

Asociación de facies: la clave para la identificación de la Formación Hollín en la región Sur Oriental del Ecuador.

Facies association: key to identification of the Hollín Formation in South Eastern region of Ecuador

Christian Romero¹, Ana Belen Gramal², Fausto Carranco³, Silvia Toainga⁴

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

2 Dirección de Innovación, Instituto de Investigación Geológico y Energético, Quito-Ecuador.
ana.gramal@geoenergia.gob.ec

3 Dirección de Innovación, Instituto de Investigación Geológico y Energético, Quito-Ecuador.
fausto.carranco@geoenergia.gob.ec

4 Dirección de Innovación, Instituto de Investigación Geológico y Energético, Quito-Ecuador.
silvia.toainga@geoenergia.gob.ec

ISSN: 2661-6998

Fecha de recepción: 31-10-2018
Fecha de aceptación: 02-04-2019

Resumen

Nuestra investigación presenta características estratigráficas y sedimentológicas de la Formación Hollín (Aptiense - Albiense), en la región Sur Oriental del Ecuador. La Formación Hollín estratigráficamente se ubica en la base de la secuencia sedimentaria cretácica de la Cuenca Oriente y se desarrolla en inconformidad angular sobre un basamento deformado y de litología heterogénea (pre-Aptiense). El registro sedimentario de la transición de ambientes fluviales a ambientes marinos someros con influencia mareal (parte de la transgresión que ocurrió en la margen noroccidental sudamericana en el Cretácico Superior) es observado en la secuencia vertical de la Formación Hollín, por esta razón la Formación Hollín ha sido dividida en dos miembros: 1) cinco facies arenosas y una facie lodosa han sido reconocidas en el Miembro Inferior, que contiene facies fluviales de ríos trenzados de sinuosidad media a baja. Mientras que 2) el Miembro Superior es caracterizado por el desarrollo de planicies de mareas, que incluyen pantanos en zonas supramareales; planicies de lodo y planicies mixtas en zonas intermareales; y con el desarrollo de barras y dunas mareales en zonas submareales. El límite con la suprayacente Formación Napo corresponde a una zona de transición caracterizada por la presencia de glauconita.

Palabras clave: Fm Hollin, Sedimentología, Ambiente Fluvial, Ambiente Mareal.

Abstract

Our research presents stratigraphic and sedimentological characteristic of Hollín Formation (Aptian-Albian) in the South Eastern region of Ecuador. The Hollín Formation is attributed to the base of cretaceous sedimentary sequence of Oriente basin; and overlay in unconformity to heterogeneous and deformed basement (pre-Aptian). The sedimentary record of the transition from fluvial environments to shallow marine environments with tidal influence (regional transgression occurred in the the northwestern margin of South America Upper Cretacic) is observed in the vertical sequence of Hollín Formation, for this reason the Hollín formation has been divided into two members: 1) Five sandy and one muddy lithofacies have been recognized in the Lower Member, it contains braided rivers from low to medium sinuosity facies. While 2) Upper Member is composed of deposits of tidal flat. These include marshes facies in supra-tidal zones, mud and mix flats facies in inter-tidal zone, and bars and dunes facies in sub-tidal zone. The limit with the overlying Napo Formation corresponds to a transition zone characterized by glauconite mineral.

Keywords: Hollín Fm. Sedimentology, Fluvial and Tidal Environment.

1. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista científico y económico, la Cuenca Oriente ecuatoriana es una de las más complejas y atractivas cuencas sedimentarias de transarco de los Andes Septentrionales [1]; se constituye de diversos ciclos tectónicos y sedimentarios que se desarrollaron sobre un basamento cristalino Precámbrico [2]. El ciclo tectónico sedimentario cretácico, expresado por las Formaciones Hollín, Napo y el Miembro Tena Basal de la Formación Tena, registra periodos transgresivos y regresivos del intervalo Aptiense a Campaniense [3, 4].

Dentro de este contexto, la Formación Hollín (Aptiense-Albiense) es el reservorio de mayor importancia de petróleo in situ y por ende una de las formaciones geológicas de mayor interés científico dentro de la región [1]. Por este motivo, a partir de datos de sub-superficie de afloramientos ubicados en la parte norte del Levantamiento Napo (Fig. 1), diversas interpretaciones del ambiente de sedimentación se han propuesto para la Formación Hollín, incluyendo [5], [6], [7] y [8] como resultado de estas investigaciones, se ha propuesto que la Formación Hollín se encuentra compuesta de dos miembros: (1) Hollín Principal o Miembro Inferior, el cual, consiste de una secuencia arenosa de planicie aluvial, mientras que (2) el Miembro Hollín Superior, grada verticalmente a sedimentos costeros con cuerpos arenosos influenciados por mareas y tormentas, profundizando en ambientes de plataforma [6]. La secuencia presenta sus mayores espesores hacia el centro-Oeste de la cuenca y se acuña al Este (Fig. 1); y registra la transición de ambientes fluviales a entornos marinos someros, como resultado de la transgresión regional en el Albiense [9, 10].

En contraste, si bien la Formación Hollín ha sido ampliamente estudiada en el centro-Norte de la Cuenca Oriente, en la región Sur Oriental del Ecuador (Fig. 1), la información descriptiva sobre la Formación Hollín es escasa [11, 12, 13], limitándose a las descripciones proporcionadas por [4],[10] y [14].

En los últimos años, el desconocimiento de la arquitectura estratigráfica y estructuras sedimentarias de la Formación Hollín generó confusión y un deficiente análisis del registro estratigráfico a nivel regional, confundiendo la posición estratigráfica de secuencias sedimentarias e impidiendo proponer una completa interpretación de los procesos geológicos que actuaron y actúan en la región [12, 13].

En este trabajo se describen características estratigráficas y sedimentológicas de la transición fluvio-marina que caracterizó el cretácico superior a nivel regional; representada en la actualidad por los depósitos de la Formación Hollín en la Cuenca Oriente; dando un especial énfasis a la asociación de facies como herramienta en la identificación de ambientes fluviales y mareales en el registro sedimentario.

2. METODOLOGÍA

La presente investigación desarrolla la identificación, descripción e interpretación de facies sedimentarias, considerando que Walker en [15] define al término facie como un cuerpo de roca caracterizado por una particular combinación de litologías, estructuras físicas y biológicas que confieren un aspecto diferente a los cuerpos de rocas adyacentes; nos enfocamos en la descripción de las rocas sedimentarias clásticas, psamíticas y pelíticas, presentando criterios para la distinción petrológica, especificación de las características texturales e identificación de estructuras sedimentarias, incluyendo en la descripción conceptos de asociación de facies y ambientes sedimentarios análogos.

Nuestra investigación recolecta información de 93 afloramientos de la Formación Hollín distribuidos tanto en la región Sur: Cordillera del Cóndor y el Levantamiento Cutucú, así como en la región Norte: Levantamiento Napo (Fig. 1) y es el resultado del análisis de 212 rocas tipo. Estas observaciones son sintetizadas y a continuación se presentan características determinantes para la identificación de la secuencia sedimentaria Hollín.

3. RESULTADOS

3.1. Inconformidad

Hacia la base de la Formación Hollín se observa la inconformidad entre rocas ígneas intrusivas del batolito de Zamora, flujos de lava de la Formación Misahuallí, volcanosedimentos y sedimentos finos de la Formación Chapiza, subyaciendo a facies gruesas de la Formación Hollín, las cuales representan depósitos de desfase basal (Fig. 2).

Esta inconformidad es observada: en el flanco Este del río Nangaritzta, en el sector de Chuchumbletza al Este del poblado Viejo Miazta (UTM: X:759 834E; Y:9 532 668N; h:942m), en el camino al sector Plan del Oso a la altura de las cascadas de Guayacanes (UTM X: 760 872E; Y:9 594 605N; h:1 235m); en la vía Los Encuentros - El Pangui, sector El Pincho (Fig. 2; UTM X: 766 852E; Y: 9 590 026N; h: 984m); en el flanco derecho del río Zamora a la altura de Panantza (UTM: X: 777 828E; Y: 9 660 685N; h:902m), al NE de Limón-Indanza (UTM: X: 785 286E;Y:9 668 592N; h:1 075m;), en el camino rumbo al sector El Panecillo en el sector de Chiviaza (UTM: X: 798 973E; Y: 9 678 811N; h: 1 251m), en Sucúa en el flanco derecho del río Upano (UTM: X: 819 679E; Y: 9 728 453N; h: 748m).

Poblaciones de edades U-Pb de circones detríticos obtenidas en secuencias volcanoclásticas pre-Hollín, en el sector de los Encuentros, presentadas en [16] varían entre 116 y 200 Ma, sugiriendo la erosión de los arcos Misahuallí y Alao, que suministraron el detrito sedimentario a estas secuencias, e indicando una edad máxima de sedimentación de 116 Ma para la Formación Hollín.

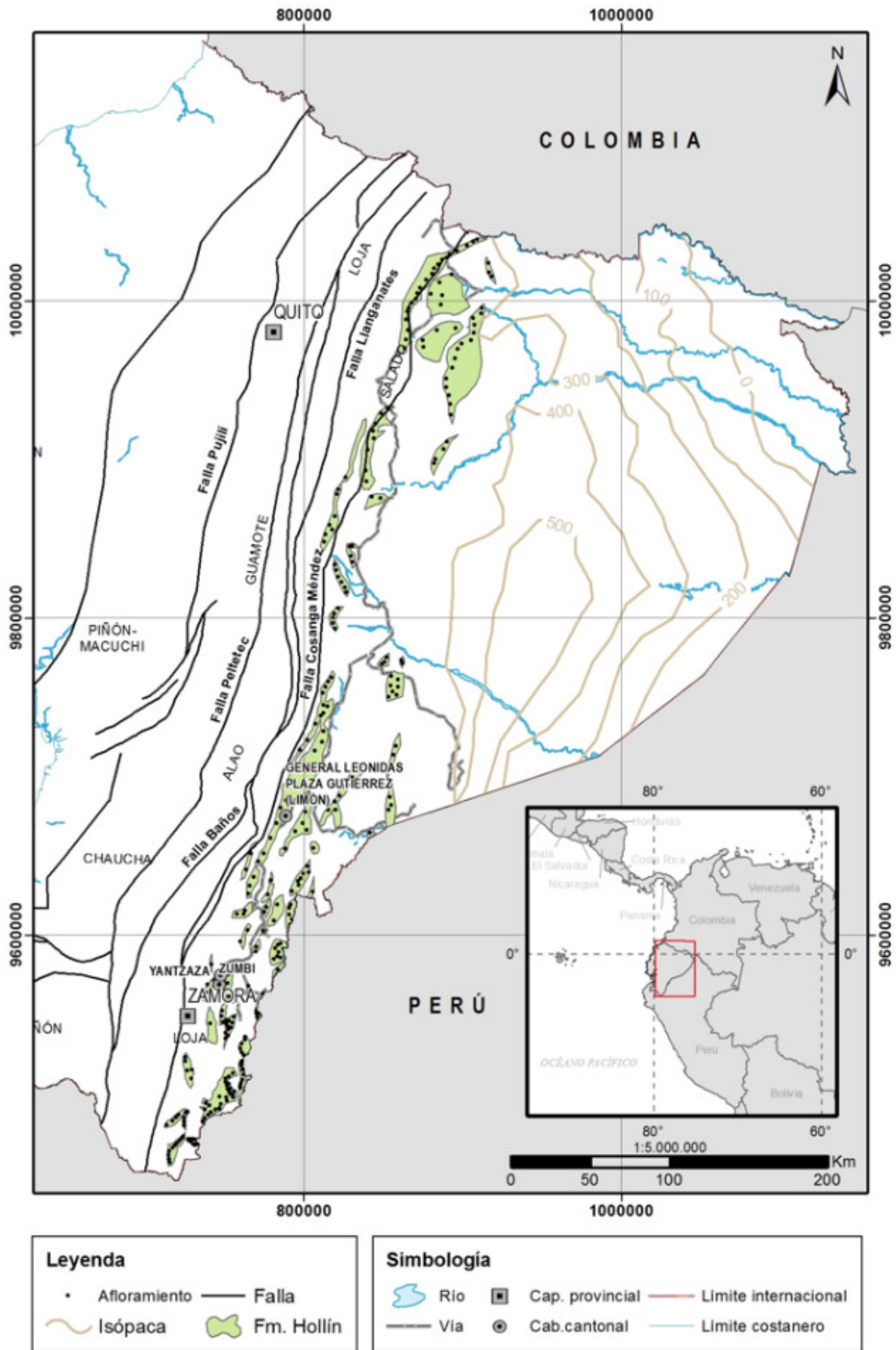


Figura 1: Mapa de ubicación de afloramientos y Mapa de isopacas de la Formación Hollín.



Figura 2: Inconformidad regional.
 Carretera Los Encuentros – El Panguí, Sector El Pincho (UTM X: 766 852E; Y: 9 590 026N; h: 984m).

3.2. Ambiente fluvial: Miembro Hollín Inferior

3.2.1. Descripción

Las mejores exposiciones del Miembro Hollín Inferior son observadas en las orillas del río Nangaritzta en los sectores de Centro Miazí (UTM X: 762 025E; Y: 9 529 022N; h: 1 400m), Centro Shaime (UTM X: 759 042E; Y: 9 522 338N; h: 900m), Alto de Chuchumbletza (UTM X: 759 893E; Y: 9 526 336N; h: 1 000m), en el flanco derecho del río Zamora en Zumbi (UTM X: 743 764E; Y: 9 569 797N; h: 950m), al NE de Zamora (UTM X: 723 031E; Y: 9 552 764N; h: 1 115m), en el sector de Los Encuentros y El Pincho (UTM X: 766 885E; Y: 9 588 044N; h: 799m), al NO de Limon-Indanza (UTM X: 785 286E; Y: 9 668 592N; h: 1 075m), en el sector de Chiviaza cerca a El Panecillo y El Pezcardo (UTM X: 794 564E; Y: 9 679 441N; h: 1 227m).

Un criterio muy útil en la caracterización de depósitos fluviales es la jerarquización de superficies de erosión, esta nomenclatura ampliamente desarrollada por Miall presentada en [17, 18, 19], ha sido empleada en nuestra investigación para diferenciar elementos arquitectónicos y es resumida en la Tabla 1.

Las superficies de erosión de primer y segundo orden han sido utilizadas para caracterizar meso y microformas dinámicas (ver imagen a) en Tabla 1), mientras que superficies de tercer orden

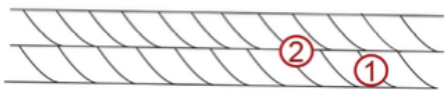
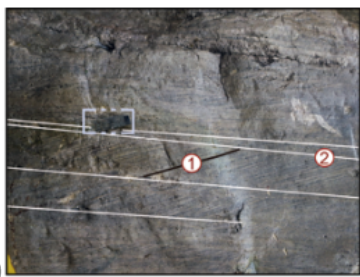
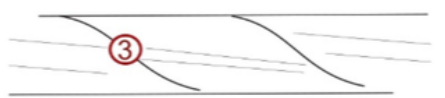
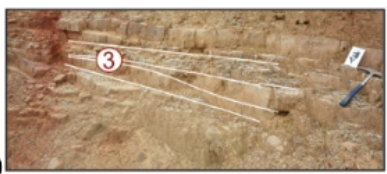

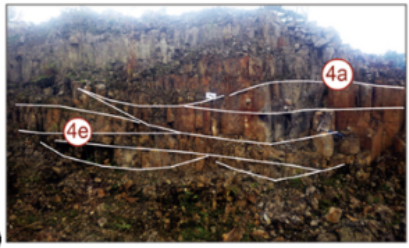
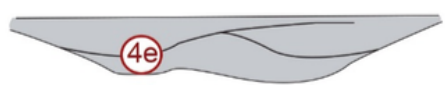
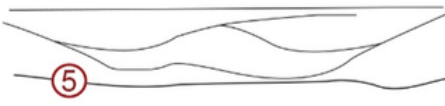
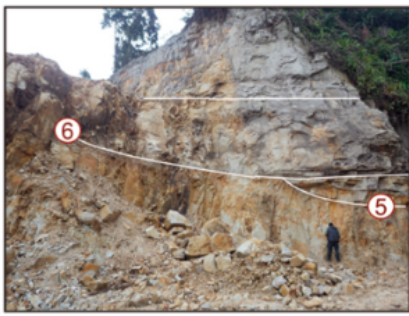

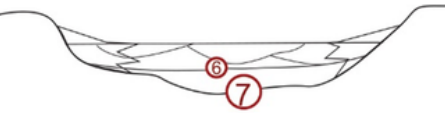

permiten describir el estilo de migración de barras (ver imagen b en Tabla 1).

Siguiendo a DeCelles [20], dos diferentes tipos de superficies de cuarto orden son identificadas: acrecionarias y erosiva. Las superficies de erosión de cuarto orden acrecionarias limitan la parte superior de macro formas caracterizadas por bajo relieve y geometría plana o convexa abierta hacia arriba. La superficie de erosión de cuarto orden erosiva corresponde a la superficie de erosión en la base de los cuerpos canalizados (ver imagen c en Tabla 1).

Las superficies de erosión de quinto orden consisten de superficies planas o de relieve bajo, que definen complejos de canales (ver imagen d en Tabla 1).

Las superficies de sexto orden aquí reconocidas muestran complejos de canales apilados verticalmente, poseen bajo relieve y forman superficies erosivas ligeramente irregulares o planas en lugar de incisiones erosivas. Las superficies de séptimo orden aparecen como superficies de incisión regionales (ver imagen en Tabla 1).

Tabla 1: Arquitectura estratigráfica del Miembro Hollín Inferior

Superficies de erosión			
Orden	Arquitectura	Registro estratigráfico	Interpretación
Superficies de 1 ^{Ro} y 2 ^{do} orden		 a)	Migración de micro y meso formas
Superficies de 3 ^{er} orden		 b)	Acreción lateral migración de barras
Superficies de 4 ^{to} orden		 c)	Macro forma del techo de barra
			Macro forma de bases de canales menores
Superficies de 5 ^{to} orden		 d)	Base de complejo de canales
Superficies de 6 ^{to} orden			Incisión a gran escala de bajo relieve que limita complejos de canales apilados
Superficies de 7 ^{mo} orden		 e)	Límite de secuencia. Paleo-valles.

Superficies de erosión y arquitectura estratigráfica utilizada en nuestra investigación. Modificado de [18], siguiendo a [23].

Tabla 2: Litofacies Hollín Fluvial

Litofacies	Descripción	Proceso de sedimentación	Referencia bibliográfica
CCs	Conglomerado oligomíctico, de gránulos de cuarzo, clastos soportados, matriz limosa y arenosa, con gradación normal e imbricación	Depósitos de desfase basal (Flujos de alta energía).	[17]; [21]; [22]
AGM	Cuarzoareniscas, de grano grueso, de color blanco, con estratificación homogénea (masiva), las características morfológicas del grano corresponden a areniscas maduras.	Acreción lateral de barras.	[21], [29], [25], [30].
AGG	Cuarzoareniscas, de grano muy grueso a fino, de color blanco con tonalidades amarillentas, con gradación normal y estratificación cruzada.		
AMX	Cuarzoareniscas, de grano medio a fino, de color blanco con tonalidades amarillentas, con estratificación cruzada planar y transversal	Migración de barras	[24], [29], [30], [31].
AFM	Cuarzoareniscas, de grano fino a muy fino, con proporciones de limo y arcillas considerables (20%), masivas.	Corrientes turbidíticas en ambientes de baja energía	[29], [32] [33].
LTC	Limolitas laminadas con trazas de carbón que incluyen areniscas limosas con laminación paralela y clastos de lodo	Depósitos de desbordamiento (sedimentación por decantación)	[24], [19], [34].

Al describir los depósitos del Miembro Hollín Inferior la morfología típica observada corresponde al sistema Barra – Canal, descritos a detalle en [19], [21], [22] y [23], las morfologías observadas y las litofacies características son listadas en la tabla 1 y 2.

Los canales tienen morfología cóncava, abierta hacia arriba o ligeramente inclinados hacia los flancos; presentan bajo relieve, su espesor a la base de la secuencia alcanza un máximo de 3 m y su amplitud puede abarcar de 4 a 20 m, mientras que, hacia el tope, su espesor decrece a menos de 50 cm y su amplitud es observada de pocos metros a decímetros, microcanales en [19] (ver imagen d en Tabla 1).

Las barras presentan morfología convexa, con superficies erosivas de cuarto orden en la base, tienen bajo relieve, rellenan canales y sus depósitos se presentan en amalgama-

ciones verticales (tendencia estrato decreciente) y laterales (tendencia estrato decreciente y estrato creciente) (ver imagen e-c en Tabla 1).

Los canales son rellenados desde la base al techo por depósitos de desfase basal, que corresponden a las facies más gruesas de la secuencia, en donde se observa imbricación de clastos y gradación normal, no es común encontrar facies gruesas masivas, sin embargo, se registran hacia los flancos de los canales; mientras que, las barras que presentan una amplia distribución de estructuras de tracción unidireccional y una clara tendencia estrato decreciente (ver Tabla 1 y 2; Fig. 3).

El espesor del miembro inferior de la Formación Hollín, en afloramiento se estima: al N cerca de Sucúa en 22 m, al S cerca de Zamora en 40 m y al E en Chuchumletza en 60 m.

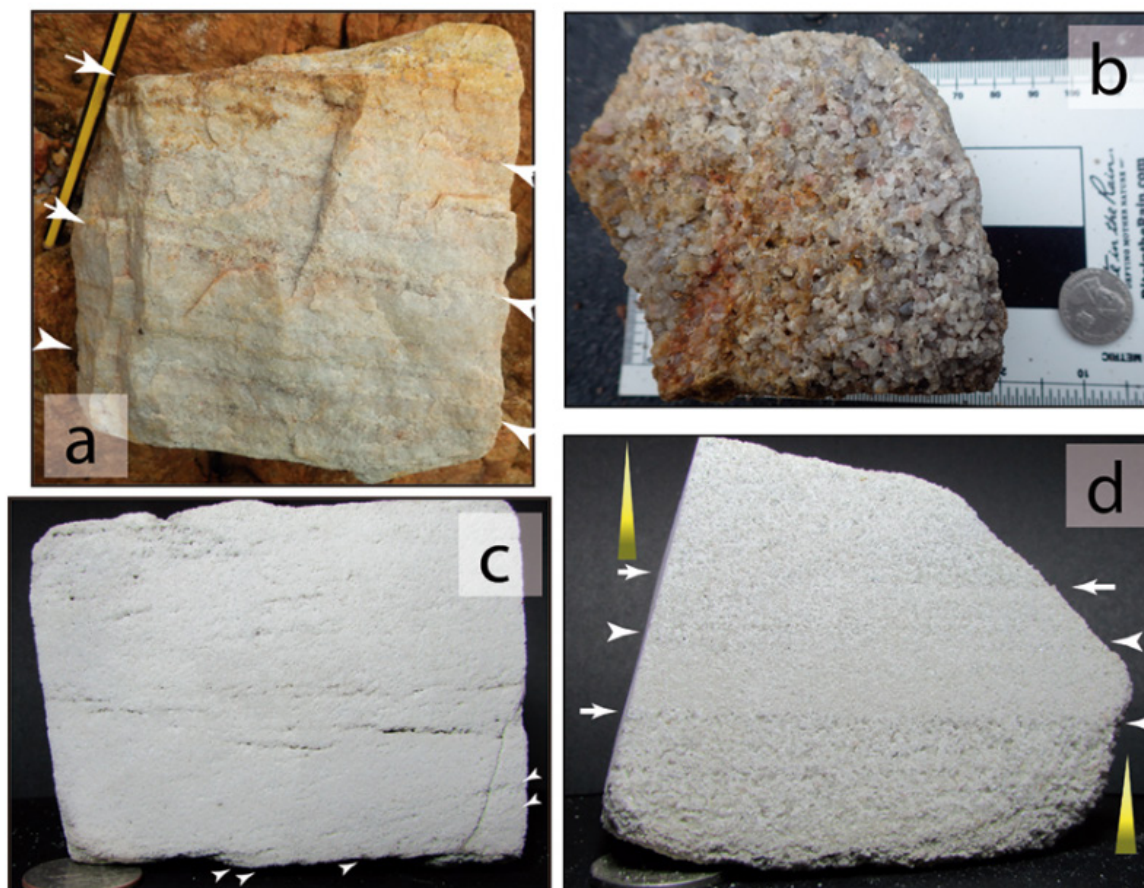


Figura 3. Litofacies Hollín Inferior

Figura A: Litofacie AMX; Figura B: Litofacie CCs; Figura C: Litofacie AFM; Figura D: Litofacie AGG.

3.2.2. Interpretación:

Miall, en [19] incluye en canales secundarios o menores (CH: Minor Channel) y en canales parcial o completamente abandonados desarrollados sobre planicies de inundación que migran lateralmente, a litofacies de grano grueso con superficies de estratificación cruzada de quinto, cuarto y tercer orden, con tendencias grano decrecientes y morfologías cóncavas a convexas, en interacción con depósitos finos (hacia el tope de las macroformas). Esta descripción concuerda con el registro litológico de las litofacies CCs, AGG y LTC, por lo cual estos depósitos son interpretados como barras fluviales que migran lateralmente sobre una planicie de inundación activa, representan el registro sedimentario de ríos trenzados de sinuosidad media.

La morfología canalizada y la arquitectura estratigráfica en compañía de características petrológicas identificadas en litofacies AGM, AGG, AMX y AFM (ver Tabla 1 y 2; Fig. 3), coinciden con los parámetros físicos descritos por, Allen en [24], Friend en [25], Miall en [26], Bridge y Lunt en [27], para sistemas de barras fluviales de ríos trenzados de baja sinuosidad.

El tope del Miembro Inferior de la Formación Hollín es caracterizado por la disminución del tamaño de grano; se observan areniscas de grano fino a muy fino (AFM), característicamente

las proporciones de arcilla y limo se incrementan ($\leq 35\%$). Se observan laminación horizontal, laminación flaser, clastos de limo y materia orgánica, con frecuencia se observan depósitos masivos y depósitos de planicies de inundación (litofacie LTC).

3.3. Ambiente marino somero: Miembro Hollín Superior.

3.3.1. Descripción

Las mejores exposiciones del miembro superior de la Formación Hollín se localizan: en el flanco derecho del río Nangaritza, cerca del puente de Centro Shaima (X:759 409; Y:9 522 766; h:902m; Fig.4a), en las cercanías a los poblados de Centro Míazi (X: 761 534E; Y: 9 524 296N; h:998m) y el Alto de Chuchumletza, en el recinto San Juan (X:760 708E; Y: 9 522 555N; 1 005m). En el flanco izquierdo del río Zamora a la altura de Zumbí (X: 744 523E; Y: 9 569 256N; h: 1 059m), en el sector El Pincho al O de los Encuentros (X: 766 477E; Y: 9 588 176N; h:1 254m), al E de Zamora (X: 726 268E; Y: 9 551 271N; h: 1 345m). Al NO de Limón-Indanza (X: 786 558E; Y: 9 671 487N; h: 947m), al S de Méndez (X: 800 780E; Y: 9 693 441N; h:901m), en Patuca a la Orillas del río Upano (X: 804 251E; Y: 9 697 224N; h:952m).

La tabla 3 presenta litofacies características del Miembro Superior de la Formación Hollín.

Litofacies	Descripción	Interpretación	Referencia bibliográfica
LAMO	Limolitas arenosas de color café y negro, con restos de raíces y plantas, estructuras de tracción incompletas y cuerpos aplanados a sub redondeados, continuos y discontinuos de carbón y ámbar.	Pantnos en Ambiente Supramareal:	[28], [35].
LNC	Lutitas con carbón y ámbar, se observan distribuidos en forma caotica clastos de arena y grietas de desecación.		[28], [49].
LLM	Areniscas lodosas con laminación lenticular, lodolitas laminadas con bajas proporciones de materia orgánica y lodolitas masivas.	Planicie de lodo en Ambiente Intermareal:	[30], [32], [37]
IAL	Intercalaciones rítmicas de arenisca y lodo, es común observar laminación ondulítica, laminación flaser, laminación ondulítica finas capas de arcilla y carbón, ripples bidireccionales milimétricos y fluidos de lodo.	Barras intermareales en Planicie Mixta del Ambiente Intermareal:	[30], [41], [42]
ADCL	Arenisca de grano fino a muy fino, con ripples bidireccionales, dobles capas de lodo, laminación ondulítica y laminación lenticular		[30], [45], [40], [43]
ALFr	Areniscas tamaño de grano fino a muy fino, presentan una alta proporción de limo (~20%), con estructuras sigmoidales, laminación flaser, laminación ondulítica, laminación paralela, laminación clinke, capas gruesas de limo, clastos de arena, clastos de lodo, laminación wispy.	Barras submareales en el Ambiente Submareal:	[30], [40], [50],
ALOB	Areniscas lodosas bioturbadas, se pueden reconocer trazas de ensamblajes de skolithos, diplocraterions, gastrochaenolites y Teichichnus	Ambiente Proximal a Plataforma	[35], [49]
AGB	Areniscas lodosas, de grano muy fino a fino, con glauconita bioturbadas, pueden presentar niveles con cementación calcárea		[51], [52]

El registro sedimentario del Miembro Superior de la Formación Hollin muestra depósitos influenciados por mareas. En una planicie de marea, tres zonaciones son posibles, submareal, intermareal y supramareal, cada zona interactúa con el resto del ambiente de depósito; no es frecuente encontrar solo un subambiente aislado, su identificación conlleva a la existencia de por lo menos un par.

Subambiente supramareal. – Sus depósitos presentan geometría tabular, planar elongada, de bajo relieve son lateralmente continuos; están sobreyaciendo en onlap a depósitos arenosos y heterolíticos. El máximo espesor observado fue de 4m y el espesor mínimo fue de varios centímetros. Las litofacies características son LAMO y LNC, descritas en la Tabla 3. La principal característica observada en este subambiente es la presencia de materia orgánica en forma de restos de raíces (Fig. 4F).

Subambiente intermareal. – Fueron observadas planicies de lodo, que corresponden a depósitos de geometría mantiforme, que se disponen en onlap sobre depósitos arenosos de canal de fluviales o canales mareales, y en concordancia sobre depósitos supramareales; la litofacie tipo corresponde a LLM descrita en la Tabla 3. También han sido observadas planicies mixtas, en las cuales se observan depósitos heterolíticos cuyo espesor alcanza 5m y presentan geometrías planares lateralmente continuas (Figura 4A), las litofacies características son IAL y ARM, en las cuales dobles capas de lodo, ripples bidireccionales y superficies de reactivación revelan el dominio mareal (ver Tabla 3; Figura 4b-4d-4e).

Subambiente submareal. – En estos depósitos se observan geometrías convexas, de bajo relieve, hacia la base se observa contactos concordantes y presentan tendencias granocrecientes. La característica más representativa de este subambiente es la amplia presencia de estructuras sedimentarias, las cuales son observadas en las litofacies ALOB y ALFr, junto a una amplia bioturbación (ver Tabla 3; Figura 4c-4d).

3.3.2. Interpretación:

Autores como [28], [35] y [37] asocian a facies de areniscas de grano muy fino con importantes proporciones de limo, con estructuras de tracción incompletas, con niveles continuos y discontinuos de carbón y niveles colonizados por

raíces a depósitos pantanosos de la Costa Sur Atlántica, por lo cual, en asociación, las litofacies LAMO y LNC, representan el registro del desarrollo de paleosuelos en un ecosistema de pantano o manglar dentro de la zona supramareal, de entorno tropical.

Según [37], depósitos con proporciones de material fino mayores al 95% se forman por decantación de sedimento en suspensión, en planicies de lodo dentro del planicie intermareal, esta proporción de limo coincide con las observadas en la litofacie LLM.

Las litofacies IAL y ADCL representan secuencias de estratos heterolíticos arenosos, de espesor variable, en las cuales se observa laminación lenticular, laminación ondulítica, laminación flaser, superficies de reactivación y haces con estratificación cruzada bidireccional; este tipo de configuraciones son muy comunes en entornos de planicies mareales [30, 38, 39, 40] e indican que la sedimentación fue ocasionada por corrientes de flujo y reflujo (ebb-flood) con intervención de periodos rítmicos de estancamiento del flujo o disminución de la energía [41, 42, 40, 43].

La litofacie ALFr, representa a areniscas de grano medio a fino, en intercalación con láminas medias a gruesas de limo y niveles arcillosos, en las cuales se observan: estructuras sigmoidales, laminación flaser, laminación ondulítica, laminación lenticular, laminación wispy, laminación crinkle, depósitos heterolíticos y grietas de sinéresis, que, junto a morfologías convexas, de tendencia estrato creciente y granocreciente, caracterizando a barras submareales [7, 44, 45, 46; 47; 48].

El tamaño de grano presente en estas litofacies ALOB y AGB es casi uniforme; en niveles arenosos de AGB se observa una intensa bioturbación (Fig. 5), hecho que indica la existencia de periodos de muy baja sedimentación, condiciones de salinidad estable y con condiciones ambientales relajadas [35, 46]. Al tiempo que, se registra la existencia de glauconita que es un mineral autógeno de zonas marinas [7].

En función a estas condiciones se propone que estos depósitos indican un ambiente próximo a plataforma somera con una tenue influencia de mareas (Figura 5).

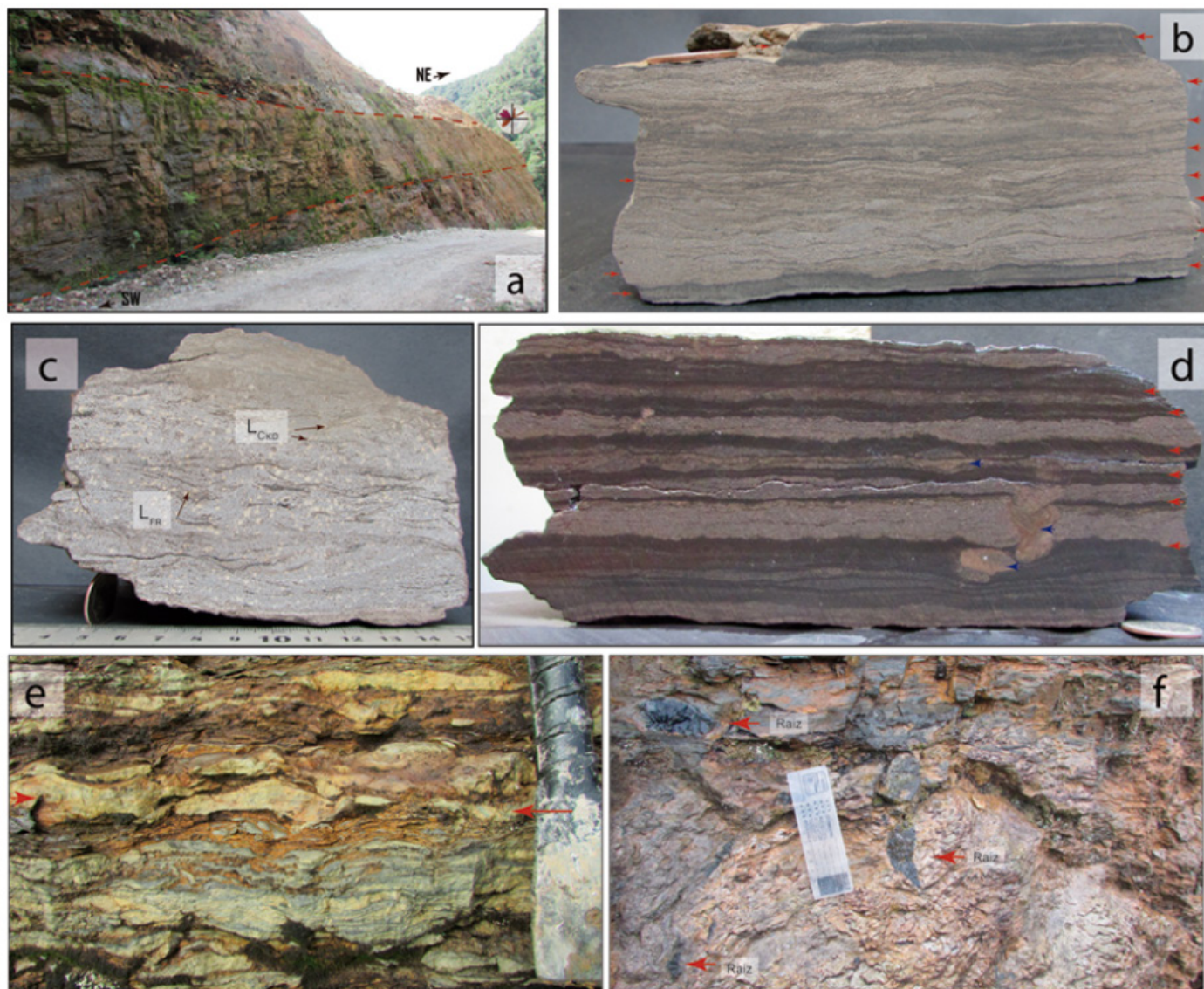


Figura 4. Hollín Superior

Figura a. Planicie intermareal (X:759 409; Y:9 522 766; h:902m); Figura b. litofacie ADCL; Figura c. Litofaice ALFr; Figura d. litofaice IAL; Figura e. ripples de marea; Figura f. litofaice LAMO, restos de raíces.

4. DISCUSIÓN:

E. Jaillard en [10] presenta descripciones detalladas de la secuencia sedimentaria cretácica a orillas del río Upano, en Méndez, Tayuza y Patuca; identifica facies fluviales y marinas, definiendo a la Formación Hollín como una secuencia netamente fluvial, sin embargo, en sus depósitos describe ondolitas y capas de lodo, firmas mareales. Continuando en su descripción el autor registra en las areniscas basales de la Formación Napo estructuras mareales como laminación ondulítica, laminación flaser, finas capas de lodo, clastos de lodo, niveles bioturbados y glauconita. En esta descripción no se consideran las zonaciones en planicies mareales, en parte porque la teoría mareal ha tenido grandes avances en la última década, trabajos muy importantes han sido desa-

rollados en la última década como por ejemplo [37], en donde se detalla la sedimentología y cambios físicos que ocurren en la transición desde ambientes fluviales a ambientes marinos someros específicamente mareales.

Nuestra investigación registra hacia la base de la Formación Hollín, depósitos de desbordamiento, típico de ríos de sinuosidad media a alta, estos depósitos no son observados en el Norte de la Cuenca Oriente y en el norte de la zona Sub-Andina, en el Levantamiento Napo; sin embargo, en la literatura sobre la evolución de grandes ríos cuaternarios: [53], [54]; [55] esta variación es bien documentada por ejemplo: en depósitos contemporáneos del río Congo, en África Central, hacia su desembocadura presenta depósitos típicos de canales de baja sinuosidad y hacia su cuenca alta presenta depósitos de canal de sinuosidad media [56, 57]. Este hecho también se registra

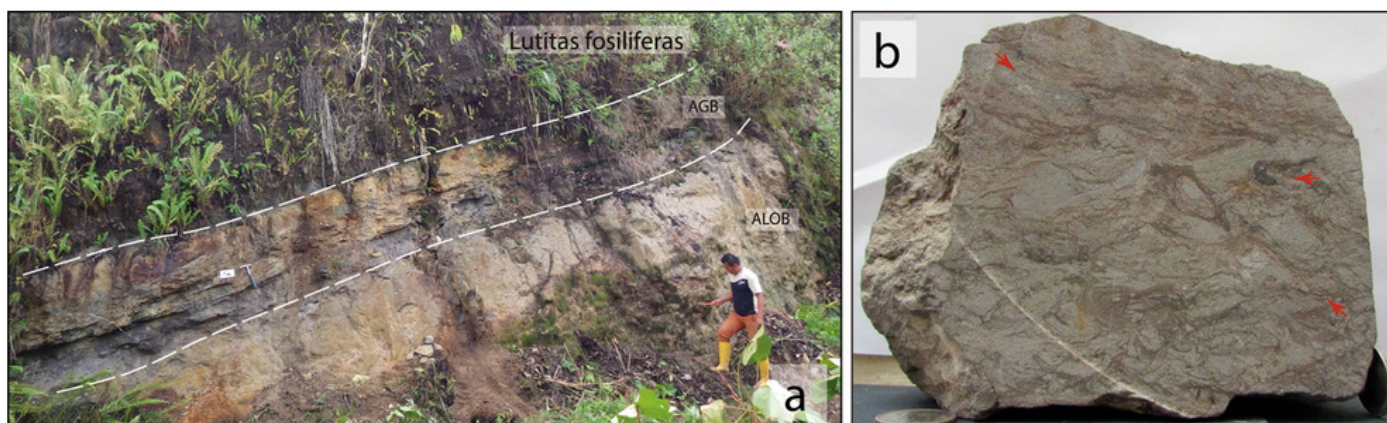


Figura 5. Limite entre la Formación Hollín y la Formación Napo
Figura a. Zona de contacto entre la Formación Hollín y la Formación Napo y Figura b. Litofacie AGB.

en depósitos aluviales del río Brahmaputra-Jamuna, en la meseta del Tibet [21, 57], por lo cual, se considera que es un claro ejemplo de variaciones laterales de sistemas fluviales dominados por carga de fondo [21,34].

Con respecto al Miembro Superior de la Formación Hollín es importante entender que cada zona a través de una planicie de marea, no representa a una zona aislada, o única en el sistema, sino más bien, la planicie de marea se caracteriza por la interacción entre sub-ambientes [30, 58, 59], por lo cual, sus depósitos se estructuran en una intercalación (vertical y lateral) de facies; de esta manera, el desarrollo de zonas supramareales, ya sean pantanos salinos o manglares, está ligado al desarrollo de extensas zonas intermareales específicamente planicies de lodo y barras de marea que sufren exposición sub aérea, en periodos de marea baja [60, 61; 62].

Como se observa en la Fig. 6, las medidas de paleocorrientes tomadas indican un transporte hacia el N y hacia el N-NO con un buzamiento promedio en las medidas de 16° para el Miembro Principal de la Formación Hollín. Mientras que, en el miembro superior de la Formación Hollín se identifica un aporte bidireccional de corrientes (característico de ambientes mareales), de orientación E-NE a S-SO

5. CONCLUSIONES

En la región sur de la zona Sub-Andina, la secuencia sedimentaria cretácica descansa en inconformidad sobre rocas intrusivas, volcánicas, volcanoclásticas y volcanoclásticas deformadas (pre-antiense).

La Formación Hollín puede ser estudiada en función de dos miembros genéticamente relacionados y dependientes. El Miembro Inferior que representa depósitos fluviales de ríos trezados y el Miembro Superior que representa el registro sedimentario de ambientes costeros con influencia de mareas.

El sistema canal-barra, junto a la tendencia estrato decreciente y grano decreciente, en CCs, AGM, AGG, AMX, AFM, LTC, definen la evolución de facies fluviales de ríos trezados sinuosidad media a ríos trezados de baja sinuosidad.

El Miembro Hollín Inferior a nivel regional se acomoda en una leve depresión, esta depresión se formó durante un FSST (Falling stage system tract), y se interpreta que la sedimentación de Hollín Inferior se dió durante un LST (Low System Tract), esta sedimentación tuvo un importante aporte de sedimentos desde el continente, mientras el nivel del mar era bajo.

La identificación de ambientes mareales presentes en el Miembro Superior de la Formación Hollín y su respectiva zonación es un factor fundamental al entender e interpretar las variaciones laterales de este ciclo sedimentario a escala local y a escala regional.

La interacción entre ambientes supramareales y ambientes intermareales constituyen la clave del reconocimiento de la transición fluvio-marina ocurrida en el Cretácico Superior. Estructuras como restos de raíces, laminación lenticular, ondulítica, flaser, laminación paralela, laminación cruzada, laminación cruzada bidireccional, ripples bidireccionales, superficies de reactivación, estructuras de escape, estructuras de socavación y relleno, Fluidos de lodo (fluid muds) y principalmente cortinas de lodo (mud drapes), en asociación indican influencia de mareas. Ambiente en el cual, la ciclicidad es una característica determinante y es observada en estos depósitos.

El contacto entre la Formación Hollín y la Formación Napo no es una superficie, el contacto corresponde a sets de estratos de morfología mantiforme, cuyo espesor aproximado es de 1 a 3 m, la característica determinante es la presencia de glauconita y niveles con alto grado de bioturbación, estos depósitos son sobreyacidos por niveles de lutitas fosilíferas.

En función de la asociación de facies presentadas, nuestra investigación concluye que es totalmente falso que la Formación Hollín describe únicamente a cuarzo areniscas de color blanco y es correcto considerar que la Formación Hollín describe la transición de ambientes fluviales a ambientes marinos someros influenciados por mareas y tormentas, por lo cual, en ella se observan niveles de limolitas, lutitas, carbón y ambar, relacionadas al miembro superior de la Formación Hollín.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1]. M. Rivadeneira, “Breve reseña histórica de la exploración petrolera de la Cuenca Oriente”. en la Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. Vol. 3. P. Baby M. Rivadeneira, R. Barragán Eds. Petroproducción-IRD, IFEA. 2014. pp. 227-256.
- [2]. M. Díaz, P. Baby, M. Rivadeneira, & F. Christophoul, “El pre-Aptiense en la Cuenca Oriente ecuatoriana”. en la Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. Vol. 3. P. Baby M. Rivadeneira, R. Barragán Eds. Petroproducción-IRD, IFEA. 2014. pp. 31 – 50.
- [3]. C. Vallejo, P. Hochulli, W. Winkler y K. von Salis. “Paly-nological and sequence stratigraphic analysis of the Napo Group in the Pungarayacu 30 well, Sub-Andean Zone, Ecuador”. Cretaceous Research, vol. 23 no. 1, pp. 845–859. 2002. <https://doi.org/10.1006/cres.2002.1028>
- [4]. C. Romero, “Identificación y caracterización de facies de la formación Hollín en centro Shaime: el registro de una transición fluvio-marina en la región sur Oriental del Ecuador”. Bachelor’s Thesis. EPN. Geology. Quito-Ecuador. pp. 245, 2018.
- [5]. C. De Souza Cruz, “Ambiente deposicional y facies sedimentarias cretácicas, Cuenca Oriente, Ecuador, guía field trip” in Tercer Congreso Andino de la Industria del Petróleo, 1989, Río de Janeiro. Centro de Investigación Petrobras Center, Brasil, (1989). 65 pp.
- [6]. H. J., R. A. White, F. A. Skopec, J. A. Ramírez, J. Rodas, and G. Bonila. “Reservoir characterization of the Hollin and Napo formations, Western Oriente basin”, in Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, vol.1, A. J. Tankard, R. Suarez, and H. J. Welsink, Eds. 1995. pp. 573–596. <https://doi.org/10.1306/M62593C30>
- [7]. G. Shanmugam, M. Poffenberger, y J. Toro, “Tide dominated estuarine facies in the Hollin and Napo (“T” and “U”) formations (Cretaceous), Sacha field, Oriente basin, Ecuador”. AAPG Bulletin, vol. 84, pp. 652-682, 2000. <https://doi.org/10.1306/C9EBCE7D-1735-11D7-8645000102C1865D>
- [8]. R. Barragán, F. Christophoul, H. White, P. Baby, M. Rivadeneira, F. Ramírez, J. Rodas, “Estratigrafía secuencial del Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador”, en la Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. Vol. 3. P. Baby M. Rivadeneira, R. Barragán Eds. Petroproducción-IRD, IFEA. 2014. pp. 55 – 78.
- [9]. E. Robert, E. Jaillard, B. Peybernès and L. Bulot. “La transgresión albiana en la Cuenca Andina (Perú Central - Ecuador): modelo general y diacronismo de los depósitos marinos”. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, vol. 94, no. 1, pp. 25-30, 2002.
- [10]. E. Jaillard, M. Caron, A. Dhondt, M. Ordoñez, R. Andrade, P. Bengtson, and J. Huacho, “Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador”. Petroproducción Orstom Publication, Quito. 1997.
- [11]. DINAGE, “Informe técnico del levantamiento geológico de la hoja del río Nangaritzza, escala 1:100.000”. Ministerio de Energía y Minas. Quito-Ecuador. Recuperado: Biblioteca del Centro de Investigación Geológica, Minera y Ambiental – CIGMA. Diciembre, 2016. 2002.
- [12]. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico. “Memoria técnica de la hoja geológica Los Encuentros escala 1:50 000”. Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:100 000”, INIGEMM-CIGMA. Quito, Ecuador. 2012.
- [13]. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico. “Memoria técnica de la hoja geológica Centro Shaime Escala 1: 50 000”. Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:100 000”, INIGEMM-CIGMA. Quito, Ecuador. 2012.
- [14]. H. J. Tschopp, “Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950”, AAPG Bulletin, vol. 37, no. 10. pp. 2303-2347, 1953.
- [15]. R. G. Walker, “Facies models and modern stratigraphic concepts”, in Facies models response to sea-level change, R. G. Walker Ed. 1992. pp. 1-14.
- [16]. C. Romero, C. Vallejo, y G. Cerón, “La formación Hollín en la Cordillera del Cóndor: estudio de la transición fluvio-marina, en la transgresión del Albiense”. Datos preliminares. Memorias VII Jornadas Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional, pp. 157-162. Quito-Ecuador. ISBN- 978-9978-383-43-8, 2017.

- [17]. A. D. Miall, "Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits". *Earth-Science Reviews*, vol. 22, no 4, 261-308, 1985. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- [18]. A.D. Miall, "Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology", in *The geology of fluvial deposits*, vol. 2., A. Miall ed. Berlin, Springer-Verlag, pp. 582, 1996
- [19]. A. D. Miall, "Architectural elements formed within channels", in *Fluvial Depositional Systems*, vol. 3., A. Miall ed. Springer International Publishing, pp.131-167, 2006. https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4_6
- [20]. P.G. DeCelles, M.B. Gray, K.D. Ridgway, R.B. Cole, D.A. Pivnik, N. Pequera y P. Srivastava, "Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, beartooth conglomerate (paleocene), wyoming and montana", *Sedimentology*, vol. 38, pp. 567- 590. (1991). <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1991.tb01009.x>
- [21]. J. S. Bridge and I. A. Lunt, "Depositional models of braided rivers". in *Braided rivers: Process, deposits, ecology and management*, Ed. 1, Vol. 3. Gregory H. Sambrook Smith, James L. Best, Charlie S. Bristow, Geoffrey E. Petts Eds. Blackwells Plubish. 2006. pp 11-50
- [22]. G. J. Nichols, and J. A. Fisher, "Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits". *Sedimentary Geology*. vol. 195, no. 1-2, pp. 75-90, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.sed-geo.2006.07.004>
- [23]. A. Tedesco, P. Ciccioi, J. Suriano, y C. O. Limarino, "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, no. 4, pp. 463-482, 2010. <https://10.1344/105.000001583>
- [24]. J. R. L. Allen, "Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (l. Devonian), welsh borders". *Sedimentary Geology*. Vol.33. no. 4. pp. 237-293. 1983. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(83\)90076-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(83)90076-3)
- [25]. P. Friend, "Towards the field classification of alluvial architecture or sequence". in *Modern and Ancient Fluvial Systems*, vol. 3, Collinson and Lewin eds. International Association of Sedimentologists. 1983. pp. 345-354. <https://doi.org/10.1002/9781444303773.ch28>
- [26]. Miall, A. "The facies and architecture of fluvial systems", in *Fluvial Depositional Systems*, vol. 3., A. Miall ed. Springer International Publishing, pp. 9-68, 2014. https://doi.org/10.1007/978-3-319-00666-6_2
- [27]. J. S. Bridge and I. A. Lunt, "Depositional models of braided rivers". in *Braided rivers: Process, deposits, ecology and management*, Ed. 1, Vol. 3. Gregory H. Sambrook Smith, James L. Best, Charlie S. Bristow, Geoffrey E. Petts Eds. Blackwells Plubish. 2006. pp 11-50.
- [28]. J. R. L. Allen, "Morphodynamics of holocene salt marshes: a review sketch from the atlantic and southern north sea coasts of Europe". *Quaternary Science Reviews*. Vol. 19. no. 12. pp. 1155-1231. 2000. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00034-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00034-7)
- [29]. A. D. Miall, *Fluvial sedimentology*. Vol. 1. Canadian society of petroleum Geologists, Stacs Data Service Limited. (1978). [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(79\)90059-X](https://doi.org/10.1016/0012-8252(79)90059-X)
- [30]. H. E. Reineck, y I. B. Singh, "Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics". Springer Science & Business Media, 1986. <https://10.1007/978-3-642-96291-2>
- [31]. M. R. Leeder, "Major external controls on sedimentation and sedimentary environments" in *Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics*. vol. 2. M. Leeder Ed. John Wiley & Sons. 2009. pp. 398-402.
- [32]. R. Selley, "Sedimentary structures" in *Applied Sedimentology*. vol.2. Selley Ed. Academic Press, 2000. Pp. 130- 175. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-636375-3.X5001-0>
- [33]. M. E. Tucker, "Siliciclastic sediments I: sandstones, conglomerates and breccias", in *Sedimentary Petrology*, vol. 3. M. Tucker Ed. (2001). pp. 11-65.
- [34]. G. Nichols, "Processes of transport and sedimentary structures", in *Sedimentology and stratigraphy*". vol 2. Nichols Ed. John Wiley & Sons. (2009) pp. 44-68.
- [35]. M.K. Gingras, y J.A. MacEachern. "Tidal ichnology of shallow-water clastic settings", in *Principles of Tidal Sedimentology*, vol 1. Jr., R.A. Davis, and R.W. Dalrymple, Eds. Springer Netherlands, 2012. pp. 57-77. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_4
- [36]. G. S. Weissmann, , A. J. Hartley , G. J. Nichols , L. A. Scuderi , M. Olson , H. Buehler, y R. Banteah, "Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems". *Geology*, vol. 38, no.1, pp. 39-42, 2010. <https://doi.org/10.1130/G30242.1>
- [37]. R. W. Dalrymple, and K. Choi, "Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation". *Earth-Science Reviews*, vol. 81. no. 3, pp. 135-174. 2007. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>
- [38]. G. Klein, "Clastic tidalites a partial retrospective view", in: *Tidalites: processes and products*, vol. 61. C.R. Alexander, R.A. Davis, V.J. Henry Eds. SEPM Special Publication SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa.1998. pp 5-17. <https://doi.org/10.2110/pec.98.61.0005>
- [39]. A. Chakrabarti, "Sedimentary structures of tidal flats: a journey from coast to inner estuarine region of eastern India". *Journal of Earth System Science*, vol. 114. no. 3. pp 353-368. 2005. <https://doi.org/10.1007/BF02702954>
- [40]. Jr, R. A. Davis. "Tidal signatures and their preservation po-

- tential in stratigraphic sequences”, in *Principles of tidal sedimentology*, Vol. 1. Jr, R. A. Davis, & R. W. Dalrymple, Eds. Springer Netherlands. 2012. pp. 35-55. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_3
- [41]. S.D. Nio, and C. Yang, “Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review”. in: *Clastic tidal sedimentology* vol. 2. Smith DG, Reinson GE, Zaitlin BA, Rahmani RA eds. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16., Calgary. 1991. pp 3–28.
- [42]. Mazumder, R., and Arima, M. “Tidal rhythmites and their implications”. *Earth-Science Reviews*, vol. 69, no. 1, pp. 79-95, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.07.004>
- [43]. C. Olariu, R. J. Steel, R. W. Dalrymple and M. K. Gingras, “Tidal dunes versus tidal bars: the sedimentological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the lower Baronia sandstone (Lower Eocene), ager basin, Spain”. *Sedimentary Geology*, vol. 279. pp. 134-155. 2012. <https://doi.org/10.1016/j.sed-geo.2012.07.018>
- [44]. H. E. Reineck, “German north sea tidal flats”, in *Tidal deposits*, vol.1. R. Ginsburg Ed. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 1975. 5-12, https://doi.org/10.1007/978-3-642-88494-8_1
- [45]. S. Yoshida, R. Dalrymple, and R. J. Steel, “Tidal signatures architectures and processes in regressive versus transgressive shorelines: comparative studies of Holocene, Quaternary and ancient tide-influenced deposits within a sequence stratigraphic framework: a review”. in *American Association of petroleum Geologists/SEPM Annual Meeting Expanded Abstracts*, vol. 12, pp. 186, 2003.
- [46]. Ye, Y. “Depositional systems and sequence stratigraphy of the M1 sandstone in Tarapoa, Ecuador”. Doctoral dissertation. UTH Texas, USA. 2014.
- [47]. E. D. L. M. Mariño Morejón, “Identificación y caracterización de facies de la formación hollín en un afloramiento ubicado en el proyecto hidroeléctrico Coca-Codo Sinclair, provincia de Napo”. Bachelor’s thesis. Geology. EPN. Quito, 2016.
- [48]. S. Saha, S. D. Burley, S. Banerjee, A. Ghosh, y P. K. Saraswati, “The morphology and evolution of tidal sand bodies in the macrotidal gulf of Khambhat, western India”. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 77, pp. 714-730, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.03.028>.
- [49]. P. R. Desjardins, L. A. Buatois, and M. G. Mangano, “Tidal flats and subtidal sand bodies. Trace fossils as indicators of sedimentary environments”. *Developments in Sedimentology Elsevier*, vol. 64. pp. 529-562. 2012.
- [50]. H. E. Reineck, and F. Wunderlich, “Classification and origin of flaser and lenticular bedding”. *Sedimentology*, vol. 11, no 1-2, pp. 99-104, 1968. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x>
- [51]. A. Coe, “Recording features of sedimentary rocks and constructing graphic logs” in *Geological Field Techniques*. Vol. 1. L. Coe. Milton Keynes-United Kingdom. Wiley-Blackwell. (2010). pp. 102-138.
- [52]. K. Choi, “Morphology, sedimentology and stratigraphy of Korean tidal flats—Implications for future coastal managements”. *Ocean & coastal management*, vol. 102, pp. 437-448. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2014.07.009>
- [53]. D. A. Sear, M. D. Newson, y C. R. Thorne, “Guidebook of applied fluvial geomorphology”. Thomas Telford Ltd, London. 2010. pp. 54. <https://doi.org/10.1680/gafg.34846.fm>
- [54]. L. B. Leopold, M. G. Wolman, and J. P. Miller, *Fluvial processes in geomorphology*. Courier Corporation. 2012. pp. 531
- [55]. G. M. Kondolf, H. Piégay, L. Schmitt, y D. R. Montgomery. “Geomorphic classification of rivers and streams”, in *Tools in fluvial geomorphology*, V. I. Kondolf y Piégay. Wiley Online Library. 2016. pp. 133-158. <https://doi.org/10.1002/9781118648551.ch7>
- [56]. D. Delvaux, G. Ganza, E. Kongota, G. Fukiabantu, D. Mbokola, F. Boudzoumou, & H. Nkodia, “The” fault of the pool” along the congo river between kinshasa and brazzaville, r (d) congo is no more a myth: paleostress from small-scale brittle structures”, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, April 22, 2017. Bullux, SAO/NASA ADS Physics Abstract Service. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2017EGUGA..1915143D>
- [57]. E. M. Latrubesse, Large rivers, megafans and other quaternary avulsive fluvial systems: a potential “who’s who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, vol. 146. pp. 1-30. (2015). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.004>
- [58]. J. Bartholdy, “Salt marsh sedimentation”. in *Principles of tidal sedimentology*. Vol. 1. Jr, R. A. Davis, & R. W. Dalrymple, Eds. Springer Netherlands, 2012, (pp. 151-185). https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_8
- [59]. Z. J. Hughes, “Tidal channels on tidal flats and marshes” in *Principles of Tidal Sedimentology*, vol 1. Jr., R.A. Davis, and R.W. Dalrymple, Eds. Springer Netherlands, 2012. pp. 269-300. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_11.
- [60]. P. M. Myrow, “Transgressive stratigraphy and depositional framework of cambrian tidal dune deposits, peerless formation, central Colorado, USA”. In *Tidalites: Processes and Products*, vol 61. Alexander, C. R., Davis, R. A., & Henry, V. J. (Eds.) SEPM Spec., pp. 150-171, 1998.
- [61]. R. W. Dalrymple, C. E. Kurcinka, B. V. J. Jablonski, A. A. Ichaso, & D. A. Mackay, “Deciphering the relative importance of fluvial and tidal processes in the fluvial–marine transition”. *Fluvial-tidal sedimentology in Developments in Sedimentology Elsevier*, vol. 68. pp. 3-45. 2015. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63529-7.00002-X>
- [62]. D. Díez-Canseco, L. A. Buatois, M. G. Mángano, W. Rodríguez, & E. Solórzano. “The ichnology of the fluvial–tidal transition: Interplay of ecologic and evolutionary controls”. *Fluvial-tidal sedimentology in Developments in Sedimentology Elsevier*. pp. 283-321. 2015. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63529-7.00009-2>