



Fundación
Miguel Lillo
Tucumán
Argentina

doi

Los ambientes aluviales costeros en márgenes activos registrados en la Formación Zapotal, Santa Elena, Ecuador

Coastal alluvial environments on active margins recorded in the Zapotal Formation, Santa Elena, Ecuador

Ana B. GRAMAL-AGUILAR^{*1}, Andrés G. GALLEGOS-MARTÍNEZ¹,
Christian W. ROMERO-CÓNDOR¹, Washington L. FLORES-TITUAÑA¹,
Tito S. VÉLEZ-SUQUILANDA¹, Daniel S. VITERI-MENA¹,
Raquel M. BURGOS-ROSADO¹, David F. ACEVEDO-SOSA¹,
Washington O. CASTILLO-CUACES¹

¹ Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano. Dirección de Gestión de la Información. Instituto de Investigación Geológico y Energético. Quito. Ecuador.

* Autor de correspondencia: <ana.gramal@geoenergia.gob.ec>

Resumen

En la península de Santa Elena localizada al suroeste del Ecuador, la Formación Zapotal representa el ciclo sedimentario del Oligoceno Superior a Mioceno Inferior, la definición estratigráfica de la Formación Zapotal varía entre diferentes autores y considerando el lugar de la cuenca en donde fue reportada. Esto ocasiona incertidumbre en el modelo de evolución geológica a nivel regional. Por lo cual, esta investigación estudia la Formación Zapotal en las secciones Ballenita, Farrallón de Dillon, Santa María, San Marcos, La Chacra y Cerro La Tapa considerando el detalle litoestratigráfico, análisis petrográfico y geoquímico enmarcado en la interpretación del ambiente de sedimentación y determinación de la procedencia detrítica.

Este estudio identificó ocho litofacies: conglomerado clasto soportado masivo (Gcm), conglomerado matriz soportada masivo (Gmm), litoarenisca con estratificación cruzada paralela (Sp), con laminación paralela

► Ref. bibliográfica: Gramal-Aguilar, A. B.; Gallegos-Martínez, A. G.; Romero-Cóndor, C. W.; Flores-Tituaña, W. L.; Vélez-Suquilanda, T. S.; Viteri-Mena, D. S.; Burgos-Rosado, R. M.; Acevedo-Sosa, D. F.; Castillo-Cuaces, W. O. 2025. "Los ambientes aluviales costeros en márgenes activos registrados en la Formación Zapotal, Santa Elena, Ecuador". *Acta Geológica Lilloana* 36 (2): 259-289. DOI: <https://doi.org/10.30550/j.agl/2094>

► Recibido: 13 de diciembre 2024 – Aceptado: 8 de agosto 2025.



OPEN ACCESS

► URL de la revista: <http://actageologica.lillo.org.ar>

► Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución – No Comercial – Sin Obra Derivada 4.0 Internacional.

(Sl), ripples de corriente (Sr) y masiva (Sm), limolita laminada con materia orgánica (Fl) y limolita masiva (Fm). En función a la arquitectura estratigráfica esta secuencia fue interpretada como sistemas fluviales trenzados y meándricos costeros. Datos petrográficos y geoquímicos indican que la Formación Zapotal se depositó en una margen continental activa, vinculada a la erosión de arcos transicionales y disectados, además de provincias orogénicas recicladas.

Palabras clave: Sistemas ríos trenzados costeros, Petrografía, Geoquímica, Formación Zapotal, Ecuador.

Abstract

In the Santa Elena Peninsula, located in the southwest of Ecuador, the Zapotal Formation represents the sedimentary cycle of the Upper Oligocene to Lower Miocene. The stratigraphic definition of the Zapotal Formation varies among different authors, depending on the area of the basin where it was reported. This variation creates uncertainty in the regional geological evolution model. Therefore, this research studies the Zapotal Formation in the Ballenita, Farrallón de Dillon, Santa María, San Marcos, La Chacra, and Cerro La Tapa sections, considering detailed lithostratigraphic, petrographic, and geochemical analyses framed within the interpretation of the sedimentation environment and determination of the detrital provenance.

This study identified eight lithofacies: massive clast-supported conglomerate (Gcm), massive matrix-supported conglomerate (Gmm), litharenite with parallel cross-stratification (Sp), parallel lamination (Sl), current ripples (Sr), and massive litharenite (Sm), laminated siltstone with organic matter (Fl), and massive siltstone (Fm). Based on the stratigraphic architecture, this sequence was interpreted as braided fluvial and coastal meandering systems. Petrographic and geochemical data indicate that the Zapotal Formation was deposited in an active continental margin, linked to the erosion of transitional and dissected arcs and recycled orogenic provinces.

Keywords: Coastal Braided River Systems, Petrography, Geochemistry, Zapotal Formation, Ecuador.

INTRODUCCIÓN

La margen continental ecuatoriana se desarrolla en frente a un límite de placas convergente (Figura 1A), en donde, la cordillera oceánica de Carnegie se sumerge bajo la litósfera continental Sudamericana (Horton y Folguera, 2022). El desarrollo de cuencas de ante-arco segmentadas y limitadas por sistemas de fallas regionales y altos topográficos es una característica que controla el relieve en la región Costa al oeste de los Andes del Norte (Hernández *et al.*, 2020). En Ecuador, la Costa incluye a las cuencas de Progreso (C1), Valdivia (C2), Manabí (C3), Manta (C4) y Borbón (C5) (Figura 1A), los sistemas de fallas La Cruz (FLC), Puná (FP), Carrizal (FC), Chongón Colonche (FCC) y Jipijapa (FJ), además de las cordilleras Costera y Chongón Colonche y el levantamiento Santa Elena (Reyes, 2013).

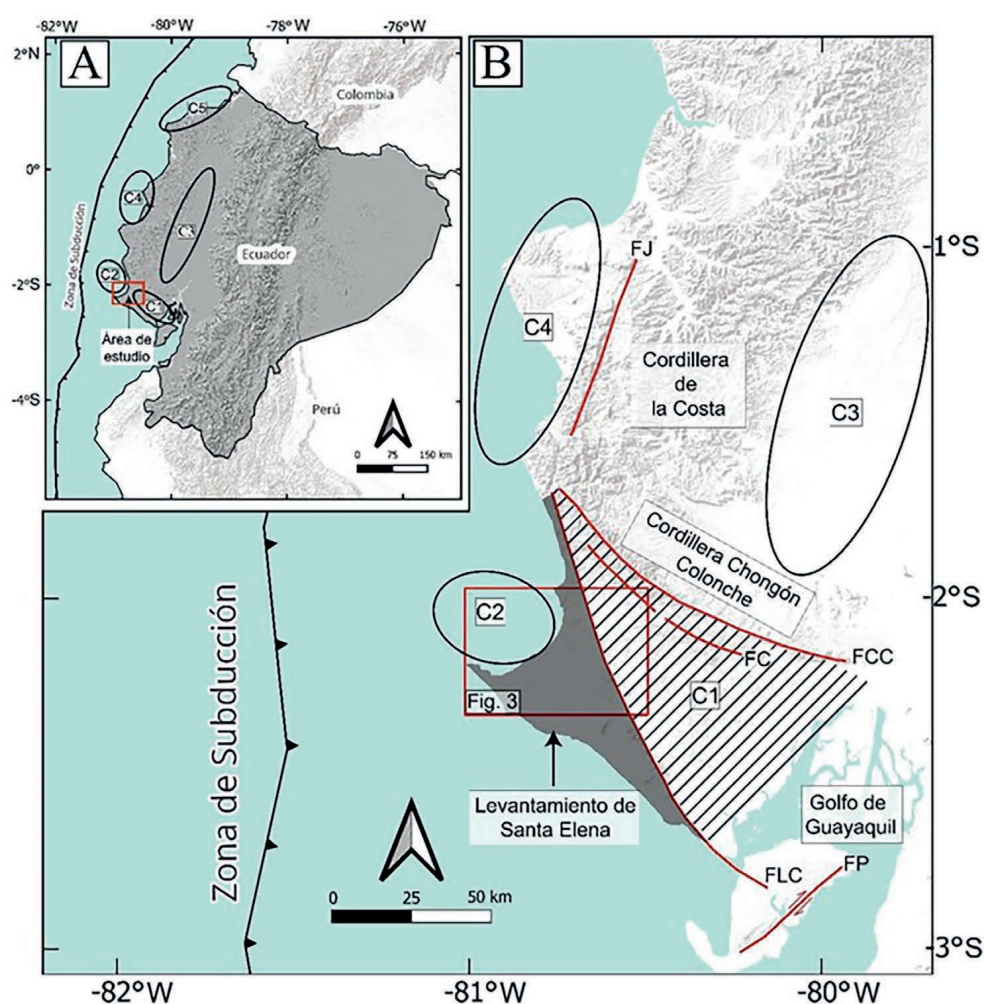
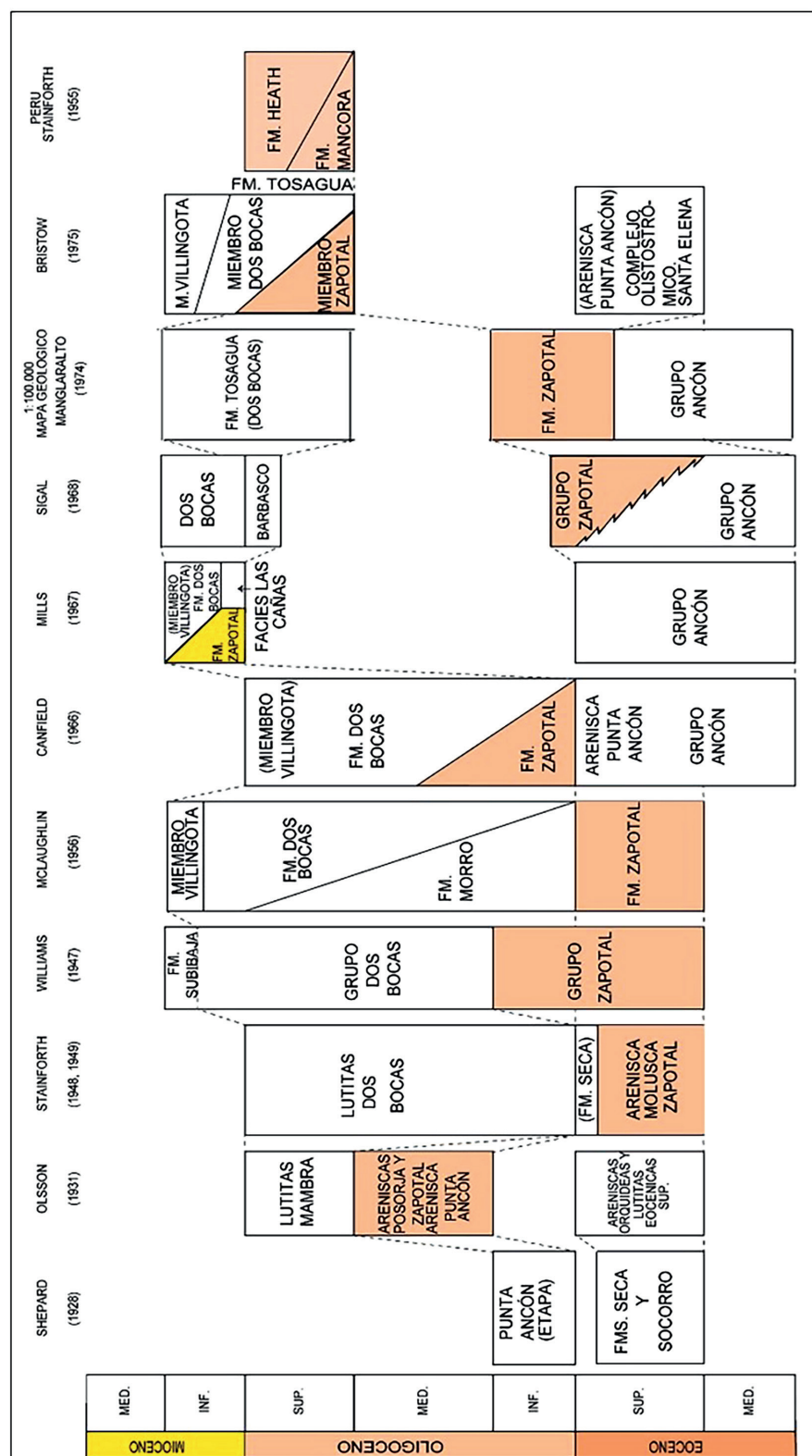


Figura 1. Esquema de ubicación regional. A: Mapa de ubicación de la zona de estudio. B: Mapa regional con las principales cuencas, sistemas de fallas y los límites geográficos y estructurales de la costa ecuatoriana. Modificado de Witt *et al.* (2019). C1: Cuenca Progreso, C2: Cuenca de Valdivia, C3: Cuenca de Manabí, C4: Cuenca de Manta, C5: Cuenca de Borbón, FLC: Falla La Cruz, FP: Falla Puná, FC: Falla Carrizal, FCC: Falla Chongón Colonche, FJ: Falla Jipijapa.

En la Península de Santa Elena (PSE) afloran secuencias sedimentarias del Cenozoico que se superponen al basamento oceánico del Cretácico – Paleoceno, acrecionado a la margen continental en el Cretácico Superior (Aizprua *et al.*, 2019; Jaillard, 2022). Como se observa en la Figura 1B, el levantamiento Santa Elena, se encuentra limitado geográfica y estructuralmente por la Falla y Cordillera de Chongón Colonche (FCC) y la Cuenca de Valdivia (C2); al norte la Falla La Cruz (FLC), Cuenca Progreso (C1) y Falla Carrizal (FC) al este; la Falla Puná – Pallatanga al sur y la Fosa Oceánica al oeste (Witt *et al.*, 2019; Bulois *et al.*, 2023).

La Cuenca Progreso (C1), exhibe una geometría triangular, limitada estructuralmente por las fallas La Cruz (FLC), Carrizal (FC) y Chongón Colonche (FCC) (Figura 1B), anteriores autores indican que la apertura de la Cuenca Progreso (C1) fue contemporánea con la formación del levantamiento Santa Elena (Jaillard *et al.*, 1995), que constituye la parte superior del relleno de antearco exterior, en este intervalo la sedimentación de areniscas tobáceas y conglomerados polimícticos se vincula al ciclo sedimentario de la Formación Zapotal, este ciclo sedimentario marca la transición de un sistema acrecionario a post-acrecionario en el Oligoceno Temprano de ~32 a 30 Ma (Witt *et al.*, 2019).

El término de Miembro Zapotal fue introducido por Olsson (1931) para designar una secuencia de conglomerados, areniscas y lutitas aflorando cerca del poblado de Zapotal; donde se reportaron megafósiles como: *Sanguinolaria tumbezana*, *Mactrella tumbezia*, *Leda (Adrana) sp.*, *Tagelus sp.*, *Donax sp.*, *Macoma meroensis*, y *Corbula sp.* que indicarían una edad del Oligoceno Tardío, luego Stainforth (1948-1949), Cushman y Stainforth (1951) y McLaughlin (1956) establecen que la formación está comprendida entre el Eoceno Superior y Oligoceno Inferior, en base a las arcillas Zapotal encontradas debajo de las “Areniscas Zapotal con Moluscos” que aparecen en el Pozo Carrizal 1. Sin embargo, Williams (1947) designa como grupo Zapotal a una mezcla de rocas (conglomerados, arenas y areniscas, arcillas limosas y lutitas), de distintas edades encontradas en perforaciones en la cuenca Progreso, estableciendo una edad comprendida entre el Eoceno Superior y finales del Oligoceno Inferior; mientras que, para Canfield (1966) generalmente la secuencia empieza con un conglomerado basal que pasa a areniscas y lutitas; las cuales están sobreyacidas por la Formación Dos Bocas en contacto transicional con una edad de Oligoceno Inferior a Medio, Mills (1967) considera que la Formación Zapotal corresponde al Mioceno Inferior en base a la fauna encontrada en la facie las Cañas (areniscas) del pozo tipo; mientras que, Sigal (1968) en el pozo Las Cañas, constituido en su mayor parte de areniscas notó un conjunto de foraminíferos del Eoceno Superior por lo cual interpreta que la Formación Zapotal descansa en discordancia sedimentaria y estratigráfica sobre el Grupo Ancón.



En el Mapa Geológico de Manglaralto (CODIGEM, 1974), la litología predominante son areniscas gruesas macizas con bancos de conglomerados y lutitas intercaladas con moluscos; se considera el estudio de Stainforth (1948), el cual indica que la formación está comprendida entre el Eoceno Superior parte alta y baja del Oligoceno Inferior y por último Bristow (1975) y Stainforth (1948) en base a la fauna principalmente de moluscos, indica una edad de Oligoceno Superior a Mioceno Inferior (Figura 2).

En este contexto, se observa que la definición de litofacies en el marco de modelos análogos de sistemas paleo-ambientales no fue reportado previamente, anteriores autores tampoco presentan el detalle petrográfico, ni reportan características geoquímicas, relaciones paleoambientales, ni la interpretación de la proveniencia de esta secuencia en el contexto de la tectónica de placas y evolución geológica regional de la margen costera. La definición estratigráfica de la Formación Zapotal varía entre los diferentes autores y considerando el lugar de la cuenca en donde fue reportada. Esto ocasiona incertidumbre en el modelo de evolución geológica a nivel regional. Por lo cual, esta investigación analiza la procedencia y el ambiente de depósito de la Formación Zapotal, en función del análisis litoestratigráfico, petrográfico, geoquímico de secciones tipo de esta secuencia en el levantamiento de Santa Elena, ubicadas en los sectores de Loma Ballenita - Farallón de Dillon (WGS84 17S 520781E, 9759428N), Santa María (WGS84 17S 520781E, 9759428N), San Marcos (546033E, 9766235N), Cerro La Tapa (548513E, 9756633N) y La Chacra (536646E, 9780674N) secciones que fueron consideradas en los análisis de esta secuencia sedimentaria.

METODOLOGÍA

Trabajo de campo

El levantamiento de información geológica fue realizado en las secciones Loma Ballenita – Farallón de Dillon, Santa María, San Marcos, Cerro La Tapa y La Chacra. El trabajo de campo se enfocó en la discriminación litológica a partir de la caracterización mineralógica, la descripción de la textura de las rocas, la identificación de estructuras sedimentarias, la asociación de facies, la medición de espesores, la documentación de superficies de erosión, la recopilación de datos estructurales y el análisis litoestratigráfico, en lo posterior se recolectaron muestras de roca en sectores estratégicos para análisis de laboratorio (Tabla 1).

Tabla 1. Muestras recolectadas y análisis realizados en la zona de estudio.

Muestra	UTM-X	UTM-Y	Altitud Z	Petrografía	Geoquímica
AG1-00363-M1	519378	9760174	19	X	-
AG1-00364-M2	520781	9759428	37	X	X
AG1-00364-M3	520781	9759428	37	X	X
AG1-00364-M4	520781	9759428	37	X	X
DV2-00030-M1	536646	9780674	28	X	X
DV2-00030-M2	536646	9780674	28	-	X
DV2-00050-M1	547256	9767394	74	-	X
RB2-00051-M1	548513	9756633	91	X	X
TV1-00530-M1	546033	9766235	51	X	-

Análisis petrográfico

En los afloramientos tipo, se recolectaron siete muestras (Tabla 1), las cuales se utilizaron para elaborar secciones delgadas que fueron analizadas mediante un microscopio petrográfico con luz polarizada. Este análisis tuvo como propósito identificar y cuantificar las asociaciones minerales, además de describir sus microtexturas, siguiendo los procedimientos y criterios detallados por Folk (1980) y Greensmith (2012). Posteriormente, se calcularon las proporciones modales de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos. Los resultados obtenidos se evaluaron utilizando diagramas binarios y ternarios con el fin de identificar litologías, analizar la procedencia y discriminar los ambientes tectónicos.

Análisis geoquímico

El análisis geoquímico de siete muestras de rocas detríticas incluyó: elementos mayores, elementos traza y tierras raras. Estos análisis fueron realizados en los laboratorios químicos del Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador (IIGE). En el procesamiento de las muestras se utilizaron trituradoras y pulverizadoras con discos de carburo de tungsteno; para el análisis de elementos mayores se utilizó Fluorescencia de Rayos X (XRF) con perla fundida, mientras que, para elementos traza se usó Espectrometría de Emisión Óptica con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-OES), con digestión total cuatro ácidos; y para tierras raras, Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS), con digestión por fusión alcalina (Kumar *et al.*, 2013). Los datos reportados fueron procesados en diagramas de discriminación litológica y tectónica usando el software GCDKit 6.0 (Janoušek *et al.*, 2024).

RESULTADOS

Relaciones de campo

La Formación Zapotal en la zona de la Península de Santa Elena aflora como una secuencia sedimentaria a lo largo del margen costero con una dirección preferencial NE-SO. Hacia el NE en gran parte se encuentra sobreyacida discordantemente por los depósitos aluviales que constituyen el relleno de la planicie costera constituidos principalmente por gravas, limos y arcillas; mientras que, hacia el SO en el sector del cerro El Tablazo, la Formación Zapotal es cubierta en discordancia por rocas detríticas carbonatadas de la Formación Tablazo, que incluyen a estratos subhorizontales de lumaquelas y areniscas calcáreas (Figura 3). En el sector de La Pampa, las rocas de la Formación Zapotal sobreyacen en contacto discordante a la secuencia silicificada y deformada de la Formación Santa Elena y en el mismo sector hacia el SE la Formación Zapotal se encuentra en contacto fallado con la Formación Santa Elena, siendo sobreyacida por efecto de una falla de dinámica inversa. Hacia el este de la zona de estudio, en el sector de La Chacra, la Formación Zapotal es sobreyacida concordantemente por las secuencias interestratificadas de arcillolitas color chocolate de la Formación Dos Bocas.

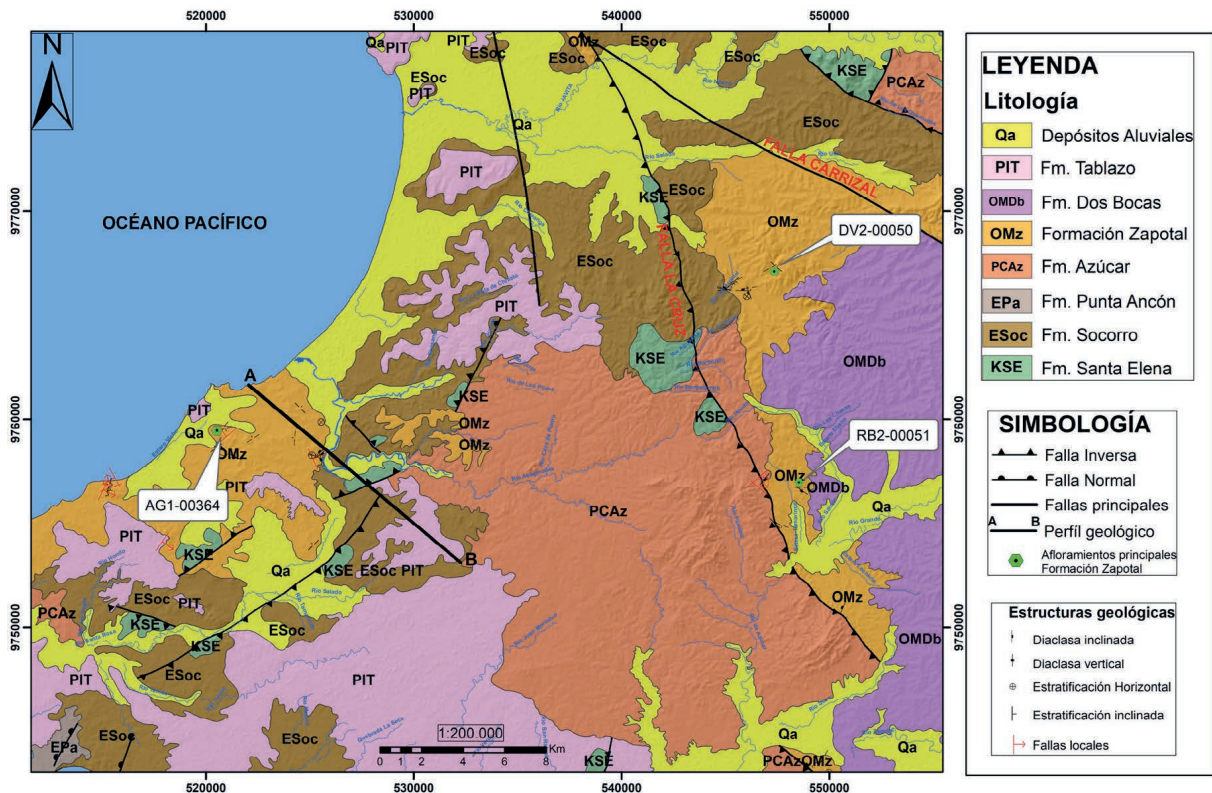


Figura 3. Mapa Geológico de la zona de estudio, Península de Santa Elena.

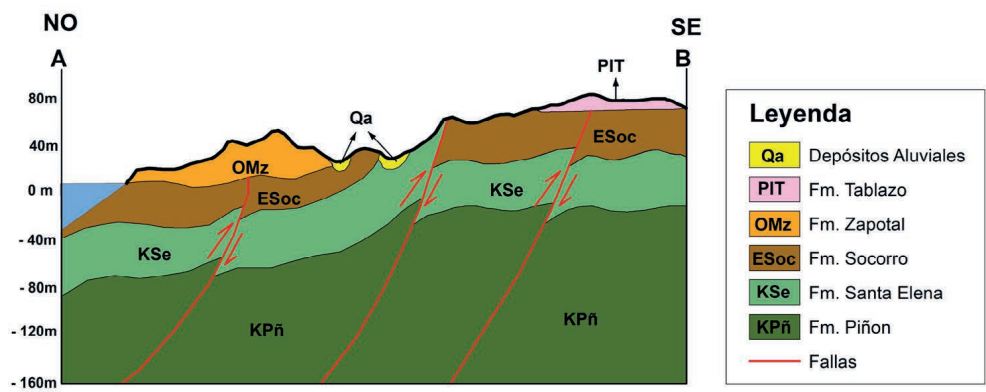


Figura 4. Perfil esquemático de la Formación Zapotal en el sector Farallón de Dillon.

Adicionalmente, en el sector norte de Loma Ballenita en el Farallón de Dillon, se puede evidenciar que la Formación Zapotal cubre en contacto discordante a la Formación Socorro del Grupo Ancón, compuesta por intercalaciones de areniscas y limolitas (Figura 4).

Litoestratigrafía de la Formación Zapotal

La Formación Zapotal agrupa a secuencias estrato-decrecientes, compuestas por conglomerados, areniscas y limolitas arenosas. Considerando los modelos de litofacies propuestos por Miall (2010), estas litologías fueron organizadas en ocho litofacies presentadas en la Tabla 2, Figura 5 y descritas a continuación.

Tabla 2. Resumen de litofacies de la Formación Zapotal.

Litofacies	Descripción	Interpretación
Gcm	Conglomerado clasto soportado masivo, polimíctico.	Flujos de escombros pseudo plásticos, flujos turbulentos, carga de fondo intersticial.
Gmm	Conglomerado matriz soportada polimíctico de matriz arenosa.	Flujos de escombros plásticos de alta energía y viscosidad.
Sp	Litoarenisca media a gruesa con estratificación cruzada paralela.	Bed forms transversales y longitudinales, dunas en 2D.
Sl	Litoarenisca fina con laminación.	Scour fills, antidunas, depósitos de desbordamiento.
Sr	Litoarenisca finas con ripples de corriente.	Régimen de baja energía.
Sm	Litoarenisca fina a media masiva.	Depósitos de flujos de gravedad.
Fl	Limolita laminada color gris con materia orgánica.	Flujos de inundación, canales abandonados.
Fm	Limolita masiva color gris.	

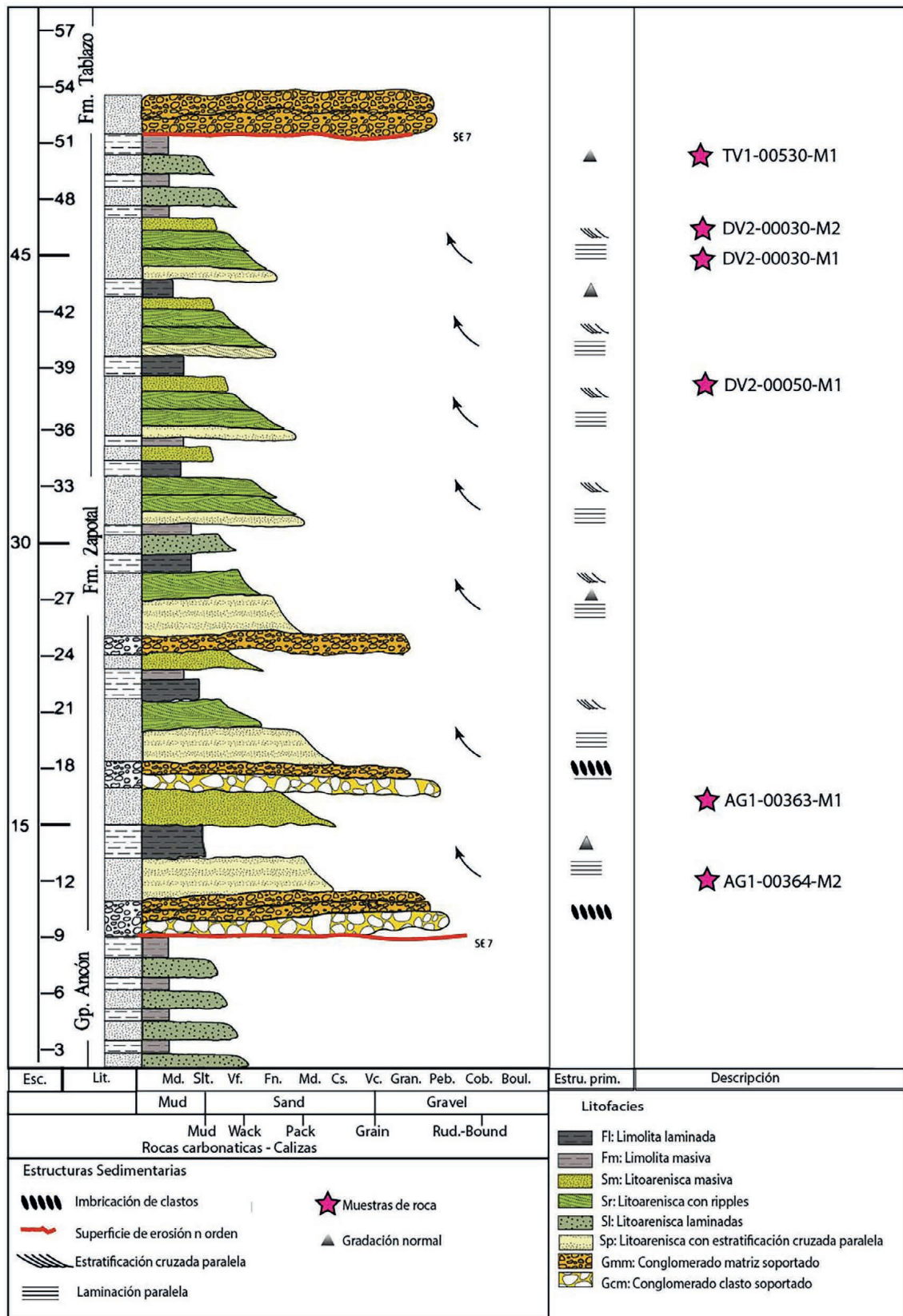


Figura 5. Columna estratigráfica de la Formación Zapotal en el sector de Loma Ballenita-Farallón de Dillon (UTM: 515339E, 9757039N).

Conglomerado clasto soportado masivo (Gcm).— Esta litofacies aflora en el sector de Loma Ballenita en el Farallón de Dillon (UTM: 515339E, 9757039N), representa un depósito basal en cada ciclo estrato-decreciente de la Formación Zapotal, se compone de estratos de geometría cóncava abierta hacia abajo, de relieve negativo, limitado por superficies de erosión de 5^{to} orden, estos estratos son lateralmente discontinuos, y se componen de conglomerados clasto soportados, masivos que comúnmente rellenan superficies basales de canales. Los conglomerados son polimodales, pobremente sorteados, polimícticos cuyos clastos predominantes son cuarzo, clastos pelíticos, metamórficos, volcánicos y volcanoclásticos. La forma de los clastos varía de subredondeados a subangulosos, el tamaño de los clastos varía de 0,25 a 0,50 mm, no presentan imbricación, se distribuyen de manera aleatoria (Tabla 2, Figuras 6 y 7).

Conglomerado matriz soportada masivo (Gmm).— Esta litofacies se observa en la base de las secuencias estrato-decrecientes, en intercalación con *Gcm*, en estratos de geometría lenticular, de relieve positivo, con buena continuidad lateral, se componen de conglomerados matriz soportada masivos, pobremente sorteados, polimodales, polimícticos cuyos clastos predominantes son cuarzo, clastos pelíticos y volcánicos. La forma de los clastos varía de subredondeados a subangulosos, no presentan imbricación, sino que están aleatoriamente orientados, su tamaño varía de 0,25 a 0,50 mm (Tabla 2, Figuras 6 y 7).

Litoarenisca media a gruesa con estratificación cruzada paralela (Sp).— Las litofacies *Gcm* y *Gmm* comúnmente están sobreyacidas por secuencias estrato-decrecientes compuestas por estratos de geometría tabular, lateralmente continua, lenticular y convexa de relieve positivo. El límite inferior de los estratos es planar regular y en cuña irregular, mientras que, el límite superior corresponde a una superficie de erosión de 4^{to} grado. Estos estratos se componen de litoareniscas, de color gris con tonalidad rosada, de grano medio a grueso, moderadamente bien sorteadas, con estratificación cruzada paralela (*Sp*) y gradación normal. En el sector de Santa María (UTM: 520601E, 9758767N) se observan *sets* centimétricos a decimétricos que forman estratificación cruzada paralela interna: 250/76, (Tabla 2, Figuras 6 y 7).

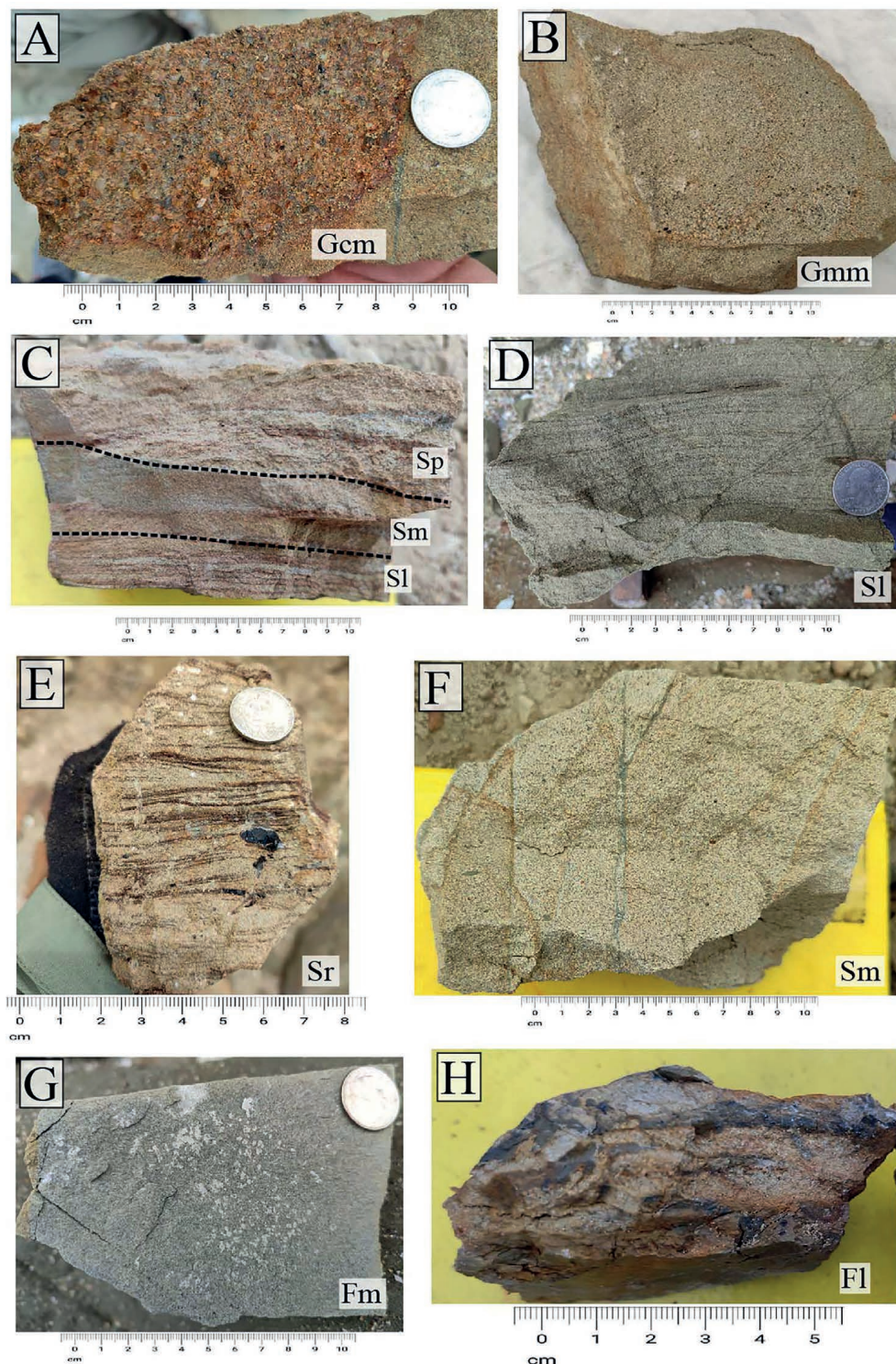


Figura 6. Litofacies de la Formación Zapotal. A: Conglomerado clasto soportado masivo, polimítico (Gcm). B: Conglomerado matriz soportada (Gmm). C: Litoarenisca media a gruesa con estratificación cruzada paralela (Sp). D: Litoarenisca fina con laminación (Sl). E: Litoarenisca fina con ripples de corriente (Sr). F: Litoarenisca fina a media masiva (Sm). G: Limolita masiva color gris (Fm). H: Limolita laminada color gris con materia orgánica (Fl).

Litoarenisca fina con laminación (Sl).— En el sector Punta Barandúa (UTM: 519378E, 9760174N), las litofacies *Sl* cubren de manera irregular a *Gcm*, *Gmm* y *Sp*. Se agrupan en ciclos de láminas, capas y estratos, de tendencia estrato-decreciente, de geometría planar, tabular y convexa, la base de estas mesoformas es regular, mientras que en el tope se observa superficies de erosión irregular de 4^{to} y 3^{er} orden, los estratos presentan continuidad lateral y se componen de litoareniscas de color gris, finas con laminación paralela, con buen sorteo, los componentes predominantes son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, micas como moscovita y biotita (Tabla 2, Figuras 6 y 7).

Litoarenisca fina con ripples de corriente (Sr).— En la zona de Ballenita - Farallón de Dillon (UTM: 515339E, 9757039N), las litofacies *Sp* y *Sl* son usualmente sobreyacidas por *Sr*. La geometría de *Sr* incluye a láminas medias a gruesas de geometría tabular y en cuña, además estratos finos, de geometría tabular, regular, lateralmente continuas, con base lineal paralela. *Sr* incluye a areniscas grises y rosadas, con tonalidad anaranjada, de tamaño fino a grueso, bien sorteadas, con abundantes *ripples* asimétricos, laminación cruzada y estructuras de carga. *Sr* puede presentarse inter laminada con finas capas de limolitas y arcillolitas con laminación paralela (Tabla 2, Figuras 6 y 7).

Litoarenisca fina a media masiva (Sm).— En Punta Barandúa (UTM: 519378E, 9760174N), las litofacies *Gmm*, *Sp*, *Sl* y *Sr* son cubiertas por *Sm*, además *Sm* suele estar intercalada con la facies *Gcm* o *Gmm*. *Sm* se presenta en estratos finos y capas gruesas, de geometría lenticular, lateralmente discontinuas, limitadas en la base y en el tope por superficies de erosión de 4^{to} orden, irregulares. *Sm* consiste en litoareniscas finas a medias masivas de color amarillento, con buen sorteo, son monomícticas, los componentes principales son cuarzo, plagioclasa, arcilla, líticos, óxidos de hierro dispuestos en pátinas, es común también observar vetillas de yeso milimétricas a centimétricas dispuestas sin dirección preferencial, aunque en algunas zonas se observan a las vetillas de yeso a favor de los planos de estratificación, estas vetillas son de color blanquecino traslúcido, verdoso, de hábito fibroso (Tabla 2, Figuras 6 y 7).

Limolita laminada de color gris con materia orgánica (Fl).— Al sur de Santa María (UTM: 520601E, 9758767N), la litofacies *Fl*, se presenta en intercalación con *Sp*, *Sm* y *Sl*, en estratos de geometría tabular, lenticular, mantiforme y en forma de cuña, el límite inferior de los estratos es rectilíneo, mientras que, el límite superior tiene forma convexa, los estratos presentan buena continuidad lateral. *Fl* se compone de limolitas laminadas de color gris con abundante materia orgánica, esta facies se caracteriza por tener buen sorteo, también se observan esporádicos clastos irregulares de cuarzo, redondeados, con alta esfericidad (Tabla 2, Figuras 6 y 7).

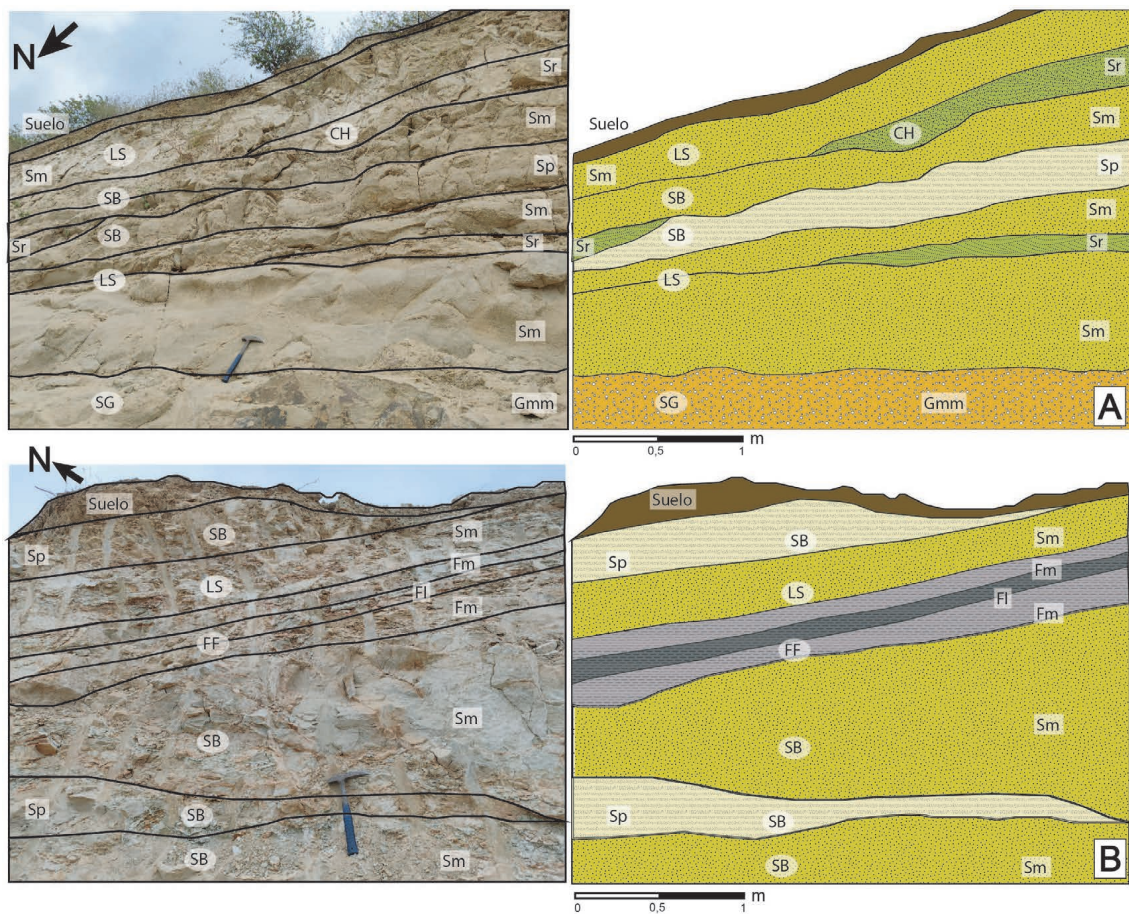


Figura 7. Reconocimiento de litofacies en afloramientos de campo.

Limolita masiva color gris (Fm).— En el Farallón de Dillon (UTM: 515339E, 9757039N), la litofacies *Sm* suele presentarse intercalada con *Fm*, que presenta geometría tabular, mantiforme, con buena continuidad lateral, también se observan geometrías irregulares, con la base aguda o erosional, en contacto con las litofacies *Sp*, *Sr* y *Fl*. *Fm* incluye a limolitas color gris masivas, los componentes predominantes son cuarzo, feldespato, óxidos de hierro en pátinas (Tabla 2, Figuras 6 y 7).

Arquitectura estratigráfica de la Formación Zapotal

La Formación Zapotal se desarrolla sobre una superficie de erosión irregular de 7^{mo} orden, la cual involucra a lutitas negras vinculadas al Grupo Ancón y conglomerados de la Formación Zapotal, en el sector de Loma Ballenita-Farallón de Dillon. Por la heterogeneidad observada infrayaciendo a esta superficie de erosión y en función de datos de estratificación esta superficie es definida como una discordancia angular.

La base de la Formación Zapotal es dominada por secuencias estrato-decrecientes y grano decrecientes, compuesta por set de estratos con buena continuidad lateral, de geometría cóncava, de relieve negativo y espesor variable, en estas geometrías se observa la intercalación de *Gmm*, *Sp*, *Sl*, *Sm* y *Fl*, estas mesoformas son vinculadas a canales fluviales (CH).

Otra mesoforma observada en la base y en la parte media de la Formación Zapotal, se relaciona a barras de arena (SB), las cuales presentan geometría cóncava a convexa, lenticular, o en forma de cuña, y agrupan a las litofacies *Sp*, *Sl* y *Sr*. La interacción entre CH y SB indica continuidad lateral entre ambas mesoformas, además de acreción lateral de canales y apilación lateral y vertical de barras.

A lo largo de la secuencia, de manera aleatoria, se observan niveles aislados, con geometría lenticular y lobular, de base irregular, discontinuos lateralmente, compuestos por *Gmm*, *Gcm*, *Sm* y *Fm*, asociados a flujos de sedimentos de gravedad (SG). En la parte media de la secuencia se observa intercalaciones de SG y SB.

Hacia el tope de la secuencia, se observan potentes niveles de geometría mantiforme y laminar, lateralmente continuos, de espesor variable, compuesto por *Sm*, *Sl*, *Sr* y *Fl*, estas mesoformas son asociadas a planicies de arenosas (LS). En LS y SB se intercalan en el tope de la secuencia, donde también se observan depósitos de desbordamiento (LV), que corresponden a niveles con geometría tabular y en forma de cuña, de espesor aproximadamente 50 cm, compuestos por *Fl*. Al tope de la secuencia también se pueden observar secuencias monótonas de estratos de geometría tabular, lateralmente continuas, compuestos por *Fl* y *Fm*, vinculadas a planicies de inundación lodosas (FF). De manera esporádica se identificaron canales abandonados (CH-FF), caracterizados por figuras incompletas o abortadas, de geometría cóncava irregular o erosionada, que contiene a *Sm*, *Sl*, *Fm* y *Fl*. La interacción entre CH-FF, CH y SB no es clara, sin embargo, CH-FF es erosionada por SB y LS.

En el tope de la secuencia se observa que conglomerados de la Formación Tablazos cubren en discontinuidad a FF observados en la Formación Zapotal.

Análisis petrográfico

Se analizaron proporciones modales de cuarzo (Qz), feldespato (Fld) y líticos (L) de cuatro muestras de areniscas de la Formación Zapotal (Tabla 4; Figura 8). El set de muestras analizadas incluye las litofacies *Sp*, *Sl* y *Sm*.

Sp (AG1-00364-M2) se caracteriza por poseer microtexturas clástica, psamítica/empaquetamiento completo y sorteo moderado / clasto soportada; mineralógicamente presenta cuarzo (18%), plagioclasa (12%), epidota (8%), feldespato potásico (6%), turmalina (5%), moscovita (5%), sericita (5%), magnetita (5%) y clinozoisita (3%). Además, se observaron clastos de tipo metamórfico e ígneo que corresponden al (18%), todos estos componentes se encuentran inmersos una matriz arcillosa (10%) y en un cemento ferruginoso (5%) (Figura 8A). En función de su composición mineralógica, la facies *Sp* se denomina como una litoarenisca feldespática.

Mientras que, *Sl* (TV1-00530-M1) se caracteriza por tener microtexturas detrítica, psamítica y empaquetamiento flotante, en cuanto a su microestructura se observaron vetillas de óxido de hierro de 0,02 mm de espesor; mineralógicamente está compuesta por cuarzo (15%), plagioclasa (5%), feldespato potásico (4%), glauconita (4%), moscovita (4%), clinozoisita (4%), epidota (3%), hornblenda (3%), vermiculita (3%), biotita (2%), circón (1%), además el 19% del volumen total de la roca corresponde al contenido de clastos de tipo metamórfico, ígneo, sedimentario, sílice amorfo y minerales opacos como óxido de hierro (5%) y rutilo (3%), todos estos componentes están inmersos en un cemento calcáreo/ferruginoso (22%) y una matriz arcillosa (3%). De acuerdo a la mineralogía descrita, se define a esta facies como una litoarenisca (Figura 8B).

Por otra parte, *Sm* (AG1-00363-M1) se caracteriza por tener microtexturas detrítica, psamítica y empaquetamiento tangencial. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo (12%), plagioclasa (8%), moscovita (6%), clorita (5%), vermiculita (5%), biotita (4%), epidota (4%), feldespato potásico (3%), clinozoisita – zoisita (3%), sericita (3%), glauconita (2%), hornblenda (2%), en cuanto a los minerales opacos, se observó óxido de hierro (5%) y magnetita (2%), también se observaron líticos de tipo sedimentario, ígneo y metamórfico (22%), los componentes de esta roca se encuentran contenidos en un cemento ferruginoso (7%) y en una matriz arcillosa (7%) (Figura 8C). De acuerdo con la composición mineralógica descrita, se define a esta facies como una litoarenisca. Las muestras ploteadas en el diagrama de Folk *et al.* (1970) se establecen en el campo de litoarenitas feldespáticas (Figura 8D).

Tabla 3. Resumen de la arquitectura estratigráfica de la zona de estudio.

Elemento	Símbolo	Litología	Geometría
Canal	CH	Gmm, Sp, Sl, Sm, Fl	Cóncava abierta hacia arriba o hacia los lados, base erosional, espesor variable.
Barras de arena	SB	Sp, Sl, Sr	Cóncavo, convexo, lenticular, en forma de cuña, ocurre como relleno de canal.
Flujos de sedimentos de gravedad	SG	Gmm, Gcm, Sm, Fm	Forma lenticular y lobular, típicamente intercalado con SB.
Planicies arenosas	LS	Sm, Sl, Sr, Fl	Mantiforme, laminar.
Depósitos de desbordamiento, (levee)	LV	Fl	En forma de cuña 50 cm de espesor.
Planicies de inundación	FF	Fl, Fm	Laminar, tabular, lateralmente continuos.
Canales abandonados	CH (FF)	Sm, Sl, Fm, Fl	En formas de cuñas comparables con canales activos.

Tabla 4. Análisis petrográficos de la Formación Zapotal.

Muestras	Qz	FeldT	L	Total	Ls	Lv	Lm	Total
AG1-00364-M2	33,33	33,33	33,33	100	-	44,44	55,56	100
TV1-00530-M1	34,88	20,93	44,19	100	42,11	31,58	26,32	100
AG1-00363-M1	26,67	24,44	48,89	100	45,45	22,73	31,82	100
DV2-00030-M1	42,86	19,05	38,10	100	31,25	50,00	18,75	100

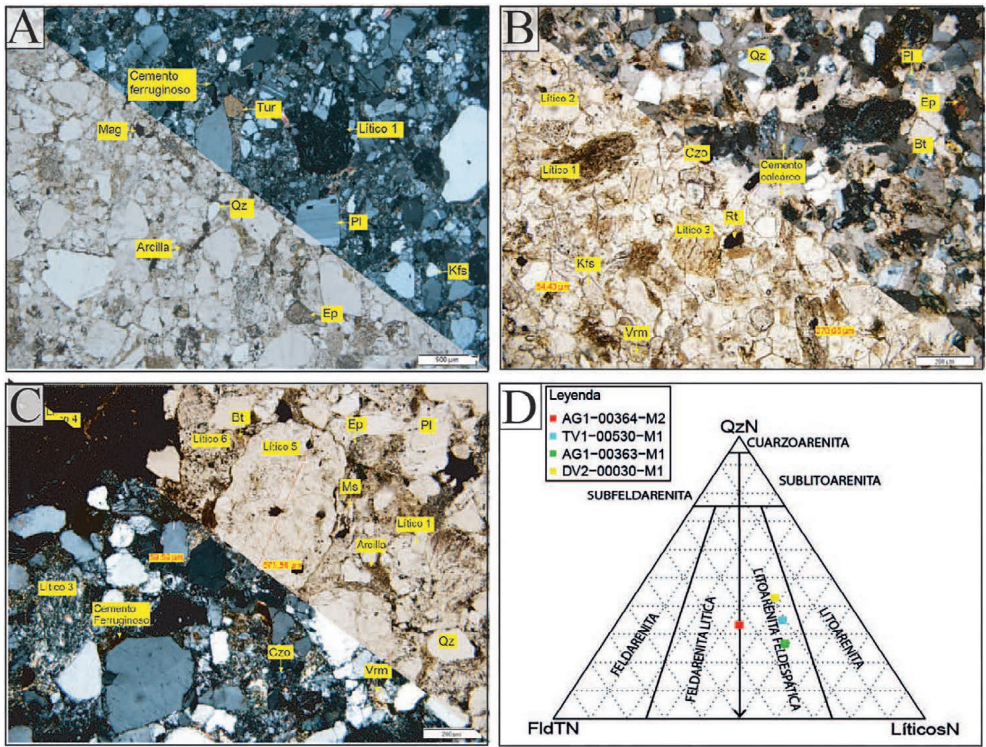


Figura 8. Secciones delgadas de las litofacies de la Formación Zapotal. A: Litoarenisca media a gruesa con estratificación cruzada paralela (Sp). B: Litoarenisca fina con laminación (Sl). C: Litoarenisca fina a media masiva (Sm). D: Diagrama de Folk et al. (1970).

Geoquímica de rocas sedimentarias

Los datos de geoquímica de la Formación Zapotal corresponden a muestras pertenecientes a cuatro afloramientos (AG1-00364, DV2-00030, DV2-00050 y RB2-00051), el set analizado se compone de siete muestras detríticas correspondientes a las litofacies *Sp*, *Sm* y *Sl* (Tabla 2 y Tabla 3). Las muestras analizadas se caracterizan por presentar tamaño de grano de medio a grueso (0,25 a 0,50 mm) y de fino a muy fino (0,125 mm).

El índice de meteorización química (CIA) y el índice de variabilidad composicional (ICV) fueron utilizados para determinar el grado de meteorización del conjunto de muestras analizadas. Los valores de CIA de las muestras analizadas varían de 27,59% a 73,22%. De acuerdo con Nesbitt y Young (1982), los valores más altos de CIA que oscilan entre 76 y 100 indican la intensa alteración química; mientras que, los valores <50 no presentan alteración química (Figura 9).

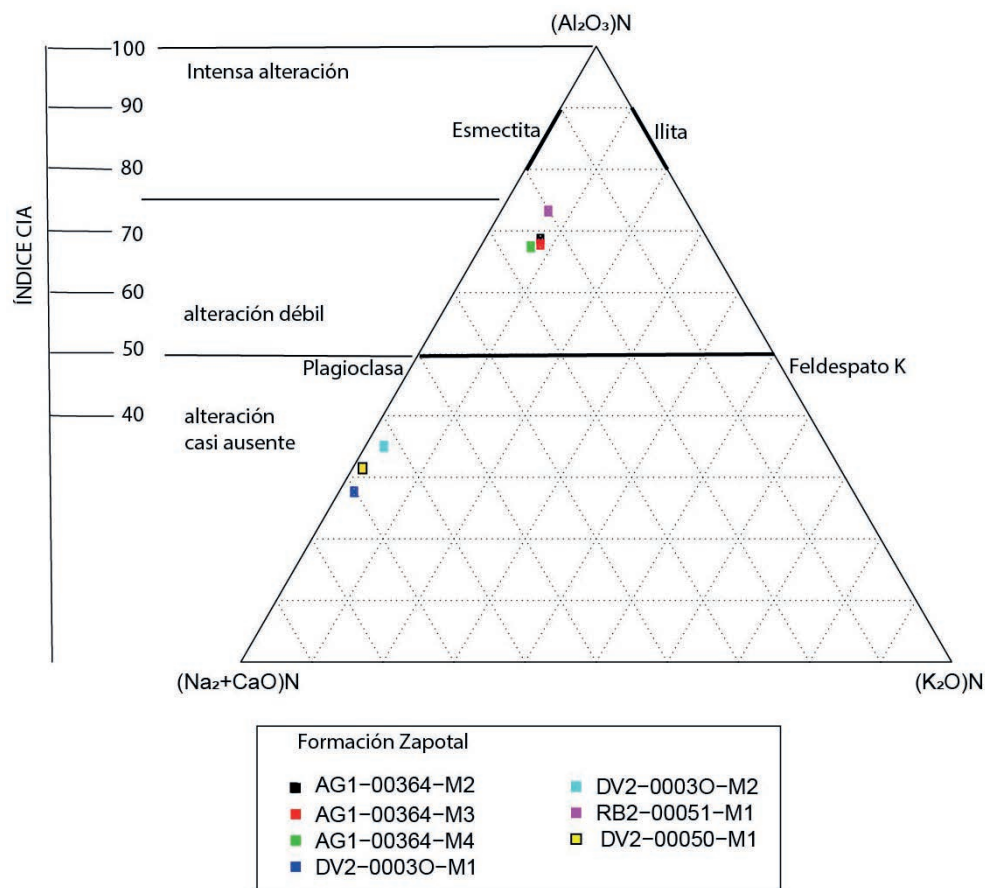


Figura 9. Diagrama de índice CIA tomado de Nesbitt y Young (1982) considerando a Fedo et al. (1995).

Por otro lado, las muestras del afloramiento AG1-00364 indican valores de ICV entre 0,82 y 0,86 es decir, $ICV < 1$ lo que sugiere que son muestras de composición madura; mientras que, las muestras de los afloramientos DV2-00030-M1 y M2, DV2-00050-M1 presentan valores de ICV que varían de 1,15 a 4,47; es decir $ICV > 1$, lo cual sugiere que las muestras son de composición inmadura de acuerdo con el diagrama ICV vs. CIA (Cox *et al.*, 1995; Nesbitt y Young, 1984) como se muestra en la Figura 10. Considerando los índices CIA e ICV se afirma que las muestras se encuentran en un rango aceptable con respecto al índice de meteorización química para ser procesadas y analizadas en diagramas de discriminación litológica y tectónica.

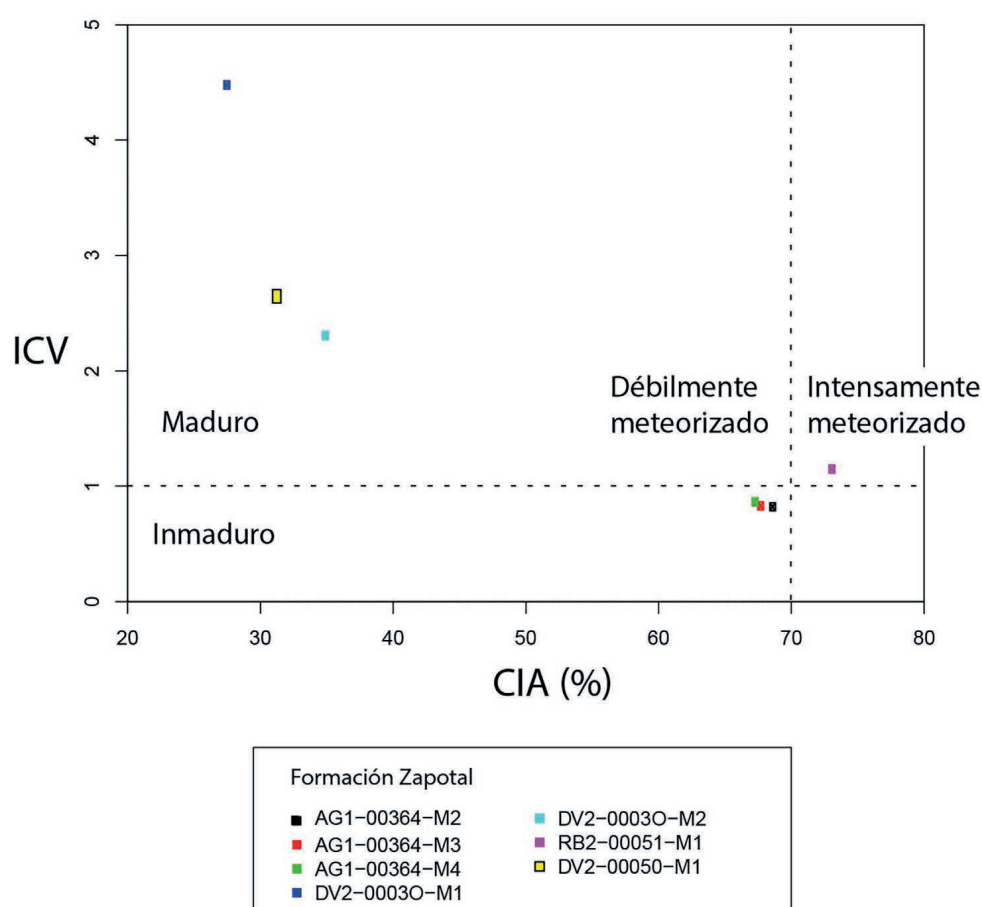
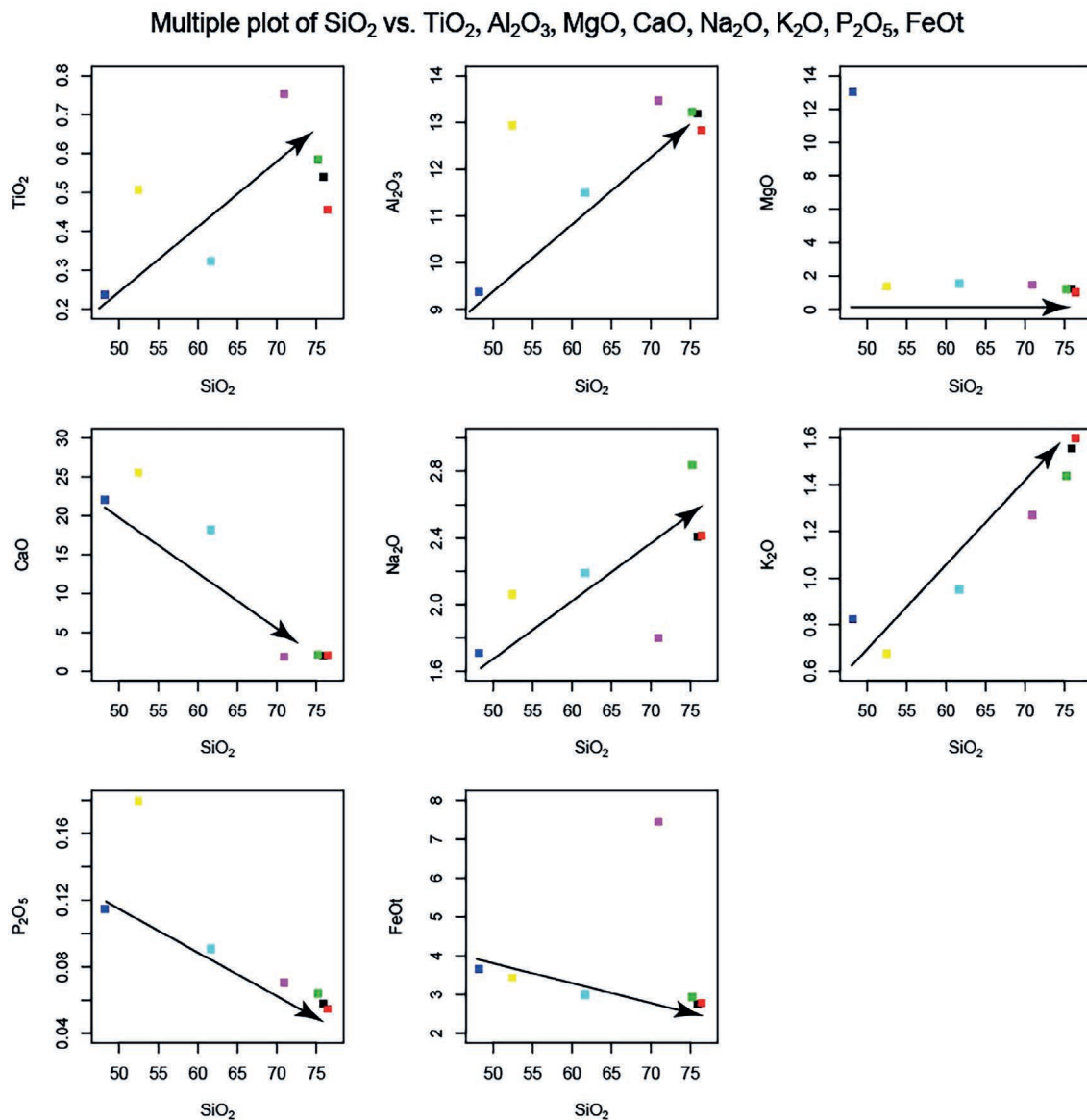


Figura 10. Diagrama ICV vs. CIA (Cox *et al.*, 1995; Nesbitt y Young, 1984).

La Figura 11 presenta los diagramas de Harker para elementos mayores vs. SiO_2 del conjunto de muestras analizadas, las concentraciones de TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O y K_2O se incrementan en función del aumento de SiO_2 ; mientras que, las concentraciones de CaO , P_2O_5 y FeO_T presentan tendencia decreciente examinada en función del incremento de SiO_2 .

La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ se utiliza como índice de madurez mineralógica en las areniscas, la cual permite diferenciar entre los tipos de arenisca. También, posee un significado textural, ya que se puede diferenciar entre areniscas y lutitas. Mientras que, la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ se puede utilizar como un indicador de estabilidad mineralógica, ya que actúa como un factor discriminante entre el contenido de fragmentos líticos y feldespatos. Además, cuando esta relación presenta valores muy altos indica una alta concentración de minerales de hierro en las areniscas y lutitas (Herron, 1988).



■ **Figura 11.** Diagramas Harker aplicado a las muestras de la Formación Zapotal.

La baja relación de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$, es una evidencia de la baja madurez mineralógica debido a la presencia de matriz (enriquecimiento en Al_2O_3). Relaciones $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ relativamente altas (~ 1 y >1), reflejan escasa estabilidad mineralógica en las areniscas debido a un elevado contenido de minerales inestables ricos en hierro y en magnesio, los cuales se encuentran dentro de los fragmentos líticos.

Como se observa en la Figura 12A, las relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ de las muestras analizadas varían entre 0,5 – 1 y 0 – 1,2 respectivamente, de esta manera las muestras son ploteadas principalmente en los campos de grawaca, las muestras RB2-00051-M1 y DV2-00050-M1, son ploteadas en los campos de areniscas y lutitas ricas en Fe respectivamente (Herron, 1988). Mientras que, usando el diagrama de clasificación geoquímica de Pettijohn *et al.* (1972) las muestras analizadas son ploteadas en el campo de grawacas y litoareniscas (Figura 12B).

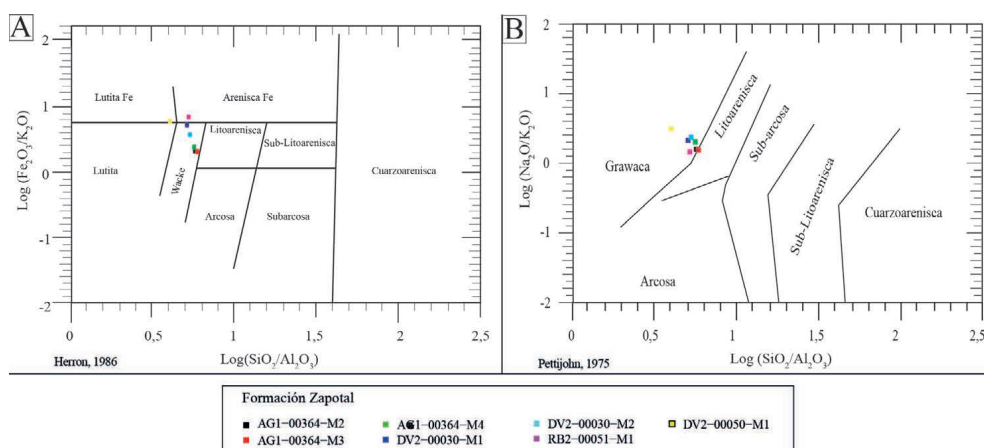


Figura 12. A: Diagrama de Herrón (1986). B: Diagrama de discriminación litológica de Pettijohn (1975)

Tabla 5. Elementos mayores de las muestras de roca de la Formación Zapotal.

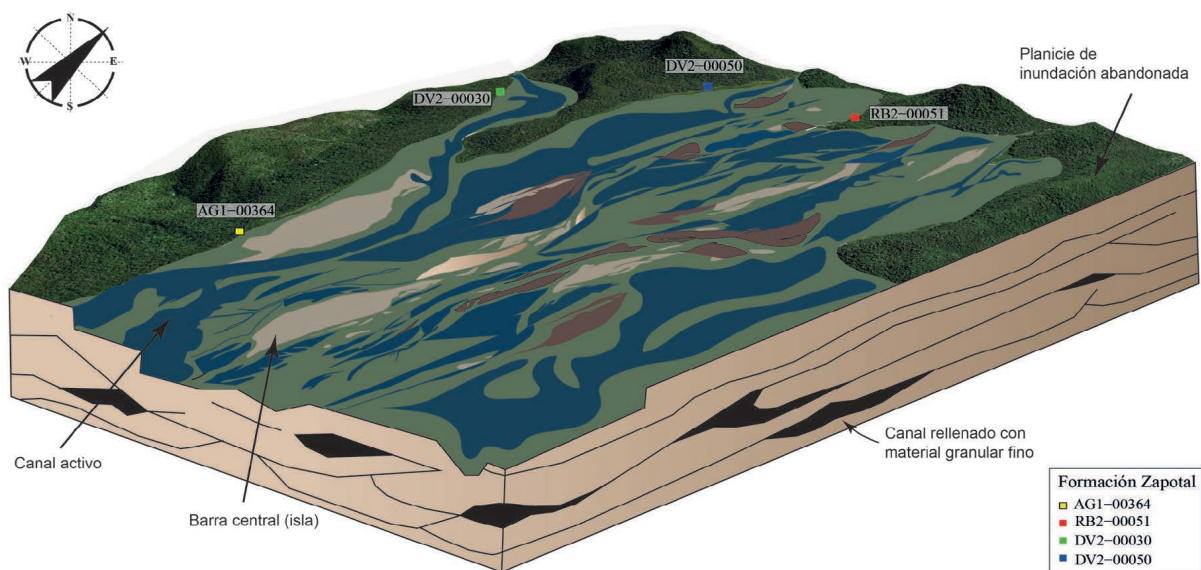
Muestra	AG1-00364			DV2-00030		RB2-00051	DV2-00050
	M2	M3	M4	M1	M2	M1	M1
SiO ₂	75,90	76,41	75,22	48,19	61,66	70,94	52,47
TiO ₂	0,54	0,46	0,58	0,24	0,32	0,75	0,51
Al ₂ O ₃	13,19	12,84	13,22	9,37	11,49	13,47	12,94
Fe ₂ O ₃	3,06	3,10	3,27	4,06	3,34	8,27	3,82
Mn ₂ O ₃	0,04	0,05	0,05	0,39	0,24	0,10	0,42
MgO	1,21	1,01	1,20	13,04	1,54	1,47	1,36
CaO	2,04	2,07	2,11	22,06	18,17	1,86	25,56
Na ₂ O	2,41	2,41	2,84	1,71	2,19	1,80	2,06
K ₂ O	1,55	1,60	1,44	0,82	0,95	1,27	0,68
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,06	0,11	0,09	0,07	0,18
ClA	68,72	67,84	67,43	27,59	35,03	73,22	31,38
ICV	0,82	0,83	0,86	4,47	2,31	1,15	2,63
K ₂ O/Na ₂ O	1,55	1,51	1,97	2,08	2,30	1,42	3,05
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	1,97	1,94	2,28	4,93	3,50	6,52	5,65
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5,75	5,95	5,69	5,14	5,37	5,27	4,05
Al ₂ O ₃ / TiO ₂	24,42	28,15	22,62	39,55	35,61	17,88	25,54

DISCUSIÓN

Modelo de sedimentación de la Formación Zapotal

En la PSE, en las secciones Loma Ballenita - Farallón de Dillon, Santa María, San Marcos, Cerro La Tapa y La Chacra, esta investigación reporta las litofacies *Gcm*, *Gmm*, *Sp*, *Sl*, *Sr*, *Sm*, *Fl* y *Fm*, organizadas en macroformas CH y SB, en interacción con mesoformas SG, LS, LV y FF. La presencia de figuras de acreción lateral de canales fluviales y amalgamación lateral y vertical de barras de arena, en asociación con la tendencia cíclica estrato y grano decrecientes, superficies de erosión de 4^{to}, 5^{to} y 6^{to} orden, son elementos diagnósticos de sistemas de ríos trenzados de baja energía (Miall, 2010). La presencia de intervalos de SG y LV entre FF, sugiere que el sistema fluvial evolucionó periódicamente a sistemas aluviales de ríos meándricos de alta energía (Koss *et al.*, 1994); esto podría explicarse sea por el aumento de la marea cerca de la línea costera o por el incremento del volumen de agua y decrecimiento de carga en suspensión en el sistema fluvial (Barboza-Gudiño *et al.*, 2014). La presencia de FF ricos en materia orgánica y con abundante fauna podría relacionarse con el desarrollo de sistemas de manglares en zonas costeras (Wright y Marriott, 1993). Esta interpretación concuerda con anteriores investigaciones, en las cuales se reportó que la Formación Zapotal se depositó como resultado del desarrollo de abanicos aluviales cercanos a la línea costera (Bristow, 1975; Toro Alava y Marocco, 1994; Benítez, 1995; Alemán, 2000; Witt *et al.*, 2017). Esta interpretación también concuerda con datos bioestratigráficas reportados por Olsson (1931), Williams (1947) y Ordóñez *et al.* (2006), quienes coinciden en un ambiente costero a marino somero.

La Figura 13 representa esquemáticamente el paleorelieve propuesto en esta investigación para la Formación Zapotal en el área de estudio. Los sistemas de ríos trenzados de baja energía en planicies costeras cercanas a la línea de costa se caracterizan por múltiples canales entrelazados que fluyen sobre sedimentos sueltos. Estos sistemas muestran alta movilidad de sedimentos, depósitos de arena y grava, y presencia de frecuentes islas o barras fluviales (Miall, 2010; Buatois *et al.*, 2012). Ejemplos contemporáneos incluyen el río Brahmaputra, con su alta carga sedimentaria al salir de los Himalayas hacia las llanuras de Assam y el río Tagliamento en Italia, conocido por su biodiversidad y dinámica sedimentaria (Dalrymple y Choi, 2007).



■ **Figura 13.** Modelo 3D del ambiente de deposición de la Formación Zapotal.

Ambiente tectónico de la Formación Zapotal

El enriquecimiento de MgO y Fe_2O_3 en sedimentos marinos es una característica ampliamente documentada en rocas detríticas (Ratcliffe *et al.*, 2007). El set de muestras analizado es caracterizado por bajos valores de MgO y Fe_2O_3 , que varían de 8 a 17 % y 27 a 56 % respectivamente, además presenta altos valores en las relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, entre 35 a 62 % lo que indica origen no marino (origen continental) en rocas detríticas (Figura 14). Con excepción de la muestra DV2-00030-M1, la cual es plotada en el campo de sedimentos marinos, esto podría explicarse debido a la interacción del sistema fluvial con la línea costera, en un periodo de subida del nivel del mar.

Varios estudios han demostrado que la composición química de rocas clásticas es controlada por el ambiente de depósito vinculado a la configuración de la tectónica de placas; en consecuencia, las rocas clásticas de diferentes configuraciones tectónicas poseen firmas geoquímicas específicas y únicas de cada terreno (Roser y Korsch, 1988; Bhatia, 1983).

En el diagrama de discriminación $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs. TiO_2 (Bhatia, 1983), las muestras de la Formación Zapotal, se proyectan entre los campos de “Margen Continental Activo” y solo la muestra RB2-00051-M1, se ubica dentro del campo de “Arco de islas continentales” (Figura 15). Esta variación podría ser explicada debido a un incremento en el ingreso de sedimentos procedentes de regiones ígneas, como consecuencia, de variaciones del nivel del mar.

Por otro lado, es importante considerar que los sedimentos del margen continental pasivo son generalmente maduros y ricos en cuarzo, depositados en cuencas intracratónicas o en márgenes continentales estables; mientras que los sedimentos del margen continental activo son inmaduros y ricos en fragmentos líticos de origen volcánico y se derivan de zonas próximas al límite de placas, donde la subducción es activa generándose una variada gama de ámbitos de depositación como las cuencas de ante-arco, intra-arco y tras-arco, adyacentes a márgenes activos.

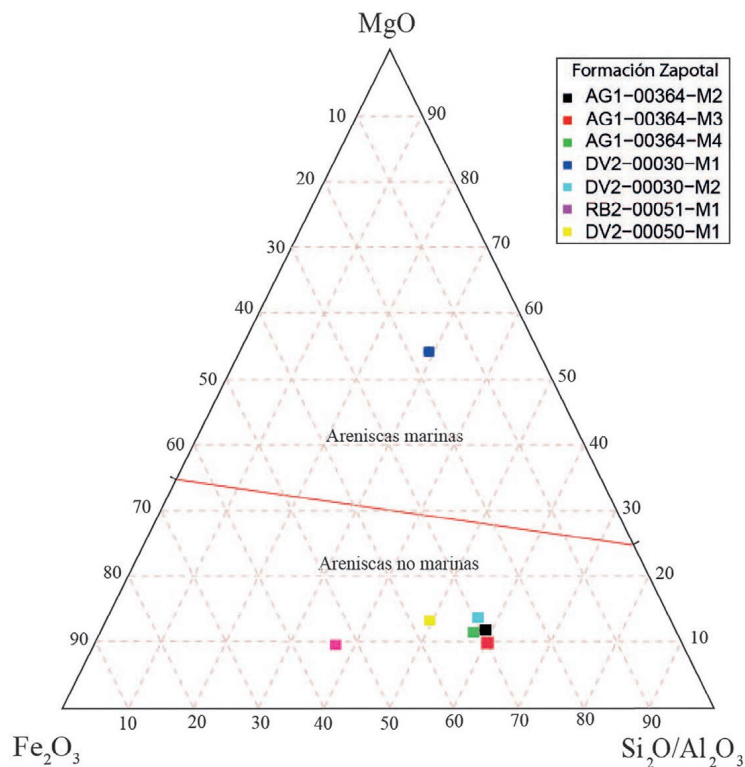


Figura 14. Diagrama ternario de clasificación de sedimentos Ratcliffe *et al.* (2007).

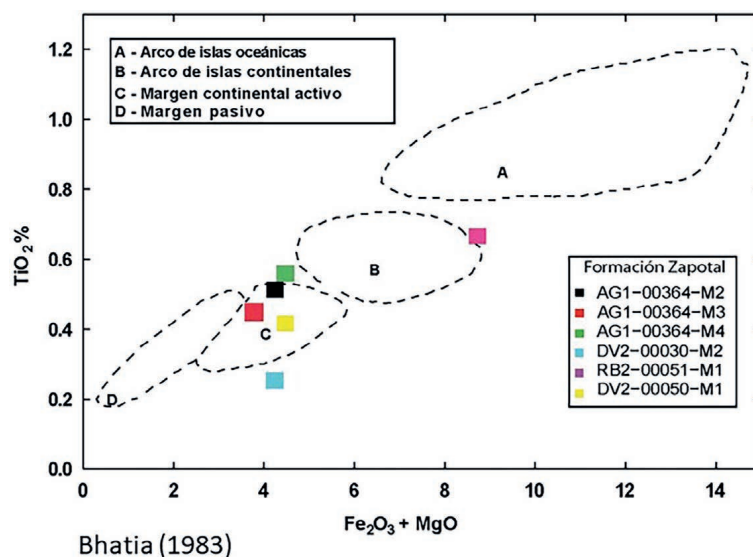


Figura 15. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos Bhatia (1983).

Proveniencia de la Formación Zapotal

El diagrama triangular de Dickinson (1983), considera las proporciones modales de cuarzo (Qz), feldespato (Fld) y líticos (L), observados en  mina delgada. Este diagrama fue utilizado para estudiar la proveniencia del set de muestras (Figura 16A-B). En el diagrama Qz/Fld/L, elaborado por Alemán *et al.* (2021), la Formación Zapotal tiene una procedencia que varía de arco no disecado a arco de transición, con sutil orógeno reciclado; lo cual es evidenciado en este estudio actual de las secuencias silicic sticas (areniscas, litoarenitas, grauvacas), mismas que contienen una gran proporción de líticos de rocas básicas. Además los resultados en el diagrama de Qz/Fld/L, son similares expresando una procedencia de arco transicional y arco disectado con una ligera transición a orógeno reciclado, representando una depositación en canales poco profundos.

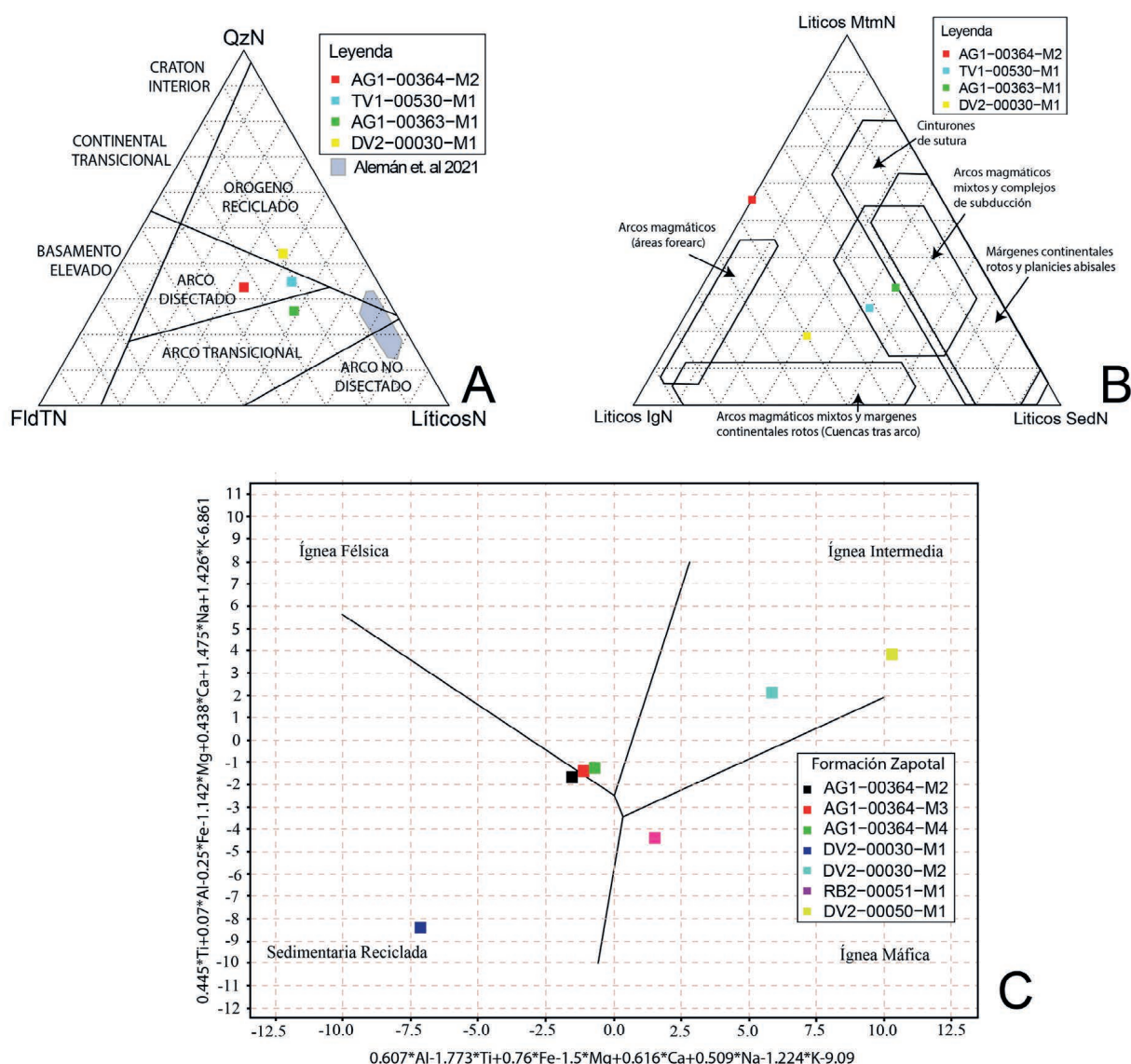


Figura 16. Diagramas ternarios de análisis de Ambiente Tectónico. A: Dickinson (1983). B: Ingersoll y Suczek (1979). C: Roser y Korsch (1988).

Esta secuencia se formó durante los procesos trans-tensionales en la evolución temprana de la Cuenca del Progreso (Aleman, 2000). Lo que concuerda con las proporciones de líticos metamórficos, ígneos y sedimentarios cuantificados en el set de muestras analizadas, a partir del cual se determina que la Formación Zapotal fue depositada como resultado de la interacción entre arcos magmáticos mixtos y complejos de subducción (Figura 16B). Por otro lado, el diagrama de funciones de Roser y Korsch (1988) también se utiliza para diferenciar sedimentos en cuatro rangos de procedencia sedimentaria máfica, ígnea intermedia, ígnea félsica y sedimentaria de cuarzo (Figura 16C). El set de muestras es ploteado principalmente en los campos de procedencia ígnea félsica a intermedia con influencia menor de una provincia sedimentaria reciclada.

CONCLUSIONES

En la península de Santa Elena, en las secciones Loma Ballenita - Farallón de Dillon, Santa María, San Marcos, Cerro La Tapa y La Chacra, la Formación Zapotal incluye litofacies de conglomerado clasto soportado masivo (*Gcm*), conglomerado matriz soportada masivo (*Gmm*), litoarenisca con estratificación cruzada paralela (*Sp*), con laminación paralela (*Sl*), *ripples* de corriente (*Sr*) y masivas (*Sm*), limolita laminada con materia orgánica (*Fl*) y limolita masiva (*Fm*), organizados en CH, SB, SG, LS, LV, FF y CH(FF).

La arquitectura estratigráfica e intercalación de litofacies observada en afloramientos indica que, el sistema de sedimentación de la Formación Zapotal corresponde a sistemas aluviales de ríos trenzados de baja energía próximos a la línea de costa, que evolucionaban a ríos meándricos esporádicamente en función de las variaciones del nivel del mar y el incremento del ingreso detrítico.

Datos petrográficos y geoquímicos de la Formación Zapotal indican que esta secuencia se depositó en una margen continental activa, producto de la erosión de provincias ígneas félsicas a intermedias en interacción con provincias sedimentarias recicladas. Esta interacción es comúnmente observada en arcos magmáticos mixtos y complejos de subducción activos; además, la procedencia de la Formación Zapotal también sería el resultado de la compleja interacción entre ambientes de arco transicional y arco disectado con una ligera transición a orógeno reciclado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue desarrollado en el marco del Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano, desarrollado por el Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador, anexo al Ministerio de Energía y Minas, producto del levantamiento de información geológica en la Hoja Topográfica de Santa Elena, escala 1:100.000, en el año 2023. Se extiende un fraternal agradecimiento al laboratorio de procesamiento de muestras, geoquímica y petrografía del Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador por su colaboración en la investigación.

BIBLIOGRAFÍA

- Aizprua, C., Witt, C., Johansen, S. E. and Barba, D. 2019. Cenozoic Stages of Forearc Evolution Following the Accretion of a Sliver from the Late Cretaceous-Caribbean Large Igneous Province: SW Ecuador-NW Peru. *Tectonics* 38(4): 1441–1465. <https://doi.org/10.1029/2018TC005235>
- Alemán, A.M., Palencia, A.A., Lezama, E.E. and Montenegro, G. 2021. The Chongón/Colonche orocline transrotational bending and the coeval opening of the Progreso basin in southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 111: 103480. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103480>
- Alemán, A.M. 2000. *Technical Evaluation Agreement of the Progreso Basin*.
- Barboza-Gudiño, J.R., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Zavala-Monsiváis, A. y López-Doncel, R.A. 2014. Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el nor-este de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 31(3): 303–324. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742014000300002&lng=es&nrm=iso&tlng=
- Benítez, S. 1995. *Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. Géologie appliquée*. Thèse de doctorat. Université Joseph-Fourier - Grenoble I. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00542421>
- Bhatia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *The Journal of Geology* 91(6): 611–627. <https://www.sciepub.com/reference/342746>
- Bristow, C. R. 1975. On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. *Newsletters on Stratigraphy* 4(2): 119–134. <https://doi.org/10.1127/nos/4/1975/119>
- Buatois, L. A., Santiago, N., Herrera, M., Plink-Björklund, P., Steel, R. O. N., Espin, M. and Parra, K. 2012. Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline. *Sedimentology* 59(5): 1568–1612. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01317.x>

- Bulois, C., Saillard, M., Espurt, N., Reyes Benítez, P., Michaud, F., Barba, D., Peuzin, A., Hernández Salazar, M. J., Schenini, L., Régnier, M. and Ratzov, G. 2023. Structural evolution of the southern Ecuadorian forearc in the Santa Elena Peninsula region. *Journal of South American Earth Sciences* 130: 104503. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104503>
- Canfield, R.W. 1966. *Reporte Geológico de la Costa Ecuatoriana*. Informe del Ministerio Industria Comercio, Asesoría Técnica de Petróleos, (Quito), 150 p.
- CODIGEM. 1974. *Hoja Geológica: Manglaralto (Hoja 04) Esc. 1:100000*.
- Cox, R., Lowe, D. and Cullers, R. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 2919–2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
- Cushman, J.A. and Stainforth, R.M. 1951. Tertiary foraminifera of coastal Ecuador: Part I – Eocene. *Journal of Paleontology* 25(2): 129–164.
- Dalrymple, R.W. and Choi, K. 2007. 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* 81(3): 135–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>
- DGGM. 1969. *Mapa geológico Ecuador, escala 1:1000000*.
- Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, R., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R. E. X., Lindberg, F. and Ryberg, P. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94(2): 222–235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:PONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2)
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for palaeoweathering conditions and provenance. *Geology* 23(10): 921–924. <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1551691>
- Folk, R.L. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* (13): 937–968.
- Folk, R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company. <https://books.google.com.ec/books?id=e-cKAQAIAAJ>
- Greensmith, J. 2012. *Petrology of the Sedimentary Rocks*. Springer Netherlands. <https://books.google.bs/books?id=9msyBwAAQBAJ>
- Hernández, M., Michaud, F., Collot, J., Proust, J. and d'Acremont, E. 2020. Evolution of the Ecuador offshore nonaccretionary-type forearc basin and margin segmentation. *Tectonophysics* 781: 228374.
- Herron, M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58(5): 820–829. https://www.academia.edu/33265885/Herron_1988_Geochemical_classification_of_terrigeneous_sands_and_shales_

- Horton, B.K. and Folguera, A. 2022. Tectonic inheritance and structural styles in the Andean fold-thrust belt and foreland basin. In: Zamora, G. and Mora, A. (Eds.), *Andean Structural Styles: A Seismic Atlas*. Elsevier, pp. 3–28. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-323-85175-6.00001-8>
- Ingersoll, R.V. and Suczek, C.A. 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Research* 49(4): 1217–1228. <https://doi.org/10.1306/212F78F1-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Jaillard, E. 2022. Late Cretaceous-Paleogene orogenic build-up of the Ecuadorian Andes: Review and discussion. *Earth-Science Reviews* 230: 104033. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2022.104033>
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G. and Zambrano, I. 1995. Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting : Southern coastal Ecuador during Late Cretaceous-Late Eocene time. In: Tankard, A.J., Suárez, R. and Welsink H.J. (Eds.), *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoir 62: 615-631.
- Janoušek, V., Farrow, C.M. and Erban, V. 2024. GCDkit. Mineral: A customizable, platform-independent R-language environment for recalculation, plotting, and classification of electron probe microanalyses of common rock-forming minerals. *American Mineralogist* 109(9): 1598-1607.
- Koss, J.E., Ethridge, F.G. and Schumm, S.A. 1994. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research* 64(2b): 90–98. <https://doi.org/10.1306/D4267F64-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Kumar, V., Kumar, S., Kumar, N. and Bangroo, P.N. 2013. Separation and pre-concentration of rare earth elements in geological materials using used green tea leaves and their determination by ICP-OES. *Journal of the Indian Chemical Society* 90(11): 2147–2151.
- McLaughlin, D.H. 1956. *Outline of the Geologic History of Southwestern Progreso Basin*. California Ecuadorian Company CALEC. Reporte Técnico Interno (inédito).
- Miall, A.D. 2010. Alluvial deposits. In: N.P. James and R.W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, 105-137.
- Mills, S.J. 1967. *Tertiary stratigraphy in Coastal Ecuador: The stratigraphy of the tertiary rocks of Southern Manabí and Guayas provinces (excluding the Santa Elena Peninsula) with notes on Esmeraldas province, Ecuador*. Anglo-Ecuadorian Oilfields Limited. Report, 24–29.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M. 1982. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299(5885): 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715A0>

- Nesbitt, H.W. and Young, G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48(7): 1523–1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Olsson, A.A. 1931. Contributions to the Tertiary paleontology of northern Peru: Part 4, The Peruvian Oligocene. *Bulletins of American Paleontology* 17(63): 100–264.
- Ordoñez, M., Jiménez, N. y Suárez, J. 2006. *Micropaleontología ecuatoriana: Datos bioestratigráficos y paleoecológicos de las cuencas: Graben de Jambelí, Progreso, Manabí, Esmeraldas y Oriente; del levantamiento de la Península de Santa Elena, y de las cordilleras Colonche, costera y occidental*. Petroproducción.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R. 1972. Petrographic classification and glossary. In: *Sand and Sandstone*. Springer, pp. 149–174.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks. 2nd Edition*. Harper and Row Publishers, New York. <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1343506>
- Ratcliffe, K.T., Morton, A.C., Ritcey, D.H. and Evenchick, C.A. 2007. Whole-rock geochemistry and heavy mineral analysis as petroleum exploration tools in the Bowser and Sustut basins, British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 55(4): 320–336. <https://doi.org/10.2113/gscpgbull.55.4.320>
- Reyes, P. 2013. *Évolution du relief le long des marges actives: étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère côtière d'Équateur*. Thèse de doctorat. Université Nice Sophia Antipolis. Français.
- Roser, B.P. and Korsch, R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology* 67(1–2): 119–139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)
- Sigal, J. 1968. *Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos*. Informe Instituto Francés de Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería. Quito.
- Stainforth, R.M. 1948. Applied micropaleontology in Coastal Ecuador. *Journal of Paleontology* 22(2): 113–151.
- Stainforth, R.M. 1949. The Hannatoma Fauna in the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. *Journal of Paleontology* 23(2): 155–156. <http://www.jstor.org/stable/1299689>
- Toro Alava, J. y Marocco, R. 1994. Los conglomerados El Morro: hacia su redefinición. En: Marocco R. (Ed.), *El contexto geológico del espacio físico ecuatoriano: neotectónica, geodinámica, volcanismo, cuencas sedimentarias, riesgo sísmico*. Colegio de Geógrafos del Ecuador, Estudios de Geografía 6: 69–76.
- Williams, M.D. 1947. *Informes geológicos y geofísicos del International Ecuadorian Petroleum Co.*

- Witt, C., Rivadeneira, M., Poujol, M., Barba, D., Beida, D., Beseme, G. and Montenegro, G. 2017. Tracking ancient magmatism and Cenozoic topographic growth within the Northern Andes forearc: Constraints from detrital U-Pb zircon ages. *GSA Bulletin* 129(3-4): 415-428. <https://doi.org/10.1130/B31530.1>
- Witt, C., Reynaud, J.Y., Barba, D., Poujol, M., Aizprua, C., Rivadeneira, M. and Amberg, C. 2019. From accretion to forearc basin initiation: The case of SW Ecuador, Northern Andes. *Sedimentary Geology* 379: 138–157. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.11.009>
- Wright, V. and Marriott, S.B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology* 86(3): 203–210. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90022-W](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90022-W)