%, en conjunto con el índice ZTR, se evidencia el dominio de la fuente cratónica en el Miembro Inferior; sin embargo, se observa una tendencia decreciente. En asociación, las proporciones de Ky, Sil, Ep, Clz, presenta tendencia creciente, de 12% a 36%; estos minerales caracterizan a facies de alto grado metamórfico [42], las proporciones de Ap, Cs y Hnb, son menores al 10%, estas indican una fuente ígnea (Fig. 7). La base del Miembro Superior, es

caracterizada por la presencia de altas proporciones (36% a 40%) de Ap, Cs, Au, Hnb; estas asambleas expresan el input de fuente ígnea dominante [42]. El índice de madurez ZTR en el Miembro Superior presenta tendencia creciente de 34% a 58%, las proporciones de Mn, Br, An, Ti varían de 14% a 22%. La fuente cratónica muestra tendencia creciente y domina el Miembro Superior, con valores que van desde 52% al 66%. Las proporciones de minerales metamórficos mantienen tendencia creciente con proporciones de 15% a 29% (Fig. 7).

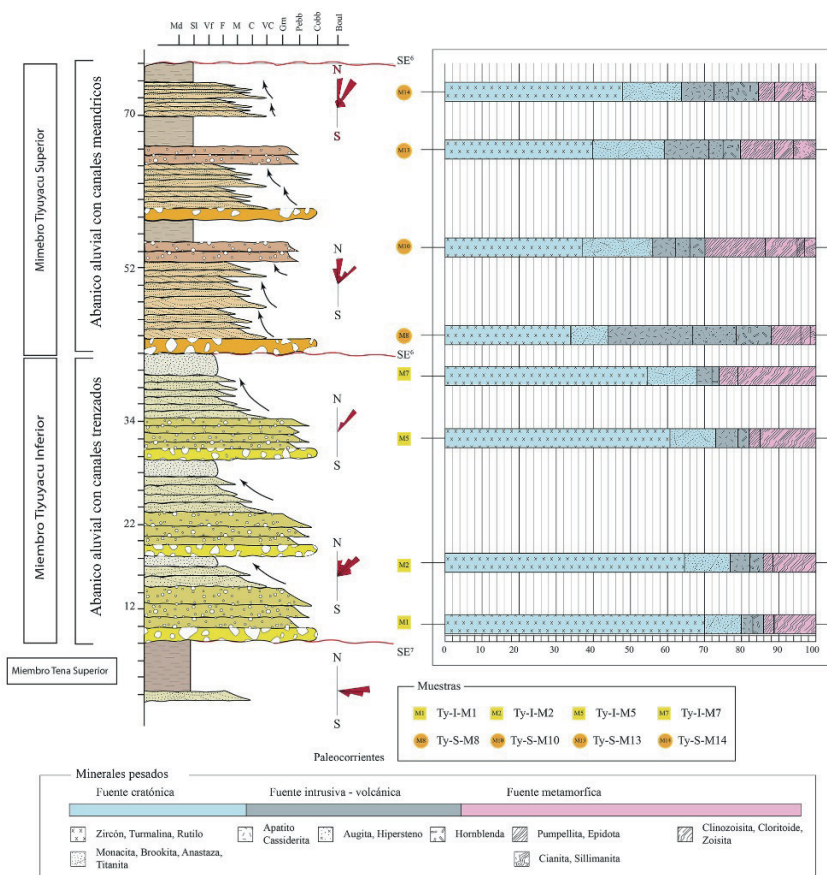


Figura 7. Asambleas de minerales pesados en la Formación Tiyuyacu.

4. DISCUSIÓN

4.1. La Formación Tiyuyacu en el Frente de Cabalgamiento Andino

La Formación Tiyuyacu descansa en discordancia angular (SE7) sobre la Formación Tena, la base del Miembro Inferior es dominada por macroformas de canales (CH) y barras de graba (GB), mientras que en el tope del miembro se identifican macroformas de acreción lateral de barras (LA) y planicies de inundación arenosas (FS), estas macroformas son asociadas a aluviales con canales trenzados. El Miembro Superior se desarrolla en discordancia (SE6) sobre el miembro inferior, la base del Miembro Superior es caracterizada por el desarrollo de

flujos de escombros (FE), caracterizados por conglomerados masivos, mientras que la parte media, es caracterizada por el desarrollo de canales (CH), barras de graba (GB) y depósitos de acreción vertical (UA). En el tope del Miembro Superior se observa abundancia de macroformas de acreción vertical y planicies de inundación lodosas (FF); es común que estas macroformas estén asociadas a aluviales con canales meándricos. El límite superior de la Formación Tiyuyacu es marcado por una superficie de erosión de 6to orden.

En el MG-FDA descrito se identificaron las especies de polen: Rugutricolporites sp (Eoceno a Oligoceno); Retitriletes sp (Eoceno Medio a Holoceno), Verrucatotriletes sp (Eoceno Medio – Holoceno), Verrucatosporites sp (Eoceno Superior – Holoceno), Duplopollis Orthoteicus sp (Eoceno Medio a Oligoceno) y

se asignó a estas rocas al Eoceno Medio, precisamente a la Formación Tiyuyacu [16]. La composición modal de cantos, clastos y gránulos en niveles del Miembro Inferior es dominada por cherts con influencia de cuarzo, gránulos de cuarcitas, lodolitas y filitas. Mientras que, en el Miembro Superior proporciones de cuarzo son dominantes con influencia de chert, y clastos volcánicos. La discriminación petrográfica del Miembro Inferior como del Miembro Superior define a estas muestras como litoareniscas, e indican una procedencia asociada a una orogenia reciclada rica en cuarzo.

Asambleas de minerales pesados, presentes en el Miembro Inferior indican una procedencia cratónica, caracterizada por un alto índice ZTR de tendencia decreciente y con influencia de rocas de alto grado metamórfico. Mientras que, asambleas de minerales pesados en el Miembro Superior, identifican dominio del índice ZTR con tendencia creciente y presencia de una fuente ígnea, intermedia.

4.2 Variaciones laterales observadas en la Formación Tiyuyacu.

En el Levantamiento Napo, el ambiente de depósito de la Formación Tiyuyacu fue vinculado a sistemas fluviales de ríos trenzados [7]. En el Frente de Cabalgamiento Andino, sistemas aluviales de canales trenzados dominan el Miembro Inferior y evolucionan a sistemas aluviales con canales meándricos en el Miembro Superior. Esta evolución podría estar vinculada a variaciones laterales de sistemas aluviales, dichas variaciones han sido documentadas en el valle Alaknada en los Himalayas [43], en el sistema aluvial de Pensilvania en la orogenia Alleghaniana [44], en la cuenca Bohai Bay en China [45] atribuyendo esta evolución de sistemas fluviales a un cambio topográfico en la fuente de detrito.

En cuanto a las variaciones en la composición del detrito de la Formación Tiyuyacu, en el Levantamiento Napo el cambio en la composición clástica de los conglomerados ricos en chert en el Miembro Inferior con respecto a los conglomerados ricos en cuarzo en el Miembro Superior, es la principal característica de diferenciación dentro de esta secuencia [8]. En el FCA, también se documenta esta variación composicional; el Miembro Inferior rico en clastos de chert, cambia en el Miembro Superior a una fuente rica en cuarzo, con influencia ígnea. Esta fuente ígnea es caracterizada por la presencia de Ap, Hnb y Act. Esta variación composicional puede explicarse en función de la variación de la fuente de detrito disponible. Es importante considerar que en el Levantamiento Napo se documentó la presencia de niveles de tobas en la base del Miembro Superior [7], por lo cual, la presencia de un volcanismo coetáneo a la sedimentación también podría ser considerado como fuente detrítica para el Miembro Superior.

Los sistemas aluviales de canales trenzados son caracterizados por la abundancia de detrito disponible para

la sedimentación, mientras que en los sistemas aluviales de canales meándricos, la generación de espacio de acomodación es una de las principales características, de estos sistemas [14]. El cambio de la fuente de detrito, implica un alto grado de erosión, considerando que en el Miembro Inferior se reporta un grado de sorteo medio y morfologías sub-redondeadas, con baja esfericidad, se interpreta que la fuente de detrito estuvo relativamente próxima al depósito. Por otro lado, en el Miembro Superior se reporta un grado de sorteo medio a alto, con morfologías de grano redondeadas, Por lo cual, se interpreta que el detrito tuvo mayores longitudes de transporte que en el Miembro Inferior, esto implicaría un cambio geográfico de la fuente de detrito.

Considerando lo anteriormente expuesto, la evolución de aluviales con canales trenzados a aluviales con canales meándricos, documentada en la Formación Tiyuyacu, en el FCA, podría estar vinculada a un cambio geográfico de la fuente detrítica, asociado a pulsos de levantamiento de los Andes (Fig. 8). Estos pulsos pueden generar altas tasas de erosión que a su vez generan grandes cantidades de detrito disponible para la sedimentación, estas condiciones son favorables para la generación de sistemas aluviales con canales trenzados. Por otro lado, cuando la fuente de detrito se ve atenuada, los sistemas aluviales son dominados por canales meandriformes. Los patrones de sedimentación asociados a pulsos de elevación de bloques tectónicos han sido documentados en aluviales de los Himalayas [46], [47]. [48].

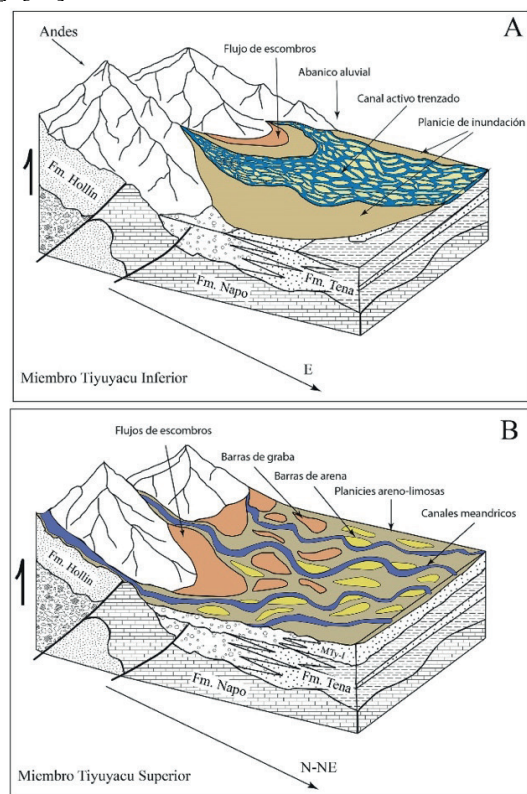


Figura 8. Modelo de evolución geológica para la Formación Tiyuyacu.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- En el Frente de Cabalgamiento Andino, en la vía que conecta los poblados de Santiago de Tiwintza y Puerto Morona, en el sector “Mirador de la Virgen”, en la Formación Tiyuyacu se identificaron dos miembros. El Miembro Inferior se desarrolla en discordancia angular sobre la Formación Tena, en este miembro se identificaron macroformas de canales, barras de grava, acreción lateral y planicies arenosas asociadas a depósitos aluviales de canales trenzados. Mientras que, el Miembro Superior se identificó macroformas de canales, barras de grava, acreción vertical y planicies limosas vinculadas genéticamente a aluviales con canales meándricos.
- La composición clástica en el Miembro Inferior indica que la fuente de detrito estuvo dominada por clastos de chert e influenciada por cuarzo detrítico y rocas metamórficas, mientras que la composición clástica del Miembro Superior es dominada por cuarzo detrítico, con altas proporciones de chert y fragmentos volcánicos menores.
- Asambleas de minerales pesados, indican un dominio del índice ZTR a lo largo de la Formación Tiyuyacu, presentando tendencia decreciente en el Miembro Inferior y tendencia creciente en el Miembro Superior. En el Miembro Inferior se observan importantes proporciones de Sil y Ky, indicando un aporte metamórfico de alto grado, mientras que en el Miembro Superior se observan proporciones de Ap, Cs, Hnb y Act indicando la influencia de una fuente ígnea, intermedia.
- La presencia de superficies de erosión de 6to orden como límites de secuencia indican que los patrones de sedimentación están vinculados al movimiento vertical de bloques, en estos periodos de elevación se genera detrito disponible para la sedimentación. Otra característica de este movimiento es la generación de espacio de acomodación en bloques adyacentes, una característica evidente de este proceso es la variación lateral de facies, documentado en la Formación Tiyuyacu en el Frente de Cabalgamiento Andino.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- [1]. M. Litherland et al., “The metamorphic belts of Ecuador,” British Geological Survey, Overseas Memoir no. 11, pp.147, 1994.
- [2]. G. Ruiz, et al., “Detrital provenance and exhumation in the ecuadorian subandean zone: a key region leading to the understanding of Andean geodynamics,” presented at the 5th International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG, Toulouse, 2002, pp. 565-568.
- [3]. P. Baby, et al., “Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador,” Geological Society, London, Special Publications, 377(1), pp. 59-76, 2013.
- [4]. H. J Tschopp, “Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938–1950,” AAPG Bulletin, vol. 37(10), pp. 2303-2347, 1953.
- [5]. F. Christophoul, “Comisión zona Gualaquiza, carretera Mendez-Patuca-Santiago-Morona y Cerro Macuma,” Petroproducción., Quito., Ecuador, Petroproducción/O.R.S.T.O.M., Mar. 1998.
- [6]. J. Baldock, “Geología del Ecuador,” Min. de Rec. Nat. y Energ. División General de Geología y Minas, Quito, Ecuador, 1982, pp. 66-70.
- [7]. F. Christophoul, et al., “Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times,” Tectonophysics, vol. 345(1-4), pp. 281-298, 2002.
- [8]. R. Marocco, et al., “Sedimentología de las formaciones de edad eocena y oligocena de la Cuenca Oriente,” Confidential report, IRD-Petroproducción, Ecuador, pp. 35, 1996.
- [9]. G. M.H. Ruiz, et al., “Detrital thermochronology—a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador,” Basin Research, vol. 16(3), pp. 413-430, 2004.
- [10]. N. Martin-Gombojav and W. Winkler, “Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes,” Terra Nova, vol. 20(1), pp. 22-31, 2008.
- [11]. Gutiérrez, E. G., Horton, B. K., Vallejo, C., Jackson, L. J., & George, S. W. Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. In *Andean Tectonics*. Elsevier. pp. 237-268. 2019.
- [12]. Ordóñez, M., Jiménez, N., & Suárez, J. Micropaleontología ecuatoriano. Petroproduccion, CIGG, Guayaquil. pp. 199-256. 2006.
- [13]. C. W. Romero, et al., “Reconstruyendo el pasado del planeta: El registro estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tena en la carretera Tiwintza–Puerto Morona,” Rev. Cient. GeoLatitud, vol., 2(2), pp. 2-13, 2019.
- [14]. S. Bès de Berc, et al., “Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top–foredeep transition: example of the eastern Ecuadorian Andes,” Tectonophysics, vol. 399, pp. 351-380, 2005.
- [15]. W. Sauer, “Geología del Ecuador,” Edit. del Minist. de Educación, Quito, Ecuador, 1965, pp. 383.
- [16]. P. J. Townsend, “A field excursion to the west flank of the Cutucú uplift, Southern foothills of Cordillera Real, Ecuador,” British Petroleum, Ecuador, 1988.
- [17]. J. P. Almeida, “Comisión a la via Mendez - Patuca - Santiago. Quito: C.E.P.E.,” Archivo central Petroamazonas Litoteca, Jun. 1989.
- [18]. C. Moran and F. Moyano, “Corte geológico de las formaciones cretácico-terciarias en el frente de cabalgamiento andino entre Morona y Santiago,” Bachelor's thesis, ESPOL, Ecuador, 1998.

- [19]. R. G. Walker, "Facies modeling and sequence stratigraphy: perspective," *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 60 (no.5), pp. 777-786, 1992.
- [20]. N. P. James, and R. W. Dalrymple, "Facies models 4," Canadian Sedimentology Research Group, Geological Association of Canada, 2010, pp. 574.
- [21]. A. D. Miall, "The geology of stratigraphic sequences: Edition 2," Springer Science & Business Media, 2010, pp. 522.
- [22]. A., Tedesco, et al., "Changes in the architecture of fluvial deposits in the Paganzo Basin (Upper Paleozoic of San Juan province): an example of sea level and climatic controls on the development of coastal fluvial environments," *Geologica acta*, vol. 8(4), pp. 463-482. 2010.
- [23]. F. J. Pettijohn, et al., "Sand and sandstone: Second Edition," Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, London, Paris, Tokyo, 2010, pp. 547.
- [24]. M. E. Tucker, "Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 3rd Edition" Edit. Wiley, 2009, pp. 272.
- [25]. A. Fontán, et al., "Aplicación de técnicas de GPS diferencial, fotogrametría y geofísica a la cuantificación de procesos erosivos y balances sedimentarios en playas y dunas costeras" in book Herramientas para la gestión sostenible. Proc XII Congr Asociación Española de Teledetección, pp. 19-21, 2007.
- [26]. R.L. Folk, "Petrology of Sedimentary Rocks, 2nd edition," Edit. Hemphill Pub. Co., Austin, Tx., 1974, pp.182.
- [27]. D. A. V. Stow, "Sedimentary Rocks in the Field: A color guide," CRC Press, Apr. 2005, pp.320.
- [28]. Jr, Sam Boggs, "Principles of sedimentology and stratigraphy, 5th Edition," Pearson Education, 2014, pp. 565.
- [29]. W. R., Dickinson, et al., "Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting," *Geological Society of America Bulletin*, vol. 94 (2), pp. 222-235. 1983.
- [30]. M. E. Tucker, "Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks," Blackwell, Scientific publication, London, 2001, pp.291.
- [31]. A. Basu, "Reading provenance from detrital quartz," In Zuffa G.G. (eds) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, Springer, Dordrecht, vol. 148, pp. 231-247, 1985.
- [32]. C. W. Romero, "Identificación y Caracterización de Facies de la Formación Hollín en Centro Shaima: El Registro de una Transición Fluvio-Marina en la Región Sur Oriental del Ecuador," Bachelor's thesis, EPN, Ecuador, 2018.
- [33]. W. Winkler, "Mid-to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps; palaeotectonic implications," *Jb. Geol. B.-A., Wien.*, vol. 131 (2). pp. 341-389, 1988.
- [34]. M. A. Mange and H. Maurer, "Heavy minerals in colour," Springer Science & Business Media, 2012, pp.356.
- [35]. A. C. Morton, et al., "Correlation of Triassic sandstones in the Strathmore Field, west of Shetland, using heavy mineral provenance signatures," *Developments in Sedimentology*, vol. 58, pp. 1037-1072, 2007.
- [36]. A. D. Miall, "The geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology," Springer; 4th corrected printing, 2006, pp.598.
- [37]. J. S. Bridge and I. A. Lunt, "Depositional models of braided rivers. In *Braided rivers: Process, deposits, ecology and management*," Oxford: Blackwell Publishing, vol. 36, pp. 11-50, 2006.
- [38]. J. Zhao, et al., "Architecture and evolution of a modern braided fluvial system: The Weihe River in northern China," *Geological Journal*, vol. 55(7), pp. 5138-5154, 2020.
- [39]. G. J., Nichols and J.A. Fisher, "Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits," *Sedimentary geology*, vol. 195(1-2), pp.75-90, 2007.
- [40]. P. Ashmore, et al., "Active width of gravel-bed braided rivers," *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 36(11), pp.1510-1521, 2011.
- [41]. N. Yan, et al., "A 3D forward stratigraphic model of fluvial meander-bend evolution for prediction of point-bar lithofacies architecture," *Computers & Geosciences*, vol. 105, pp. 65-80, 2017.
- [42]. E. Garzanti and G. Vezzoli, "A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade," *Journal of Sedimentary Research*, vol. 73(5), pp. 830-837, 2003.
- [43]. N. Juyal, et al., "Late Quaternary fluvial aggradation and incision in the monsoon-dominated Alaknanda valley, Central Himalaya, Uttarakhand, India," *Journal of Quaternary Science*, vol. 25(8), pp. 1293-1304, 2010.
- [44]. R. P. Grimm, et al., "Tectono-sedimentary Evolution of Early Pennsylvanian Alluvial Systems at the Onset of the Alleghanian Orogeny, Pocahontas Basin, Virginia," *Basin Research*, vol. 25(4), pp. 450-470, 2013.
- [45]. Y., Qiao, et al., "Sedimentary characteristics and evolution of the fluvial system of the Neogene Guantao Formation, Zhanhua Sag, Bohai Bay Basin, China," *Journal of Petroleum Science and Engineering*, vol. 180, pp. 793-807, 2019.
- [46]. A. K. Singh, et al., "Quaternary alluvial fan sedimentation in the Dehradun valley piggyback basin, NW Himalaya: tectonic and palaeoclimatic implications," *Basin Research*, vol. 13(4), pp. 449-471, 2001.
- [47]. R. Kumar, et al., "Evolution of the Quaternary alluvial fan system in the Himalayan foreland basin: Implications for tectonic and climatic decoupling," *Quaternary international*, vol. 159(1), pp. 6-20. 2007.
- [48]. S. Ayaz, et al., "Morphotectonic analysis of alluvial fan dynamics: comparative study in spatio-temporal scale of Himalayan foothill, India," *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 11(2), pp. 41, 2018.