

**ANÁLISIS DE PROCEDENCIA SEDIMENTARIA: MINERALES DENSOS Y PETROGRAFÍA
SEDIMENTARIA EN LAS FORMACIONES PAYANDÉ, SALDAÑA, CABALLOS Y GRUPO
HONDA, VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA.**

Diego Fernando Barragán Triana

Mariana Cardona Ocampo

**UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
MEDELLÍN
2020**

**ANÁLISIS DE PROCEDENCIA SEDIMENTARIA: MINERALES DENSOS Y PETROGRAFÍA
SEDIMENTARIA EN LAS FORMACIONES PAYANDÉ, SALDAÑA, CABALLOS Y GRUPO
HONDA, VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA.**

Diego Fernando Barragán Triana

dbarraga@eafit.edu.co

Mariana Cardona Ocampo

mcardos52@eafit.edu.co

Trabajo de grado presentado como requisito para optar por el título de *geólogo*

DIRECTOR

Alejandro Beltrán Triviño, PhD.

aibeltrant@eafit.edu.co

UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
MEDELLÍN
2020

**Nuestra recompensa se encuentra en el esfuerzo
y no en el resultado.
Un esfuerzo total es una victoria completa.**

Mahatma Gandhi

AGRADECIMIENTOS

Nuestros más sinceros agradecimientos a todas aquellas personas que participaron en este proyecto: Alejandro Beltrán, por su asesoría y acompañamiento, a Cristian Valencia por resolver todas nuestras dudas, a Daniel E. Duque por sus aportes, Angie Rodríguez y Daniel A. Duque por la compañía y a Marcelo Romero y al personal de laboratorio por su disposición y amabilidad.

Infinitas gracias a todas las personas que hicieron parte de nuestro paso por la universidad, amigos, compañeros, profesores y empleados.

Y por supuesto, gracias a nuestras familias, con su amor, apoyo y esfuerzo hicieron todo esto posible.

Dieguito y Mari

CONTENIDO

RESUMEN	8
1. INTRODUCCIÓN	9
2. OBJETIVOS	11
4. METODOLOGÍA	13
4.1 Recopilación.....	13
4.2 Trabajo de Campo.....	14
4.3 Trabajo de Laboratorio y Analítico	17
4.3.1 Petrografía	17
4.3.2 Minerales densos.....	18
4.4. Análisis e interpretación.....	19
5. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	20
5.1 Geología regional.....	20
5.2 Estratigrafía.....	22
5.2.1 Formación Payandé	24
5.2.2 Formación Saldaña	24
5.2.3 Formación Caballos	25
5.2.4 Grupo Honda	25
6. RESULTADOS.....	26
6.1 Petrografía de areniscas.....	26
6.2 Clasificación de calizas.....	34
6.3 Minerales densos.....	38
7. DISCUSIÓN	43
7.1 Triásico	43
7.2 Triásico Tardío y Jurásico Temprano.....	44
7.3 Cretácico	47
7.4 Neógeno (Mioceno) Temprano.....	47
8. CONCLUSIONES.....	50
9. RECOMENDACIONES	50
10. BIBLIOGRAFÍA	51

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización Valle Superior del Magdalena (VSM) y área de estudio	12
Figura 2. Esquema de la metodología utilizada durante el desarrollo del proyecto.	13
Figura 3. Mapa geológico de la zona suroeste del municipio de Payandé. (Tolima), ilustrando la localización de las muestras colectadas.....	15
Figura 4. Mapa geológico de la zona de Golongrinas (Limite Tolima-Huila), norte del desierto de la Tatacoa. Indicando la ubicación de las muestras colectadas para este estudio.....	16
Figura 5. Proceso de trituración	18
Figura 6. Proceso de tamizaje	19
Figura 7. Proceso de cuarteo y montaje de granos densos	19
Figura 8. Transecto W-E a través de los Andes colombianos.....	21
Figura 9. Columna estratigráfica generalizada del Valle Superior de Magdalena, las estrellas indican a que formación pertenecen las muestras recolectadas en campo	23
Figura 10. Diagrama ternario de clasificación de areniscas para las muestras analizadas en el VSM.	27
Figura 11. Diagrama ternario de clasificación de areniscas para las muestras analizadas en el VSM.	28
Figura 12. Diagrama ternario de clasificación de areniscas para las muestras analizadas en el VSM.	28
Figura 13. Clasificación petrográfica descriptiva simple para arenas y areniscas.	29
Figura 14. Diagrama ternario de procedencia de bloque continental,	30
Figura 15. Fotografías de las secciones delgadas.....	33
Figura 16. Zonas de facies (FZ) relacionada con el estándar de microfacies (SMF).....	36
Figura 17. Fotografías de secciones delgadas de calizas.....	38
Figura 18. Distribución de minerales densos traslúcidos en cada una de las muestras analizadas .	40
Figura 19. Montaje de minerales densos	42
Figura 20. Reconstrucción paleogeográfica esquemática Triásico-Jurásico. Basado en Spikings, et al., (2015) y Bayona et al., (2020)	46
Figura 21. Reconstrucción paleogeográfica esquemática Cretácico-Mioceno, basado en Nie et al., (2011) y Anderson et al. (2016).....	49

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Muestras recolectadas en el área de estudio (Payandé y Golondrinas), indicando la unidad litoestratigráfica a la cual pertenecen y sus respectivas coordenadas de localización.	14
Tabla 2. Resultados del conteo y normalización de granos de Qt, F y Lt de los análisis petrográficos y clasificación composicional según Folk, et al., 1970.	26
Tabla 3. Porcentaje de líticos: Líticos ígneos (Li), Líticos sedimentarios (Ls) y Líticos metamórficos (Lm), en la secuencia analizada.....	27
Tabla 4. Estándar de tipos de microfacies para carbonatos, tomado de Wilson (1975, pp.64-69)	35
Tabla 5. Porcentaje de minerales translúcidos y opacos de las muestras analizadas.	39
Tabla 6. Clasificación de minerales translúcidos en ultraestables, estables e inestables.....	39
Tabla 7. Índice ZTR de la secuencia analizada	39

RESUMEN

En la zona norte de la cuenca del Valle Superior del Magdalena afloran las Formaciones Payandé (Triásico), Saldaña (Triásico-Jurásico), Caballos (Cretácico) y El Grupo Honda (Neógeno). Esta investigación tuvo como finalidad conocer la procedencia de los sedimentos formadores de estas sucesiones e interpretar la paleogeografía de la cuenca durante estos periodos, con base en estudios de procedencia sedimentaria obtenidos de análisis petrográficos, minerales densos e investigaciones anteriores en la zona de estudio.

Según los resultados obtenidos se interpreta que las Formaciones de la parte norte de la cuenca del Valle Superior del Magdalena tienen un aporte diferenciado, durante el Triásico-Jurásico el aporte de sedimentos proviene de dos fuentes principales: (1) Escudo de Guayana (2) Arco Magmático. Durante el Cretácico la procedencia de los sedimentos primordialmente es de material sedimentario retrabajado del Escudo de Guayana y en el Mioceno se tiene que las fuentes de aporte principales son los sedimentos provenientes de la Cordillera Central y la Cordillera Oriental.

Palabras Claves: Valle Superior del Magdalena, sedimentos, petrografía sedimentaria, Escudo de Guayana, Arco magmático, Cordillera Central y Cordillera Oriental

1. INTRODUCCIÓN

El término procedencia sedimentaria engloba todas las variables involucradas en la producción de sedimento, incluye características como composición del área fuente y las condiciones climáticas y fisiográficas bajo las cuales se originó. Los estudios de análisis de procedencia buscan interpretar y reconstruir la historia Source to Sink de los sedimentos (Haughton et al., 1991; Weltje & Eynatten, 2004). Con esta información es posible solucionar diversos problemas geológicos como: historias de bloques tectónicos, estimación de desplazamientos de falla, registros de exhumación, reconstrucciones tectónicas y patrones de dispersión (e.g. Nie et al., 2012).

Los estudios de análisis de procedencia sedimentaria se encuentran sujetos a limitaciones vinculadas, principalmente, a (1) fuentes de sedimentos variadas (DeCelles, 1988; Steidtmann and Schmitt, 1988; Cowan et al., 1997; Pe-Piper et al., 2008), (2) variabilidad interna dentro de un área fuente singular (Condie, 1998; Eriksson et al., 2003; Link et al., 2005; Moecher and Samson, 2006; Dickinson, 2008), (3) complejidad en la ruta del sedimento (Allen, 2008), (4) reciclaje sedimentario (Johnsson, 1993; Cox et al., 1995; Dickinson et al., 2009), (5) efectos de meteorización (Suttner et al., 1981; Suttner and Basu, 1985; Johnsson, 1993; Amidon et al., 2005a, 2005b), (6) desgaste de granos por transporte (Cox and Lowe, 1995; Nesbitt and Young, 1996) y (7) alteración post diagenética (Milliken, 1988; Fedo et al., 1995). Sin embargo, la integración de distintos métodos produce, además de una reducción en la incertidumbre generada por las limitaciones, una recopilación de resultados que conducen al análisis de procedencia de alta resolución de la región de interés (Nie et al., 2012).

La evolución paleogeográfica durante el Mesozoico del borde noroccidental de Suramérica es todavía materia de estudio debido a la falta de evidencias y a las diferentes interpretaciones sobre la evolución de los ambientes tectónicos a través del tiempo, existen diferencias significativas en los modelos tectónicos propuestos para el Triásico-Jurásico, varios autores han reportado magmatismo continental (Mojica y Macia, 1982; Núñez, 1986, 2001; Bayona et al., 1994; Mojica et al., 1996; Sarmiento-Rojas et al., 2006; Bustamante et al., 2010; Spikings et al., 2014), sin embargo, el ambiente tectónico de formación es

controversial. Algunos proponen que para el Triásico-Jurásico la sedimentación volcánoclastica estuvo asociada a cuencas extensionales y el magmatismo generado producto del rifting relacionado al rompimiento de Pangea (Pindell and Dewey, 1982; Mojica y Macia, 1982; Jaillard et al., 1990; Cediél et al., 2003; Pindell and Keenan, 2010). Por otro lado, investigaciones de Bayona et al. (1994); McCourt et al. (1984); Núñez, (1986); Toussaint, (1995); Vásquez et al. (2006); Sarmiento-Rojas et al. (2006); Bustamante et al. (2010); Spikings et al. (2014), consideran un ambiente de arco magmático relacionado a una zona de subducción y cuencas sedimentarias back-arc para las rocas Mesozoicas expuestas en el Valle Superior del Magdalena (VSM). Durante el Cretácico sugieren hipótesis alternativas de los procesos que podrían haber operado en diferentes etapas de tiempo: 1) Extensión de back-arc (McCourt et al., 1984; Fabre, 1987; Toussaint and Restrepo, 1989; Cooper et al., 1995; Meschede and Frisch, 1998). La evidencia clave para esta hipótesis es la existencia de un arco magmático relacionado con la subducción. 2) Margen pasivo (Pindell y Erikson, 1993; Pindell y Tabbutt, 1995), la escasez de rocas magmáticas en la cuenca respalda esta hipótesis y 3) Rifting intracontinental relacionado con la apertura del Caribe, autores como Geotec, (1992); Cediél et al. (2003) sugieren que se desarrolló un graben NW-SE en la parte norte de la Cordillera Central durante el Cretácico Inferior.

El Valle Superior del Magdalena (VSM) se encuentra localizado entre el flanco occidental de la Cordillera Oriental y en el flanco oriental de la Cordillera Central (Fig. 1). El estudio se realiza en dos secciones ubicadas en los departamentos de Tolima y Huila (Fig. 1).

Algunos estudios de procedencia sedimentaria y paleogeografía realizados en la cuenca del Valle Superior del Magdalena son: Estructura y evolución tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia por Mojica y Franco (1990), Eventos Jurásicos en Colombia por (Mojica y Kammer, 1995), El Jurásico del sector Noroccidental de Suramérica y una guía de excursión al Valle Superior del Magdalena Mojica et al. (1996), estudios de paleomagnetismo y mineralogía magnética en rocas de la Formación Saldaña y unidades Cretácicas suprayacentes en la parte norte del Valle Superior de Magdalena, Bayona et al., (2005). Los antecedentes sugieren un vacío del conocimiento asociado a la edad de deposición, y área fuente de las unidades que conforman la cuenca VSM.

En el presente trabajo pretende identificar la evolución de los ambientes sedimentarios durante el Mesozoico y Neógeno en el sector norte del VSM , a partir del análisis de procedencia sedimentaria que incluye análisis de minerales densos y análisis petrográfico, con los cuales se busca obtener información relacionada a la historia Source to Sink (Weltje & Eynatten, 2004) de las Formaciones Payandé (Triásico Tardío), Saldaña (Jurásico), Caballos (Cretácico Temprano) y del Grupo Honda (Mioceno) en la parte norte de la cuenca del Valle Superior del Magdalena (VSM).

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general

- Realizar una reconstrucción paleogeográfica para los periodos Triásico-Jurásico-Cretácico-Neógeno (Mioceno) en la región norte del Valle Superior del Magdalena.

2.2 Objetivos específicos

- Determinar las fuentes de aporte de sedimentos a la cuenca del VSM durante el Mesozoico y el Neógeno
- Establecer la composición mineralógica de las rocas por medio de petrografía óptica, análisis de minerales densos y asociar esta composición con un ambiente tectónico.

3. LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra a lo largo del Valle Superior del Magdalena (VSM), distribuida en dos secciones rectangulares, ubicada en los corregimientos de Payandé (Tolima) y Golondrinas (límite entre Tolima-Huila), comprendidas dentro de las planchas topográficas 245-IIIC y 303-IA respectivamente (Fig. 1).

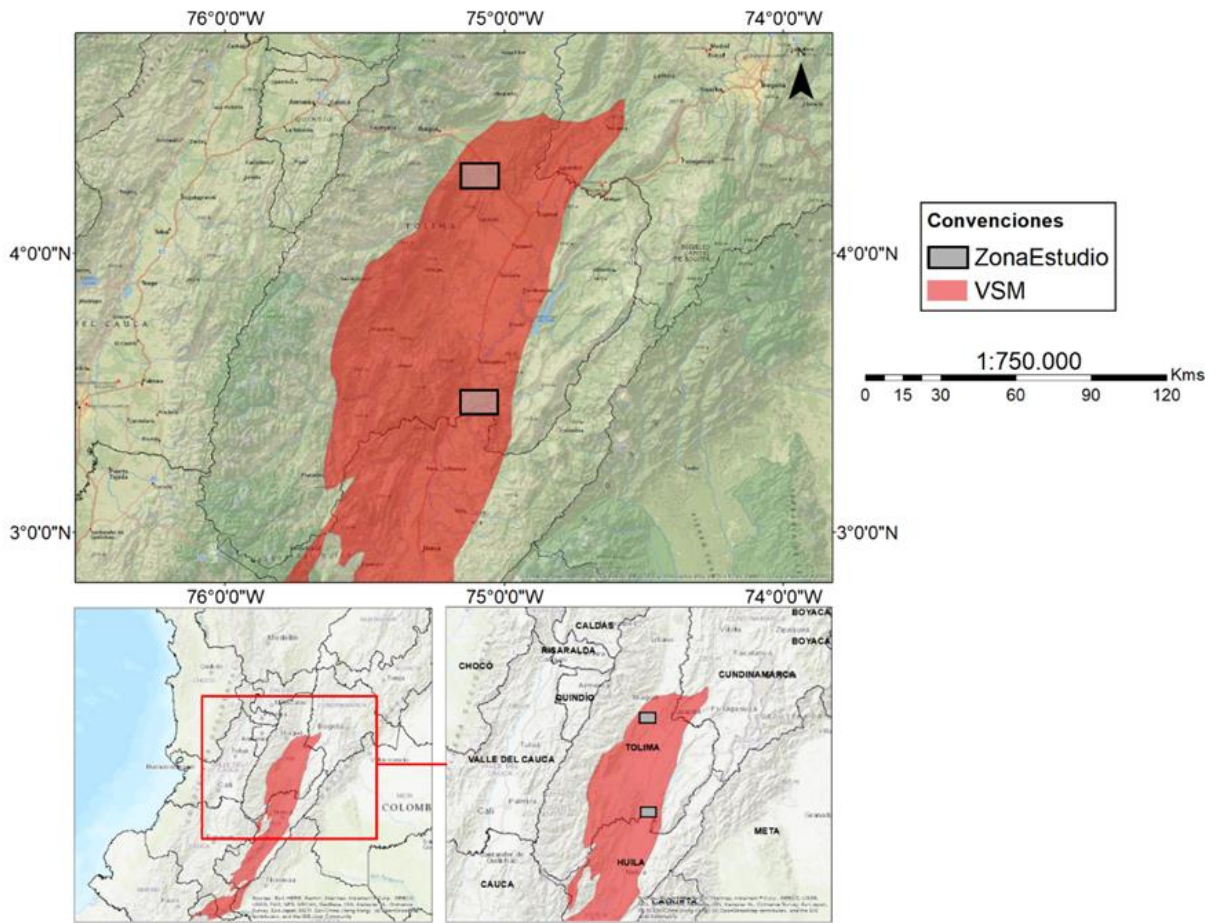


Figura 1. Mapa de localización Valle Superior del Magdalena (VSM) y área de estudio

4. METODOLOGÍA

Para la realización de este proyecto se llevaron a cabo 4 etapas: 1) Recopilación bibliográfica, 2) trabajo de campo, 3) laboratorio y descripción de muestras y finalmente, 4) análisis e interpretación de datos.

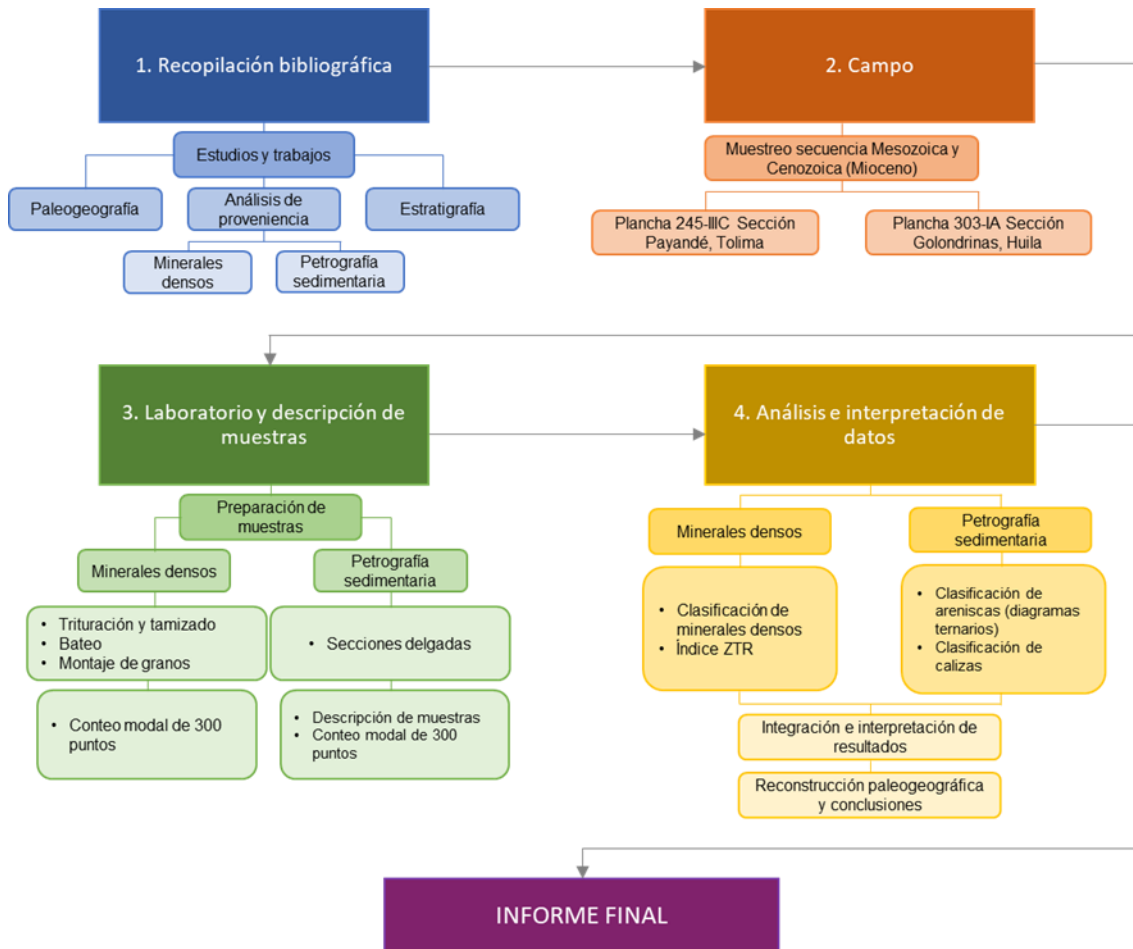


Figura 2. Esquema de la metodología utilizada durante el desarrollo del proyecto.

4.1 Recopilación

Se realizó una revisión bibliográfica de los trabajos realizados en el VSM referente a estratigrafía, análisis de procedencia y petrografía, también se incluyeron trabajos sobre evolución tectónica regional, magmatismo, etcétera. Algunos ejemplos de las investigaciones recolectadas fueron: Mojica y Franco (1990), Mojica y Kammer (1995), Mojica et al., (1996), Niel et al., (2011), Spikings et al., (2014), Anderson et al., (2016), y Rodríguez et al., (2017). Igualmente se investigó sobre las técnicas de montaje de minerales

denosos, petrografía sedimentaria y clasificación de carbonatos según Mange y Maurer (1992), Dickinson (1979), Folk et al., (1970) Garzanti y Andò (2007), Garzanti (2015) y Wilson (1975)

4.2 Trabajo de Campo

Durante esta etapa se realizó el muestreo en los corregimientos de Payandé y Golondrinas (Figs. 3 y 4). En total se recolectaron 9 muestras cuya localización se encuentra compilada en la (Tabla 01). Para la identificación en campo se utilizaron las planchas topográficas 245-IIIIC y 303-IA, realizadas con base en los datos proporcionados por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (Figs. 3 y 4).

Tabla 1. Muestras recolectadas en el área de estudio (Payandé y Golondrinas), indicando la unidad litoestratigráfica a la cual pertenecen y sus respectivas coordenadas de localización.

Muestra	Unidad	Edad	Coordenadas	
			Latitud	Longitud
DDA-03	Grupo Honda	Neógeno (Mioceno)	4°17'04,30" N	75°06'32,40"W
DDA-08	Formación Caballos	Cretácico Inferior	4°16'19,50" N	75°06'49,50"W
DDA-04	Formación Caballos	Cretácico Inferior	3°26'33,80" N	75°05'25,30"W
DDA-07	¿Formación Saldaña?	Triásico Superior-Jurásico	3°24'13,90" N	75°09'34,60"W
DDA-05	Formación Saldaña	Triásico Superior-Jurásico	3°27'24,20" N	75°05'57,10"W
DDA-06	Formación Saldaña	Triásico Superior-Jurásico	3°24'13,90" N	75°09'34,60"W
DDA-02	Formación Payandé	Triásico Superior	4°17'04,10" N	75°06'32,10"W
DDA-01	Formación Payandé	Triásico Superior	4°17'35,00" N	75°07'07,00"W
DDA-09	Formación Payandé	Triásico Superior-Jurásico	4°16'19,10" N	75°06'50,00"W

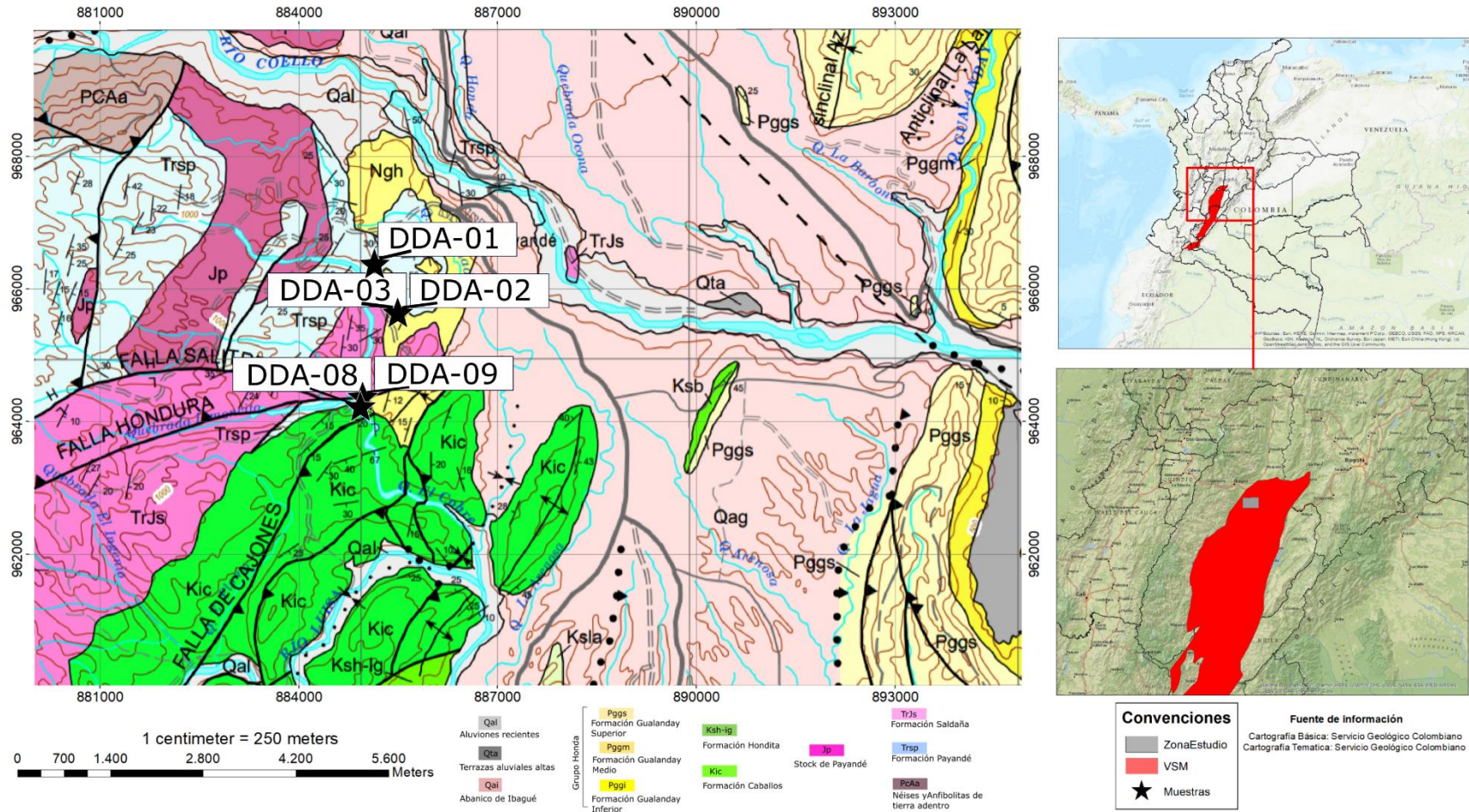


Figura 3. Mapa geológico de la zona suroeste del municipio de Payandé. (Tolima), ilustrando la localización de las muestras colectadas. Modificado de Acosta et al., 2013

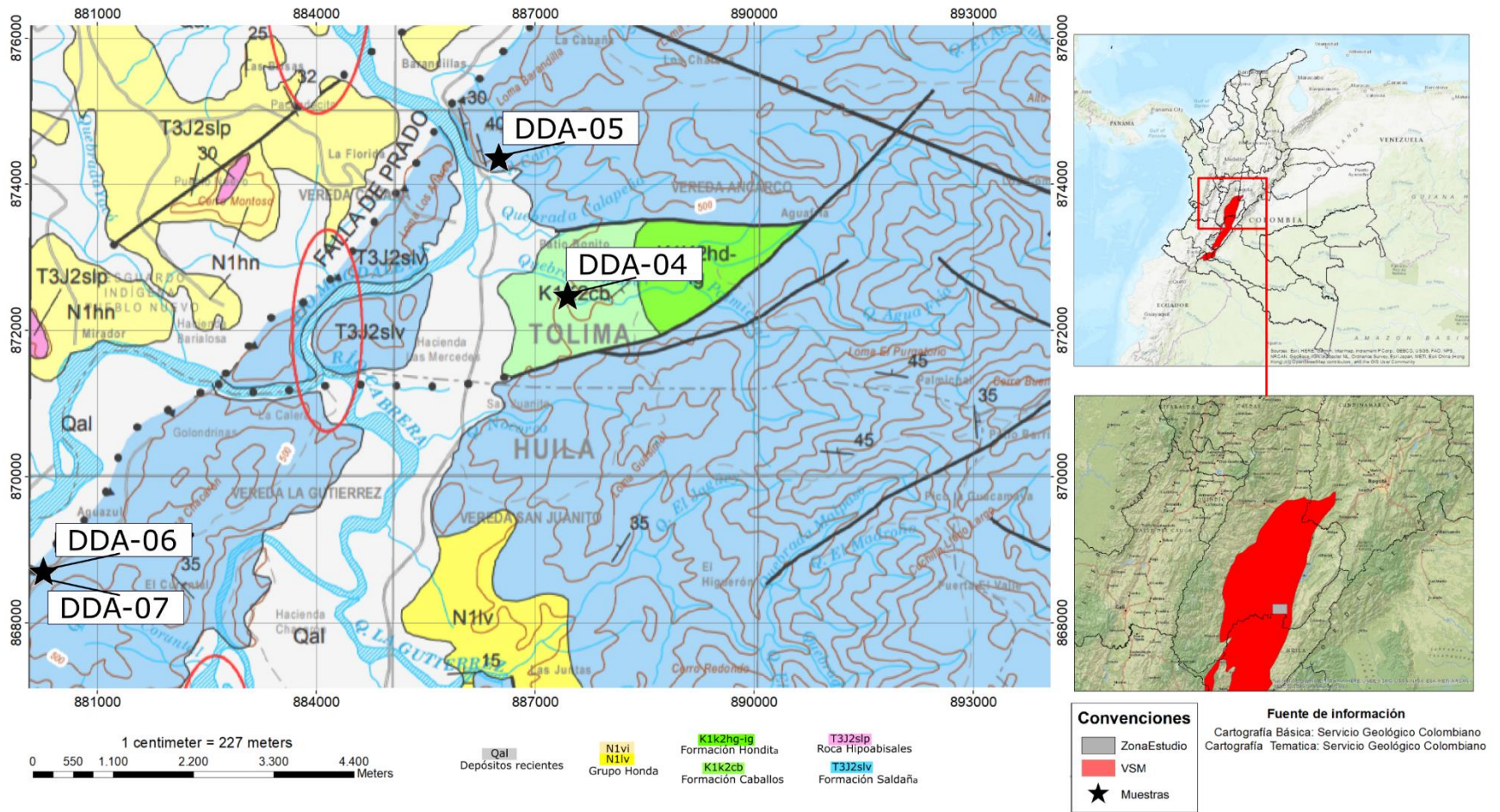


Figura 4. Mapa geológico de la zona de Golongrinas (Limite Tolima-Huila), norte del desierto de la Tatacoa. Indicando la ubicación de las muestras colectadas para este estudio. Modificado de Acosta et al., 2012

4.3 Trabajo de Laboratorio y Analítico

En esta etapa se procedió a preparar las muestras recolectadas en campo para posteriormente realizar su respectiva descripción y clasificación, así mismo se realizó el procedimiento respectivo para el montaje de minerales densos. Esta etapa consiste desde el corte y trituración de las muestras, pasando por el tamizado y el separado de minerales densos para su análisis.

4.3.1 Petrografía

Se realizó la descripción de 9 secciones delgadas en un microscopio petrográfico de luz transmitida, de las cuales 5 de ellas fueron clasificadas como areniscas y se les definieron las características texturales (tamaño de grano, redondez y selección) correspondientes a las Formaciones Payandé (DDA-02), Saldaña (DDA-05), Formación Caballos (DDA-04 y DDA-08) y Grupo Honda (DDA-03).

A estas 5 muestras también se les realizó un análisis petrográfico basado en el método de Gazzi-Dickinson (1979) y Garzanti (2015), los cuales corresponden a un conteo sistemático de puntos en secciones delgadas en los que, en términos generales, se busca identificar y clasificar constituyentes minerales y fragmentos líticos que son graficados dentro de diagramas ternarios (cuarzo, feldespato y líticos) y funcionan como indicadores de roca fuente debido a que la composición de las areniscas está en función del ambiente tectónico, el cual se resume en el carácter de la proveniencia sedimentaria, la naturaleza de los procesos sedimentarios dentro de la cuenca y los caminos 'source to sink' (Folk et al., 1970; Dickinson & Suczek, 1979; Garzanti et al., 2001; Nie et al., 2012).

Las muestras DDA-01, DDA-09 y DDA-06 corresponden a calizas, de las Formaciones Payandé y Saldaña, estas fueron clasificadas textural y composicionalmente según los parámetros de Folk (1962) y Dunham (1962), también se reconoció su zona de facies según el modelo de Wilson (1975) y a partir de esa información realizamos la interpretación del ambiente deposicional.

La muestra DDA-07 correspondía a un contacto fallado, con textura ígnea-metamórfica, por lo cual no fue tomada en cuenta en la presente investigación.

4.3.2 Minerales densos

El análisis de minerales densos en sucesiones siliciclásticas ha demostrado ser una herramienta clave para la reconstrucción de procedencia de sedimentaria, pues determina la roca fuente de los detritos, además de ser ampliamente utilizada en la correlación estratigráfica de sucesiones con ausencia de registro bioestratigráfico (Ochoa et., al 2012) por medio de un diagnóstico de los minerales se conoce la composición de la fuente. Aquellos minerales con densidades mayores a 2.8 gcm^3 se consideran minerales densos y comprenden el 1% de los sedimentos siliciclásticos (Mange & Wright, 2007). Múltiples factores pueden afectar las asociaciones de minerales pesados (efectos hidráulicos, diagenéticos, meteorización, etc.); por lo que esta técnica debe ser complementada con otras para obtener mejores resultados. Este proceso fue realizado en las 9 muestras, las cuales fueron procesadas en el laboratorio de termocronología de la universidad Eafit. Cada muestra fue triturada en la trituradora de mandíbulas (Fig. 5) y posteriormente tamizada (Fig. 6). La fracción obtenida entre 400-63 μm es sometida a separación de minerales magnéticos y posteriormente se somete al procedimiento de bateo para concentrar los minerales densos. Finalmente, el montaje de granos se realizó en un portaobjetos con una solución de recubrimiento con índice de refracción $n_x=1.539$ (Fig. 7).



Figura 5. Proceso de trituración



Figura 6. Proceso de tamizaje



Figura 7. Proceso de cuarteo y montaje de granos densos

Para el conteo de minerales densos, el cual solo se realizó en las 5 areniscas, se utilizó un microscopio petrográfico convencional de luz transmitida. Se realizó un conteo de 300 puntos, usando el método de cinta (Mange y Maurer, 1992), el cual consiste en seleccionar una banda al azar en el portaobjetos y hacer un barrido en el microscopio registrando y clasificando los minerales presentes en este rango.

Las demás muestras corresponden a 3 calizas, de las cuales 2 hacen parte de la Formación Payandé (DDA-01 y DDA-09) y 1 de la Formación Saldaña (DDA-06), estas calizas fueron clasificadas según Folk, Dunham (1962) y Wilson (1975)

4.4. Análisis e interpretación

Después de obtener los resultados de conteos modales y características texturales de las areniscas se procedió a clasificarlas en los diagramas ternarios QFL propuesto por Folk

(1974), QFL según Garzanti y QtFL y QmFLt propuestos por Dickinson (1985). Adicionalmente se integraron los datos obtenidos en el conteo de minerales densos y finalmente se clasificaron las calizas según Folk, Duham (1962) y Wilson (1975)

Posteriormente, integrando cada uno de los resultados, se procedió a la interpretación de estos y se concluye sobre la procedencia sedimentaria de la secuencia del Triásico-Jurásico-Cretácico-Neógeno (Mioceno) de la cuenca del VSM y su relación con la evolución tectónica regional.

5. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

5.1 Geología regional

Los Andes Colombianos han sido clasificados como un sistema cordillerano y de colisión entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana. Se dividen en un sector Tectónico Occidental (WTR), sector Subplaca Central Continental (CCSP) y el Escudo Guyanés (GSR) (Cediel, et al., 2003) (Fig. 8). Limita al occidente por el sistema de fallas Palestina del Ordovícico-Silúrico y al oriente la falla Suaza. Para esta investigación nos centraremos en el bloque tectónico CCSP, constituido litotectónica y morfológicamente por las siguientes provincias: Terreno Proterozoico Chicamocha, Terreno Paleozoico Cajamarca-Valdivia (CA-VA), Cordillera Oriental (EC), Cordillera Central (CC), Bloque de San Lucas (sl) y el Bloque Ibagué (Ib); acompañados de las cuencas del Valle Inferior del Magdalena (VIM), Valle Medio del Magdalena (VMM) y la cuenca Valle Superior del Magdalena (VSM) (Cediel, et al., 2003).

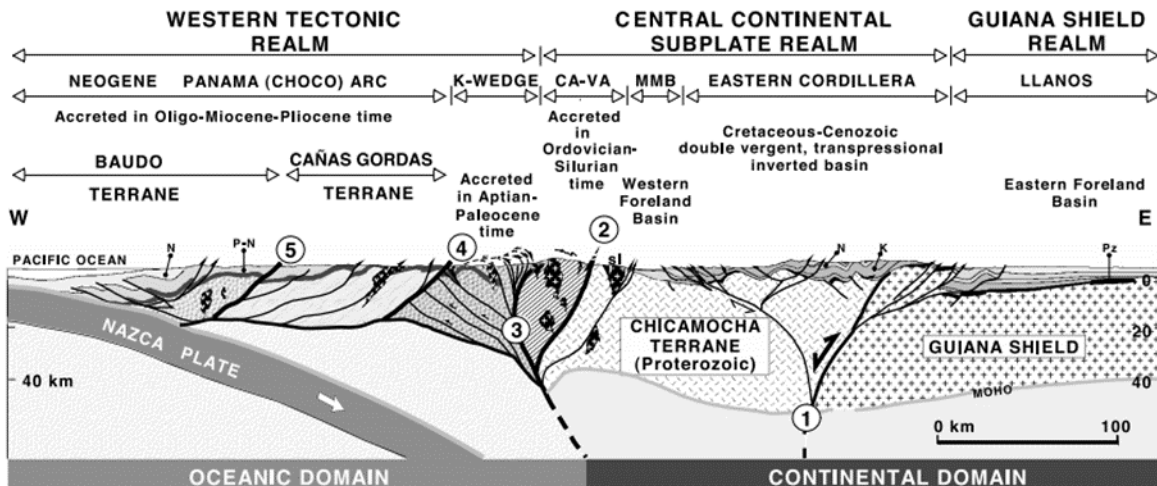


Figura 8. Transecto W-E a través de los Andes colombianos. Suturas principales 1 = Grenville (Orinoco) Fallas Santa Marta – Bucaramanga – Suaza; 2 = Ordovícico-Silúrico, Sistema de fallas Palestina; 3 = Aptiano, Sistema de fallas Romeral Peltetec; 4 = Oligoceno-Mioceno, Sistema de fallas Garrapatas-Dabeiba; 5 = Mioceno tardío. Sistema de fallas Atrato del. Abreviaturas: K-wedge = cuña del Cretácico; CA-VA = terreno Cajamarca-Valdivia; MMB = Cuenca del Magdalena Medio; sl = cuadro San Lucas; (Meta-) Rocas sedimentarias: Pz = Paleozoico; K = Cretácico; P = Paleógeno; N = neógeno, tomado de Cediel, et al., 2003.

Los Andes colombianos están compuestos de extensos drenajes y cadenas montañosas producto de la colisión de placas tectónicas, y se divide en tres cordilleras, este sistema montañoso es la fuente del suministro de sedimentos detríticos a los drenajes que cubren esta placa continental (Bayona, 2018).

El VSM se encuentra dentro del Terreno Chibcha. Su basamento está formado por rocas metamórficas neoproterozoicas cubiertas por rocas sedimentarias paleozoicas (Rodríguez, et al., 2018). Se encuentra en la mitad meridional de las Cordilleras Central y Oriental, limitada por fallas inversas y de cabalgamiento en los vértices internos de la bifurcación de las Cordilleras Central y Oriental con dirección preferencial NW. (Mojica y Franco, 1990). Durante el Triásico se presenta una tectónica de tipo distensivo, producto de un rift que continua durante el periodo Jurásico con la subsidencia de la cuenca y acumulación de material (Mojica y Franco, 1990).

En el Jurásico Inferior a Medio hay una serie de eventos volcánicos e intrusivos, seguidos por un periodo de erosión y no depositación en el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano por

levantamiento de la cordillera central (Mojica y Franco, 1990). A finales del Cretácico Temprano se presenta una transgresión marina, produciendo acumulación de sedimentos marinos y en el Cretácico Tardío se produce una regresión

Durante el Cretácico Tardío (post-Santoniano), todas las interpretaciones sobre la evolución tectónica regional proponen un margen convergente al occidente de Colombia (Sarmiento, et al 2006)

En el Cenozoico se presenta una tectónica compresiva caracterizada por levantamientos rápidos en la Cordillera Oriental a través de fallas inversas durante el Paleoceno-Eoceno, el levantamiento del basamento de la Cordillera Oriental es indicativo de un cambio geodinámico en los Andes del norte por la convergencia de placas, seguido de un levantamiento de cordilleras más fuerte generando sistemas de fallas de cabalgamiento (Anderson, et al., 2016)

En el Mioceno tuvieron lugar eventos volcánicos, lo que proporcionó una acumulación de sedimentos en la cuenca VSM principalmente de rocas ígneas provenientes de la Cordillera Central y aportes de la Cordillera Oriental y el macizo de Garzón. (Anderson, 2016)

5.2 Estratigrafía

La cuenca del VSM está conformada por un basamento cristalino que ha pasado por varios procesos metamórficos, de alto y bajo grado, resultado de los distintos procesos en la evolución de la cuenca tanto de extensión y compresión. (Acosta et al., 2012)

En este proyecto nos centramos en las secuencias que se depositaron durante los periodos Triásico-Jurásico-Cretácico y Neógeno (Mioceno) las cuales corresponden a las formaciones Payandé, Saldaña, Caballos y el Grupo Honda (Fig. 09)

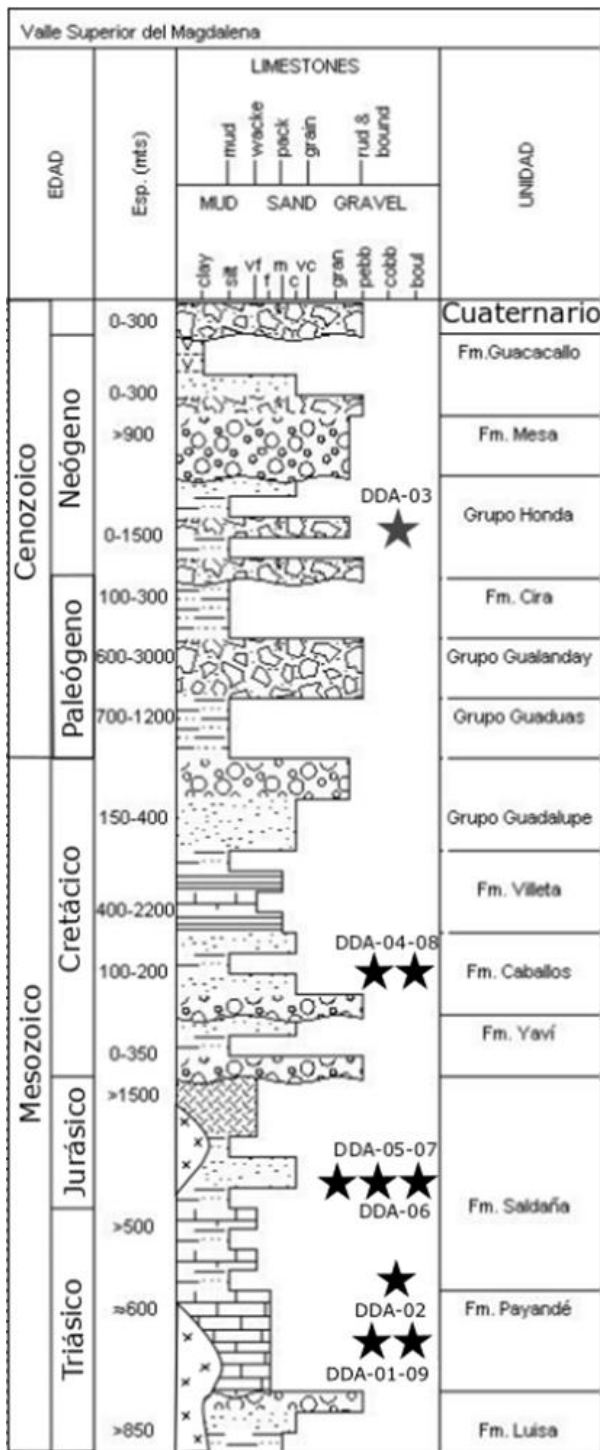


Figura 9. Columna estratigráfica generalizada del Valle Superior de Magdalena, las estrellas indican a que formación pertenecen las muestras recolectadas en campo. (Tomado y modificado de Mojica y Franco, 1990)

5.2.1 Formación Payandé

La Formación Payandé está constituida por una secuencia de calizas grises, limolitas y lodolitas, en partes arenosas o silíceas, con algunas intercalaciones de chert. Se encuentra intruída por diques porfídicos gris verdosos, ocasionando un contactó metamórfico.

Presenta dos segmentos, el primero conformado por 166 m de calizas con algunas intercalaciones de shales negros; y el segundo segmento es de 280 m de lodolitas laminadas negras con intercalaciones de calizas (Acosta, et al., 2002)

La Formación Payandé se depositó durante el Triásico Medio-Superior y se encuentra infrayacente en contacto con la Formación Saldaña y en ciertos tramos con la Formación Caballos (Acosta, et al., 2002)

Depositada durante un ambiente marino con algunas facies clásticas producto de un medio subacuoso, con cortos periodos de exposición, en una cuenca extensional produciendo procesos de subsidencia. (Mojica y Llinás, 1984)

5.2.2 Formación Saldaña

La Formación Saldaña está conformada por rocas volcanosedimentarias, flujos porfiríticos, tobas y brechas volcánicas, con capas de areniscas, calizas y calizas arenosas que suprayacen la Formación Payandé. Las rocas volcanosedimentarias constituidas por limolitas y areniscas de color pardo, calcáreas y aglomerados con un espesor aproximado de 400m Rocas hipoabisales de composición andesítica a dacítica intruyen esta formación (Fuquen & Osorno, 2002).

Se encuentra en contacto discordante infrayacente con la Formación Yaví y la Formación Caballos y en contacto discordante angular con la formación Payandé (Acosta, et al., 2002)

Esta formación se depositó el Triásico Tardío y Jurásico Temprano, los sedimentos se acumularon en una cuenca extensional de ambiente preferencialmente continental donde hubo intercalaciones de facies clásticas con facies marinas (Mojica, et al., 1996.) Hay evidencia de algunos depósitos fluviales y lacustres, pero regionalmente son poco comunes

(Bayona, et al., 1994), estos sedimentos fueron cubiertos durante el Jurásico Medio y Jurásico Superior por unidades volcanoclásticas y volcánicas (Bayona, et al., 2020).

5.2.3 Formación Caballos

La Formación Caballos hace referencia a una secuencia arenosa del Cretácico Inferior (Albiano), se divide en tres unidades: Miembro Caballos Inferior se compone de arenitas cuarzosas de espesor de 23,5m; el miembro Caballos Medio de lodolita laminada con intercalaciones de calizas micrítica y arenita calcárea y finalmente el miembro Caballos Superior compuesto por cuarzoarenitas de grano medio a fino de espesor de 31m (Acosta, et al., 2002).

Esta unidad se depositó en fondos marinos someros rellenos de sedimentos terrígenos detríticos provenientes de la cobertera sedimentaria Paleozoica y rocas del Escudo de Guayana, transportados por sistemas fluviales, luego pasó de un ambiente marginal a un ambiente más continental (Bayona, 2018).

5.2.4 Grupo Honda

El Grupo Honda del Neógeno (Mioceno) se describen como arenita, gris verdosa. En la parte inferior conformada por capas gruesas de areniscas conglomeráticas, feldespáticas, con cantos de andesita y rocas metamórficas, intercaladas con capas delgadas de lodolitas. En la parte superior se encuentran secuencias de areniscas cuarzo feldespáticas de grano medio a conglomeráticas con cantos de andesitas, en el límite superior es discordante con depósitos cuaternarios del Abanico de espinal (Acosta, et al., 2002). En algunos sectores se encuentra infrayacente a la Fm. Saldaña y la Fm. Payandé, resultado de cabalgamientos y de una erosión acelerada en la cobertera sedimentaria del Cretácico superior (Mojica & Llinás, 1984). La deposición se presenta en un ambiente de continental, donde se acumularon sedimentos terrígenos provenientes del arco magmático de la Cordillera Central y el basamento y la cobertura de sedimentos del Cretácico de la Cordillera Oriental, el aporte se dio por sistemas fluviales y eólicos. Datos paleoclimáticos sugieren una mínima aridificación relacionada al levantamiento de la Cordillera Oriental (Anderson, et al., 2016).

6. RESULTADOS

6.1 Petrografía de areniscas.

El análisis petrográfico de areniscas se realizó a 5 secciones delgadas, siguiendo la metodología Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984), con un conteo de 300 puntos en cada una de las secciones.

Tabla 2. Resultados del conteo y normalización de granos de Qt, F y Lt de los análisis petrográficos y clasificación composicional según Folk, et al., 1970.

Muestra	Edad	Armazón (%)			Clasificación composicional
		Qt	F	Lt	
Gr. Honda DDA-03	Neogeno (Mioceno)	58.7	24.7	16.6	Arcosa lítica
Fm. Caballos DDA-04	Cretácico inferior	44.8	9.1	46.1	Litoarenita
Fm. Caballos DDA-08	Cretácico inferior	73.7	1.4	24.9	Litoarenita
Fm. Saldaña DDA-05	Tríasico- Jurásico	47.6	25	27.4	Litoarenita feldespática
Fm. Payandé DDA-02	Tríasico superior	62.5	25	12.5	Arcosa lítica

Las muestras analizadas se clasificaron en 3 petrofacies, arcosas líticas, litoarenitas y litoarenita feldespática (Fig. 10). Según la clasificación basada en los componentes del armazón (Folk, 1974) se observa una evolución litológica de arcosa lítica en el Triásico (Fm. Payandé), pasando a litoarenita feldespática en el límite Triásico-Jurásico (Fm. Saldaña), durante el Cretácico Temprano litoarenita (Fm. Caballos) y arcosa lítica en el Mioceno (Fm. Honda)

Tabla 3. Porcentaje de líticos: Líticos  gneos (Li), Líticos sedimentarios (Ls) y Líticos metamórficos (Lm), en la secuencia analizada

Muestra	Formaci3n	% de líticos			Total
		Li	Ls	Lm	
DDA-03	Gr. Honda	39.7	54.4	5.9	100
DDA-04	Fm. Caballos	8.3	85.8	5.9	100
DDA-08	Fm. Caballos	1.9	96.2	1.9	100
DDA-05	Fm. Saldaña	15.8	84.2	0.0	100
DDA-02	Fm. Payandé	17.03	72.16	10.81	100

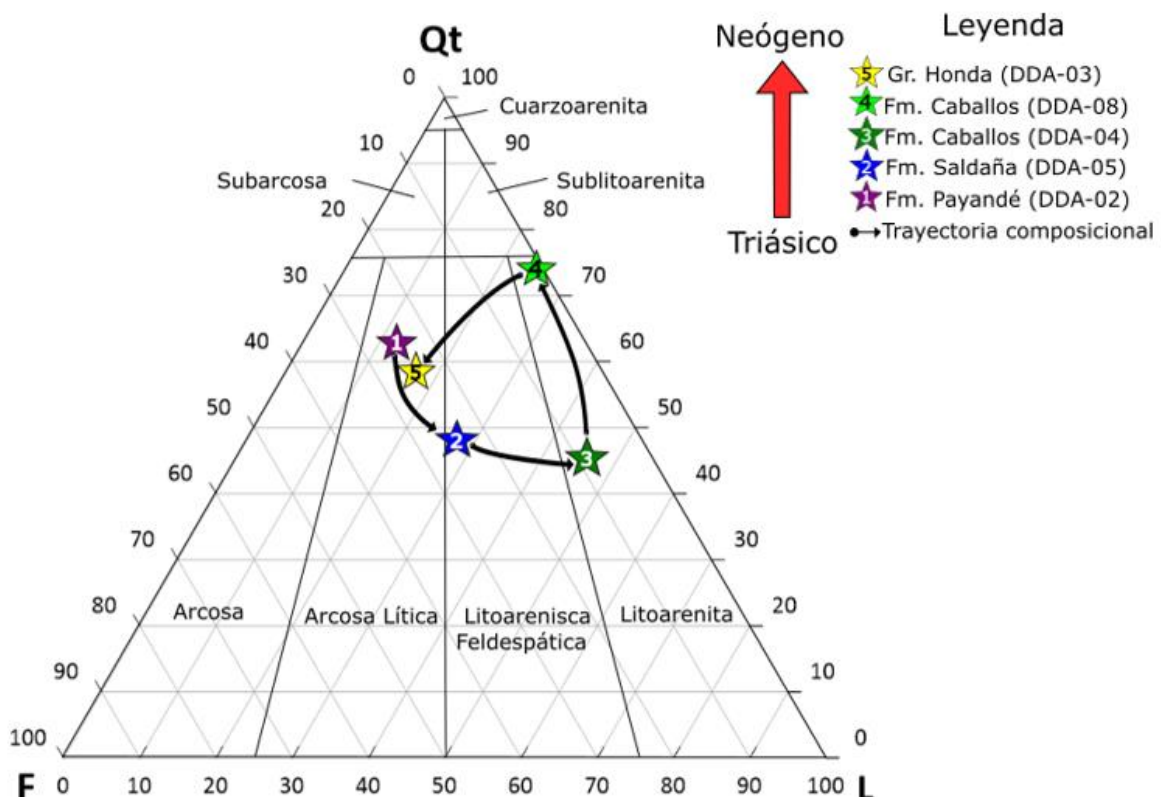


Figura 10. Diagrama ternario de clasificaci3n de areniscas para las muestras analizadas en el VSM. Qt: Cuarzo total, F: Feldespato, L: Líticos (Folk, et al., 1970), se observa la trayectoria de la cuenca

El ambiente tect3nico durante la acumulaci3n de cada una de las unidades analizadas se ubica, seg3n la composici3n de su armaz3n, en el campo de or3geno reciclado (Fig. 11), distribuyéndose entre cuarzoso reciclado, transicional reciclado, mezclado y límite entre arco disectado y mezclado (Fig. 12), usando los diagramas ternarios propuestos por Dickinson (1985).

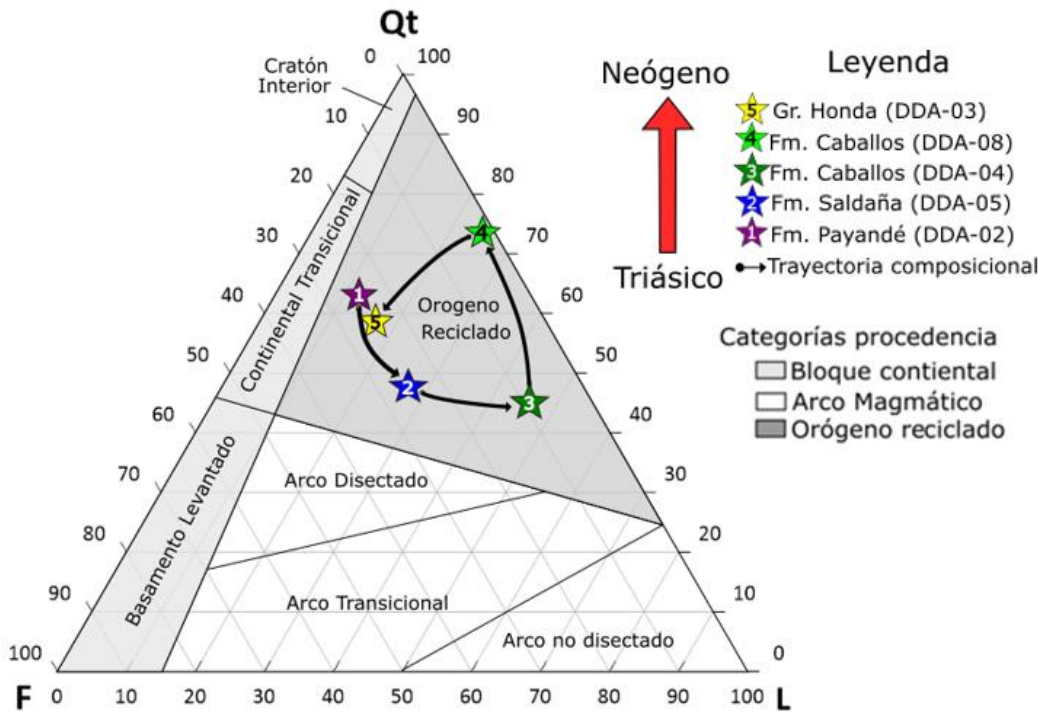


Figura 11. Diagrama ternario de clasificación de areniscas para las muestras analizadas en el VSM. Qt: Cuarzo total, F: Feldespato, L: Líticos. (Dickinson, 1979), se observa la trayectoria de la cuenca.

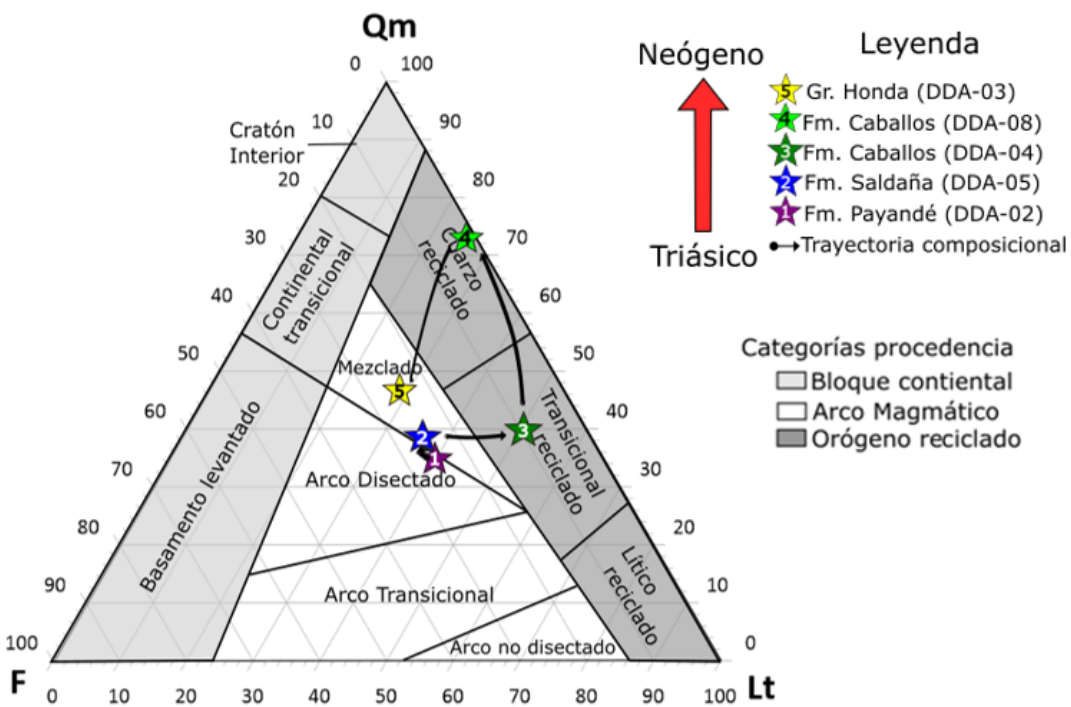


Figura 12. Diagrama ternario de clasificación de areniscas para las muestras analizadas en el VSM. Qm: Cuarzo monocristalino, F: Feldespato, Lt: Líticos. (Dickinson, 1985), se observa la trayectoria de la cuenca

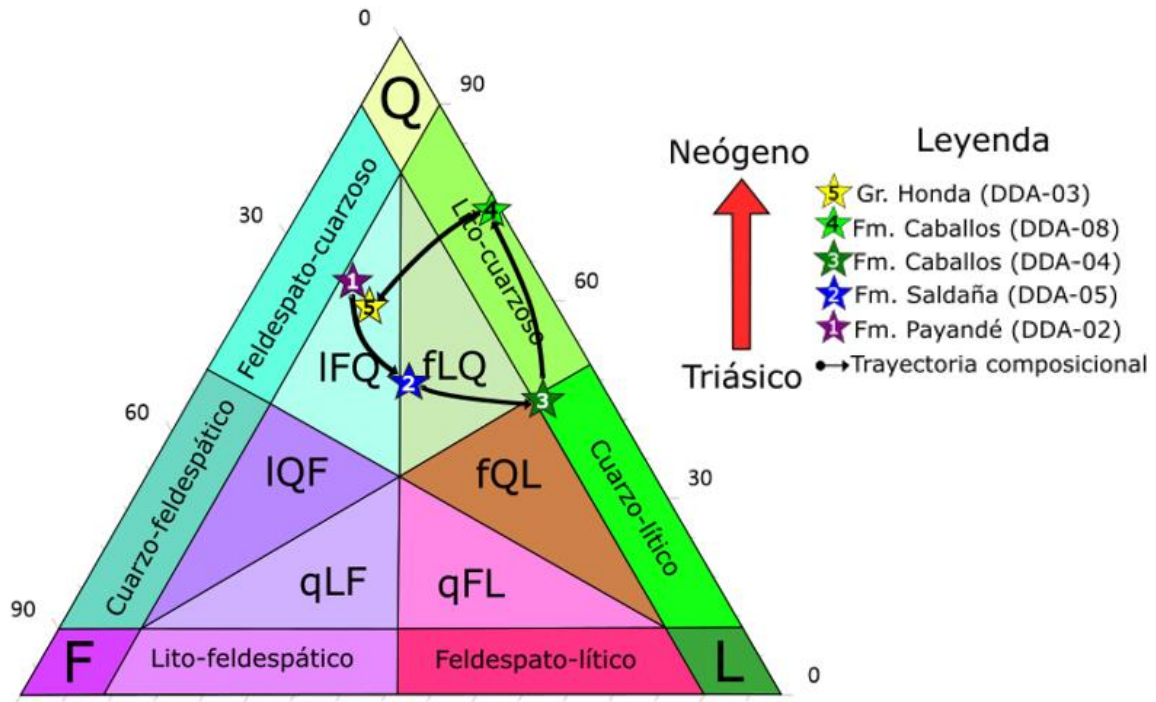


Figura 13. Clasificación petrográfica descriptiva simple para arenas y areniscas. Siguiendo el esquema de nomenclatura introducido por Crook (1960) y Dickinson (1970) y modificado por Garzanti (2015), (IFQ) Lito-feldespato-cuarzoso, (fLQ) Feldespato-lito-cuarzoso, (fLQ) Feldespato-lito-cuarzoso, (IQF) Lito-cuarzo-feldespático, (fQL) Feldespato-cuarzo-lítico, (qLF) Cuarzo-lito-feldespático y (qFL) Cuarzo-feldespato-lítico

Según la clasificación de Garzanti (2007), las areniscas fueron asociadas a una procedencia de bloque continental, que representa sucesiones sedimentarias depositadas originalmente en un paleomargen continental, suministran diversos granos sedimentarios a metasedimentarios de rango bajo (Fig. 14).

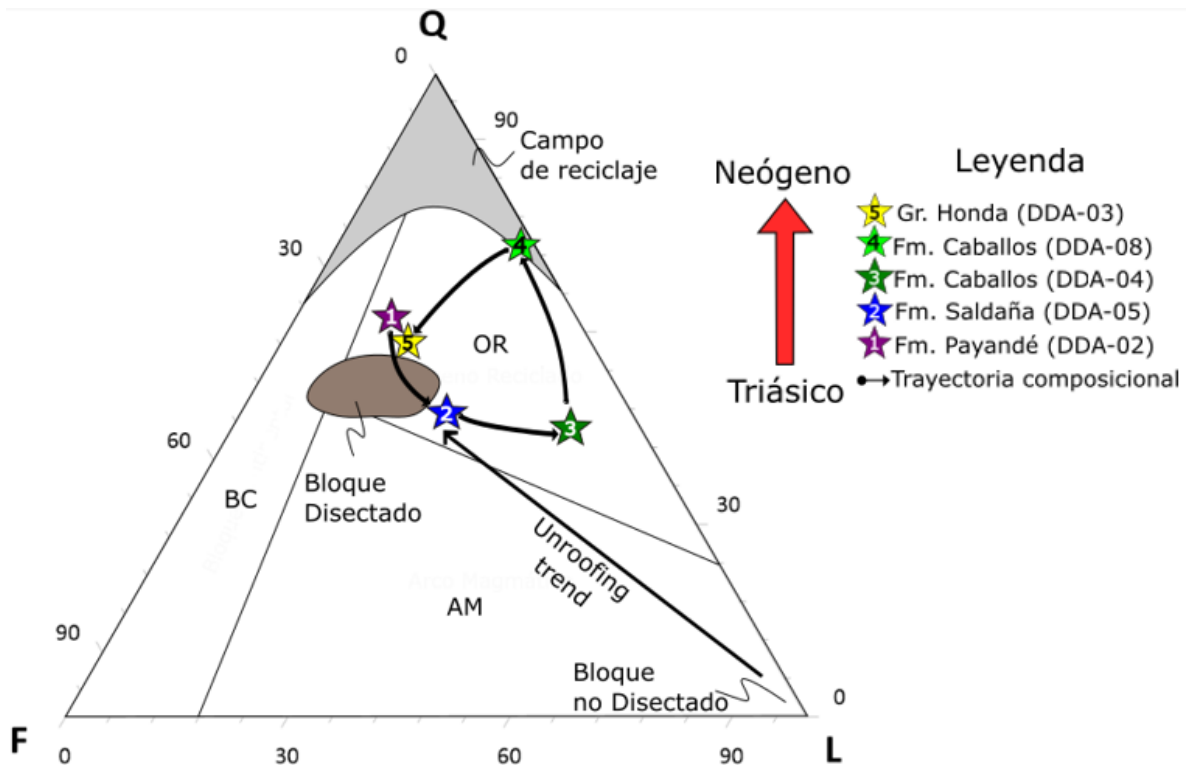


Figura 14. Diagrama ternario de procedencia de bloque continental, (Garzanti, et al., 2007), se observa la trayectoria de la cuenca.

6.1.1 Formación Payandé (DDA-02)

La sección presenta un tamaño de grano variable, granos mayores a 1 mm, entre 0.1 mm-1mm y menores a 0.1 mm, formas subangulares a subredondeadas y media a baja esfericidad, granosoportada y mal seleccionada (Fig. 15 a).

Se clasificó como una arcosa lítica (Fig. 12) y lito-feldespatocuarzosa (Fig. 13) composicionalmente contiene abundante cuarzo (58.7%) predominantemente monocristalino, seguido de feldespato (24.7%) y finalmente fragmentos líticos (16.6%), destacándose los líticos sedimentarios. También fue clasificada dentro de un orógeno reciclado según Dickinson (1979) y finalmente, en el diagrama ternario de Garzanti et al., (2007) tiende a un bloque disectado.

6.1.2 Formación Saldaña (DDA-05)

La sección presenta un tamaño de grano fino a medio, granos menores a 0.1 mm y entre 0.1 mm a 1 mm, forma subangular y baja esfericidad, granosoportada y bien seleccionada (Fig. 15 b).

Se clasificó como litoarenita feldespática (Fig. 12) y feldespato-lito-cuarzosa (Fig. 13) principalmente se encuentra compuesta por cuarzo (47.6%), predominantemente monocristalino, seguido de fragmentos líticos (27.4%) principalmente sedimentarios y finalmente feldespato potásico (25%). Igualmente se clasificó dentro de un orógeno reciclado según Dickinson (1979) y tiende a bloque disectado en el diagrama ternario de Garzanti et al., (2007).

6.1.3 Formación Caballos (DDA-08 y DDA-04)

La sección DDA-08 presenta un tamaño de grano principalmente fino, menor a 0.1mm, granos subredondeados con media-alta esfericidad, granosoportada y bien seleccionada (Fig. 15 e).

La sección DDA-04 presenta un tamaño de grano medio, entre 0.1 mm a 1 mm, forma subangular y subredondeada, esfericidad media-baja y grano soportada mal seleccionada. (Fig. 15 c)

Ambas muestras fueron clasificadas como litoarenitas (Fig. 12) y la muestra DDA-08 como lito-cuarzosa y la muestra DDA-04 como cuarzo-lítico (Fig. 13). La muestra DDA-08 se encuentra compuesta por cuarzo (73.7%) principalmente monocristalino, seguido de fragmentos líticos (24.9%) predominantemente líticos sedimentarios y finalmente muy poco contenido de feldespato potásico (1.4%). La muestra DDA-04 se compone de cuarzo (44.8%), predominando el cuarzo monocristalino, alto contenido de fragmentos líticos (46.1%), principalmente sedimentarios y finalmente, feldespato potásico (9.1%). La clasificación de ambas muestras en el diagrama de Dickinson, (1979) fue de orógeno reciclado y dentro del diagrama de Garzanti et al., (2007) la clasificación varía un tanto, pues

la muestra DDA-03 se encuentra en una transición de bloque no disectado a bloque disectado y la muestra DDA-04 se clasifica dentro del campo de reciclaje.

6.1.4 Formación Honda (DDA-03)

La sección presenta un tamaño de grano medio a grueso, entre 0.1 mm a 1 mm y mayores a 1mm, de forma subangular y baja esfericidad, grano soportada y bien seleccionada. (Fig. 15 d)

Se clasificó como arcosa lítica (Fig 12.) y lito-feldespato-cuarzosa (Fig. 13) compuesta por cuarzo (58,7%) predominantemente monocristalino, seguido de feldespato potásico (24,7%) y fragmentos líticos (16.6%). Según el diagrama ternario clasificación de Dickinson, (1979) se clasifica en orógeno reciclado y tiende a bloque continental disectado según Garzanti et al. (2007)

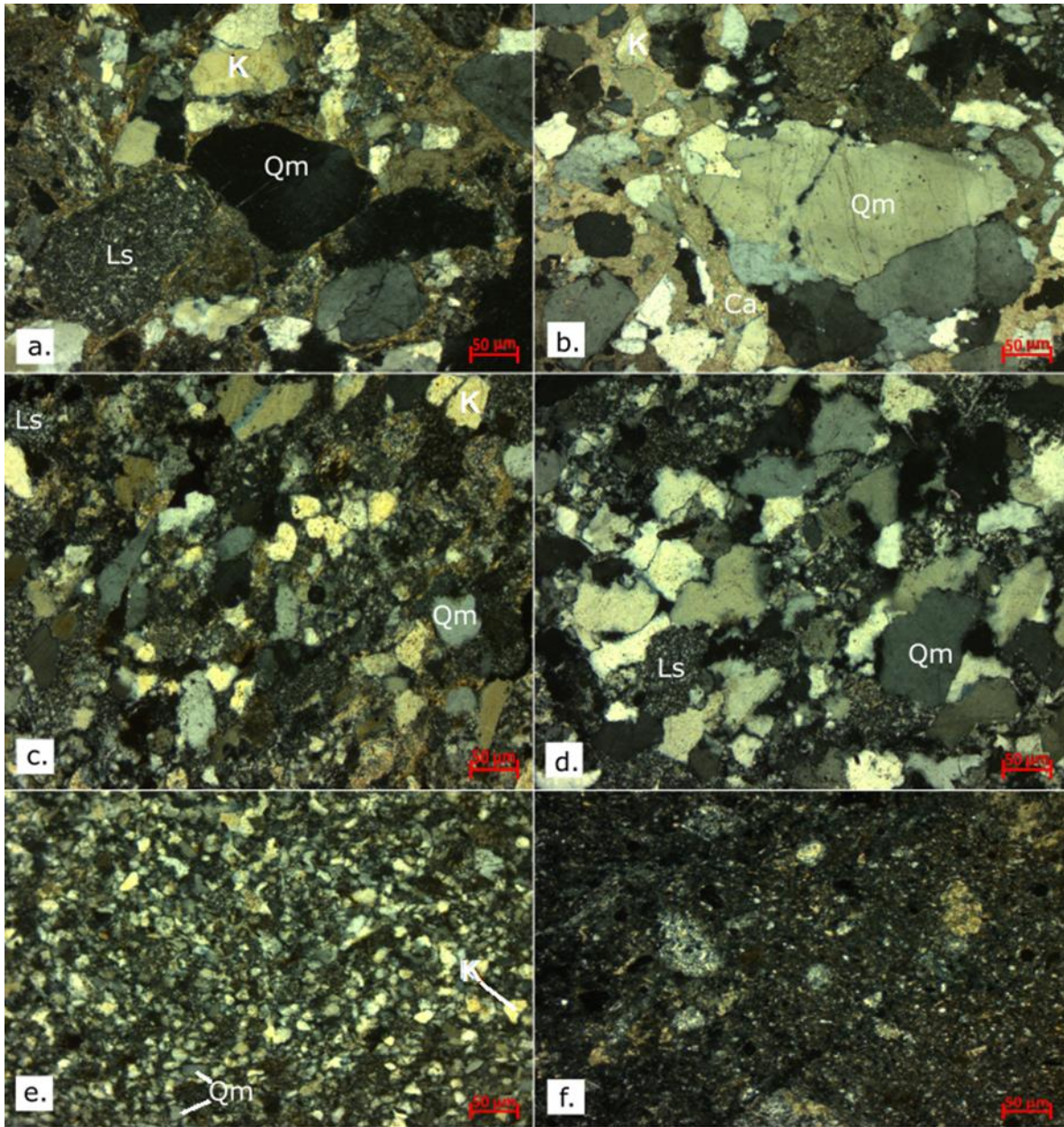


Figura 15. Fotografías de las secciones delgadas, generalmente las areniscas compuestas por cuarzo monocristalino (Qm), líticos sedimentarios (Ls) y algo de feldespato potásico (K), a. Muestra DDA-02 correspondiente a la Formación Payandé, b. Muestra DDA-03 correspondiente a la Formación Saldaña, c. Muestra DDA-04 correspondiente a la Formación Caballos, d. Muestra DDA-05 correspondiente al Grupo Honda, e. Muestra DDA-08 correspondiente a la Formación Caballos y f. Muestra DDA-7 correspondiente a una falla en contacto con la Formación Saldaña, no tomada en cuenta en el desarrollo de esta investigación.

6.2 Clasificación de calizas

Las rocas carbonatadas se originan en distintos ambientes deposicionales, los cuales se clasifican según el modelo propuesto por Wilson (1975), donde se clasifican las calizas en distintos tipos de ambientes de plataforma marina, primero Wilson (1975) reconoce 24 zonas estándares de microfacies (Tabla 4), dependiendo de las características de la roca, como tipo de carbonatos, datos paleontológicos, composición aloquímica y ortoquímica y contando también con la clasificación textural de Dunham (1962). Luego, esas microfacies se relacionan con la clasificación de las 9 facies propuestas correspondientes a nueve ambientes de formación de plataforma marina.

Las muestras DDA-01, DDA-06 Y DDA-9, las cuales pertenecen a las formaciones Payandé y Saldaña son rocas carbonatas, las cuales fueron clasificadas textural y composicionalmente según los parámetros de Folk (1962) y Dunham (1962), así como también se estableció su zona de facies según el modelo de Wilson (1975) (Fig. 16)

Tabla 4. Estándar de tipos de microfacies para carbonatos, tomado de Wilson (1975, pp.64-69)

SMF		
No.	Name	Distinguishing characteristics
1	Spiculite	Dark, organic-rich, clayey mudstone or wackestone containing silt-sized spicules; spicules commonly oriented, generally siliceous monaxons, commonly replaced by calcite
2	Microbioclastic calcisiltite	Small bioclasts and peloids with a fine grainstone or packstone texture; mm-scale ripple cross-lamination common
3	Pelagic mudstone or wackestone	Micritic matrix with scattered fine sand- or silt-size grain composed of pelagic microfossils (e.g. radiolarians or globigerinids) or megafauna (e.g. graptolites or thin-shelled bivalves)
4	Microbreccia or bioclastic–lithoclastic packstone	Worn grains of originally robust character; may consist of locally derived bioclasts and/or previously cemented lithoclasts; may also include quartz, chert, or other kinds of carbonate fragments; commonly graded
5	Bioclastic grainstone–packstone or floatstone	Composed mainly of bioclasts derived from organisms inhabiting reef top and flanks; geopetal fillings and infiltrated fine sediment in shelter cavities common
6	Reef rudstone	Large bioclasts of reef-top or reef-flank organisms; no matrix material
7	Boundstone	Composed of <i>in situ</i> sessile organisms. May be called framestone if composed of massive upright and robust forms, bindstone if composed of encrusting lamellar mats enclosing and constructing cavities and encrusting micrite layers, and bafflestone if composed of delicate, complex, frond-like forms; commonly, micrite clotted or vaguely pelleted
8	Whole-fossil wackestone	Sessile organisms rooted in micrite, which contains only a few scattered bioclasts; well-preserved infauna and epifauna
9	Bioclastic wackestone or bioclastic micrite	Micritic sediment containing fragments of diverse organisms jumbled and homogenized through bioturbation; bioclasts may be micritized
10	Packstone–wackestone with coated and worn bioclasts in micrite	Sediment displays textural inversion; i.e. grains show evidence of formation in high-energy environment but contain mud matrix
11	Grainstone with coated bioclasts in sparry cement	Bioclasts cemented with sparry cement; bioclasts may be micritized
12	Coquina, bioclastic grainstone or rudstone	A shell hash in which certain types of organisms dominate (e.g., dasyclads, shells, or crinoids); lacks mud matrix
13	Oncoid biosparite grainstone	Composed mainly of oncoids in sparry cement

14	Lags	Coated and worn particles; may include ooids and peloids that are blackened and iron-stained; with phosphate; may also include allochthonous lithoclasts
15	Oolite, ooid grainstone	Well-sorted, well-formed, multiple-coated ooids ranging from 0.5 to 1.5 mm in diameter; fabric commonly overpacked; invariably cross-bedded
16	Pelsparite or peloidal grainstone	Probable fecal pellets; may be admixed with concentrated ostracod tests or foraminifers; may contain centimeter-thick graded laminae and fenestral fabric
17	Grapestone pelsparite or grainstone	Mixed facies of isolated peloids, agglutinated peloids, and aggregate grains (grapestones and lumps); may include some coated grains
18	Foraminiferal or dasycladacean grainstone	Consists of concentrations of tests, commonly mixed with peloids
19	Loferite	Laminated to bioturbated, pelleted lime mudstone–wackestone; may grade to pelsparite with fenestral fabric; ostracod–peloid assemblage common in mudstones; may also include micrite with scattered foraminifers, gastropods, and algae
20	Algal stromatolite mudstone	Stromatolites
21	Spongiosrome	Tufted algal fabric in fine lime-mud sediment
22	Micrite with large oncoids	Wackestone or floatstone containing oncoids
23	Unlaminated, homogeneous, unfossiliferous pure micrite	Micrite; may contain crystals of evaporitic minerals
24	Rudstone or floatstone with coarse lithoclasts and/or bioclasts	Clasts commonly consist of unfossiliferous micrite or calcisiltite, and may have an edgewise or imbricate arrangement; may be cross-bedded; matrix sparse
25	Laminated evaporite–carbonate mudstone	
26	Pisoid cementstone, rudstone or packstone	

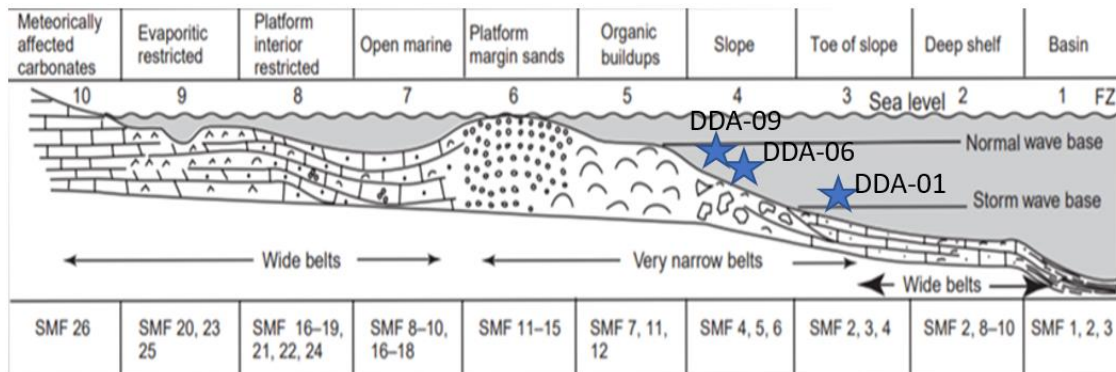


Figura 16. Zonas de facies (FZ) relacionada con el estándar de microfacies (SMF), tomado de Wilson (1975).

6.2.1 Formación Payandé (DDA-01 Y DD-09)

La muestra DDA-01 en su mayoría está compuesta por minerales ortoquímicos (90%) y de aloquímicos (10%); la composición de toda la sección es una matriz micro esparítica (60%), intraclastos (10%), cuarzo (30%), y es cortada por una vena de calcita (Fig. 17 a). Según Folk (1962) se clasifica como una dismicrita y según Dunham (1962) es clasificada como una “wackstone”, y al designar esta muestra a una microfacie según Wilson (1975) se obtiene que pertenece a una “wackstone” pelágica compuesta por una matriz micrítica con grano fino de arena o limo y en una zona de facie de “toe of slope” en una plataforma de carbonato. (Fig. 16)

La muestra DDA-09 presenta composicionalmente minerales ortoquímicos (55%) y aloquímicos (45%), los ortoquímicos representados por una matriz micrítica (50%) y los aloquímicos compuesto por bioclastos (30%) en su mayor proporción espículas y oides (15%) y peloides (5%) (Fig. 17 c). Según Folk (1962) se clasifica como una caliza biomicrita y según Dunham (1962) se clasificó como una “Packed biomicrite”, de acuerdo con Wilson (1975) esta pertenece a una “packstone o floatstone” que se compone principalmente por bioclastos de organismos que habitan la parte superior de los arrecifes y asociada a una zona de facie de “slope” en una plataforma de carbonato (Fig. 16).

6.2.2 Formación Saldaña (DDA-06)

La muestra DDA-06 forma parte de una sección calcárea de la sucesión vulcanosedimentaria de la Formación Saldaña, en la que se observó una caliza con altos porcentajes de bioclastos y cemento esparítico, el cual representa la composición ortoquímica. Por otro lado, los componentes aloquímicos que presenta son bioclastos (50%) gran parte de ellos son microfósiles, ooides (10%) y peloides (5%), según Folk (1962) se clasificó como una “bioesparita-Unsorted” y según Dunham (1962) se clasifica como una “Grainstone”, fue reconocida en la microfacie “Bioclastic grainstone” según la clasificación de Wilson (1975) y en la zona de facie de “slope” en una plataforma de carbonato.

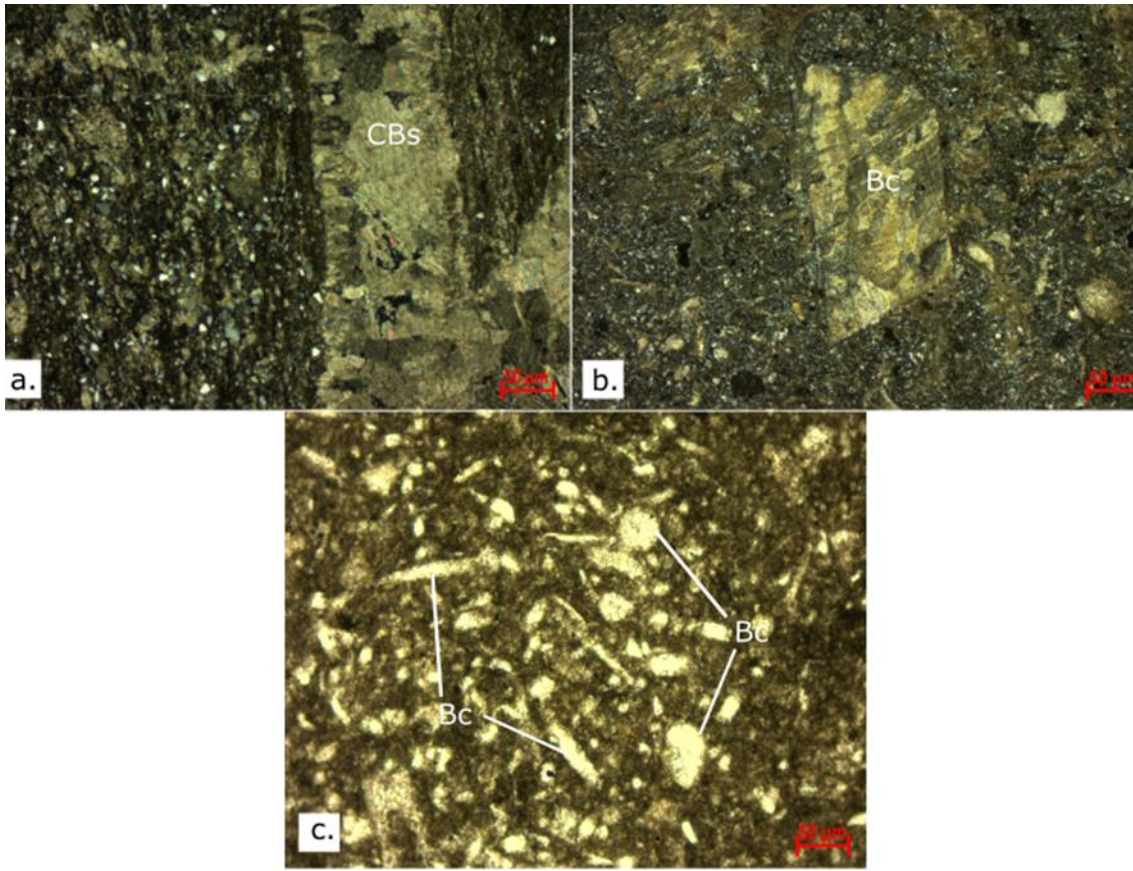


Figura 17. Fotografías de secciones delgadas de calizas, a. DDA-01 correspondiente a la Formación Payandé, se le aprecia una vena de carbonato en la parte derecha b. DDA-06 correspondiente a la Formación Saldaña, c. DDA-09 correspondiente a la Formación Payandé. Estas dos últimas exhiben bioclastos que las caracterizan. (CBs: Carbonatos, Bc: Bioclasto)

6.3 Minerales densos

Se analizaron 5 montajes de granos correspondientes a las muestras de areniscas, donde encontramos una baja variabilidad en las especies minerales presentes en las formaciones que componen el área de estudio. Hay un predominio de circones, opacos, turmalinas, rutilo, apatito y en menor proporción estauroлита, granate y epidota.

Se definió el porcentaje de traslúcidos y opacos (Tabla 5). Posteriormente, se clasificaron los minerales traslucidos en: ultraestables (rutilo, circón y turmalina), estables (apatito, granate y estauroлита) e inestables (epidota) (Tabla 6).

Finalmente se procede a obtener el índice ZTR ($100 * (\text{circón} + \text{turmalina} + \text{rutilo}) / \text{Total de minerales traslúcidos}$) (Zhu et al., 2017) para determinar el grado de madurez de la roca (Tabla 7)

Tabla 5. Porcentaje de minerales traslúcidos y opacos de las muestras analizadas.

Muestras	Unidad	Minerales		Total
		% Traslúcidos	% Opacos	
DDA-03	Gr. Honda	78.82	21.17	100
DDA-04	Fm. Caballos	71.88	28.11	100
DDA-08	Fm. Caballos	81.62	18.37	100
DDA-05	Fm. Saldaña	78.46	21.53	100
DDA-02	Fm. Payandé	75.17	24.82	100

Tabla 6. Clasificación de minerales traslúcidos en ultraestables, estables e inestables

Muestras	Unidad	Minerales Densos							Total
		% Ultraestables			% Estables			% Inestables	
		Circón	Turmalina	Rutilo	Apatito	Estaurolita	Granate	Epidota	
DDA-03	Gr. Honda	84.70	0.74	10.07	2.98	0.37	0.37	0.74	100
DDA-04	Fm. Caballos	63.94	5.10	24.82	5.10	0.00	0.00	1.02	100
DDA-08	Fm. Caballos	58.94	12.58	22.84	5.62	0.00	0.00	0.00	100
DDA-05	Fm. Saldaña	71.76	4.31	17.64	5.49	0.39	0.00	0.39	100
DDA-02	Fm. Payandé	66.51	13.48	3.25	9.30	1.39	3.25	2.79	100

Tabla 7. Índice ZTR de la secuencia analizada

Muestra	Unidad	Índice ZTR
DDA-03	Gr. Honda	95.52
DDA-04	Fm. Caballos	93.88
DDA-08	Fm. Caballos	94.37
DDA-05	Fm. Saldaña	93.73
DDA-02	Fm. Payandé	83.26

Para casi toda la sucesión del VSM analizada se observa un predominio de minerales ultraestables, debido a la abundancia de circones que se presenta y el índice ZTR en toda la sucesión sobrepasa el 80%, pero existen variaciones importantes entre los minerales estables e inestables (Fig. 18).

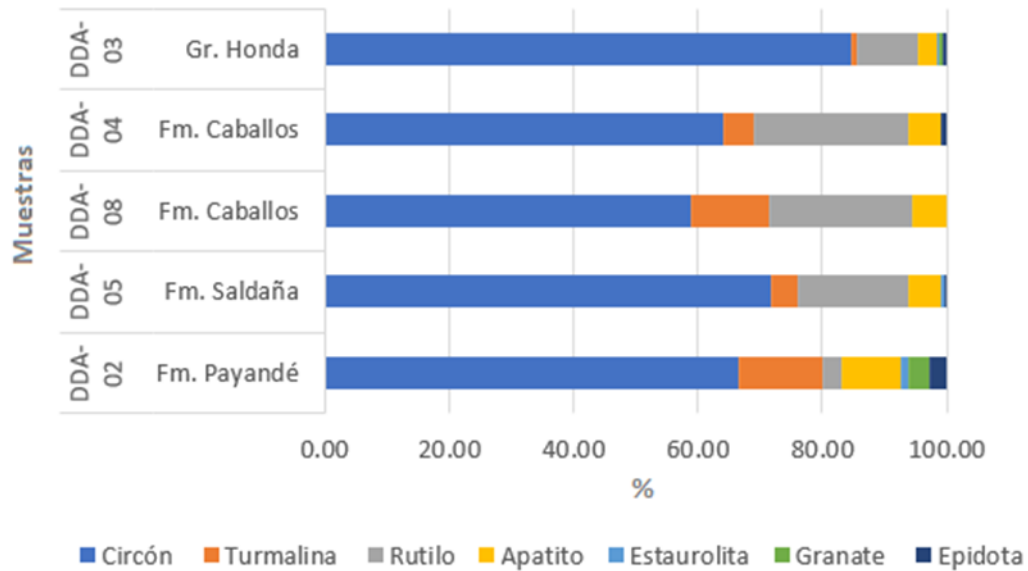


Figura 18. Distribución de minerales densos traslúcidos en cada una de las muestras analizadas

El contenido de circones es abundante en toda la sucesión, se identifican cristales fracturados, subeuhedrales, euhedrales, subangulares y subredondeados.

6.3.1 Formación Payandé (DDA-02)

Existe mayor predominio de los minerales ultraestables y estables (Fig. 18), sin embargo, también posee epidota. (Fig. 19 a), índice ZTR es el más bajo de la secuencia (Tabla 7)

6.3.2 Formación Saldaña (DDA-05)

El contenido de zircón y apatito se mantiene muy parecido a la Formación Payandé, pero aumenta el contenido de rutilo y disminuye turmalina, no hay presencia de granate y el contenido de estauroлита y epidota es casi nulo (Fig. 18 y 19 d)

6.3.3 Formación Caballos (DDA-08 y DDA-04)

En ambas muestras hay un predominio de minerales ultraestables (Fig. 18) y de apatito con porcentajes muy similares, ambas muestras no poseen contenido de estaurolita ni granate. Y solo la muestra DDA-04 tiene contenido de epidota, pero inferior a 1%, la muestra DDA-08 no posee epidota. (Fig. 19 c y e)

6.3.4 Grupo Honda (DDA-03)

Contiene el mayor porcentaje de circón y el menor de turmalina con respecto a las demás muestras (Fig. 18), el porcentaje de rutilo y apatito no difiere mucho de la formación anterior y aparece de nuevo la estaurolita, el granate y la epidota, pero proporciones que no superan el 1%. (Fig. 19 b)

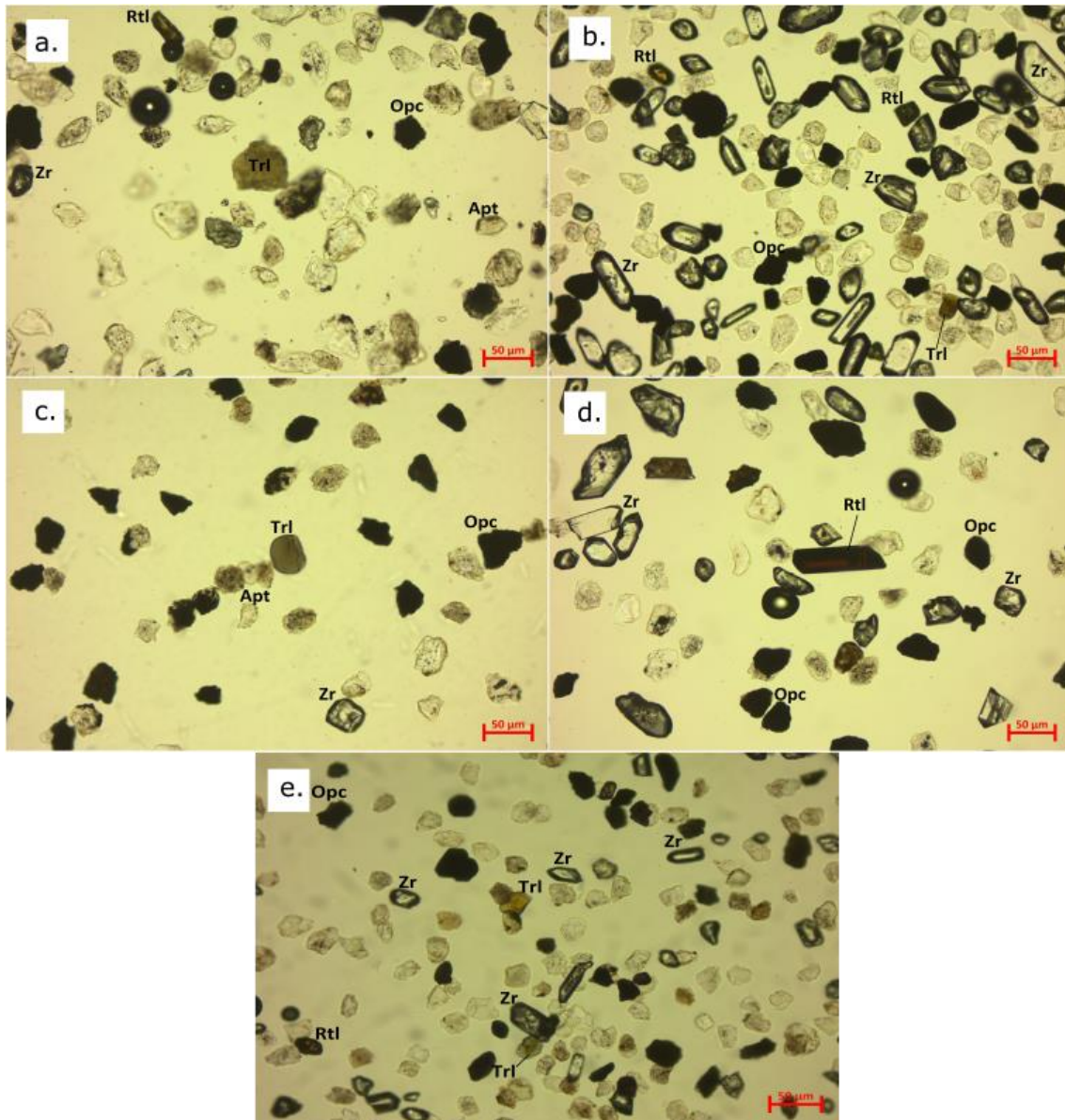


Figura 19. Montaje de minerales densos, donde (Zr) zircón, (Trl) Turmalina, (Rtl) rutilo, (Apt) Apatito, (Opc) Opacos, a. Muestra DDA-02 correspondiente a la Formación Payandé, b. Muestra DDA-03 correspondiente a la Formación Honda, c. Muestra DDA-04 correspondiente a la Formación Caballos, d. Muestra DDA-05 correspondiente a la Formación Saldaña y e. Muestra DDA-08 correspondiente a la Formación Caballos.

7. DISCUSIÓN

Por medio de los datos obtenidos de petrografía sedimentaria y análisis de minerales densos como también investigaciones previas como dataciones U-Pb en circones detríticos para las secuencias paleógenas, obtenidas en Ayala, et al. (2012) y en Anderson, et al. (2016), edades de deposición de los sedimentos en el Cretácico observadas en Horton, et al. (2010) y edades de cristalización de los eventos magmáticos en el Jurásico, obtenidos en Bustamante, et al. (2016). Se propone una evolución de la cuenca VSM, integrando todos estos datos (Fig. 20 y 21)

En términos generales, las sucesiones del Triásico-Jurásico-Cretácico-Neógeno (Mioceno) de la cuenca del VSM, según sus pretrofacies varían entre arcosa lítica, litoarenita y litoarenita feldespática (Fig. 10). Según Dickinson y según Garzanti estas facies varían entre feldespato-cuarzosa, cuarzo-lítico y lito-cuarzosa, y de acuerdo con la procedencia de estos sedimentos se asocia a un orógeno reciclado (Fig. 11), el cual es ligado a sedimentos retrabajados de altos de basamento, igualmente con aportes del Escudo de Guayana. En el análisis de los minerales densos se observa que los minerales ultraestables predominan en su composición, con variabilidad representante de los minerales estables y minerales inestables en la base y tope de esta secuencia (Fig. 18).

7.1 Triásico

La Formación Payandé está compuesta por sucesiones de calizas con intercalaciones de areniscas. La caliza se depositó en un mar epicontinental, producto de un rift supra continental (Fig. 20) de edad 240-225 Ma, datación en circones U-Pb en rocas magmáticas (Spikings, et al., 2016). Según los resultados, se depositaron unas calizas dismicríticas en el talud de un plataforma somera y calizas biomicríticas depositadas en el pie de talud (Fig. 16). De acuerdo con Cediel (2003), durante el Triásico se presenta un rift intercontinental y hubo deposición de sedimentos marinos, lo cual es acorde a los resultados obtenidos en la clasificación de ambientes de las rocas carbonatadas analizadas para la Formación Payandé.

La arenisca se identifica en las petrofacies de arcosa lítica (Fig. 10), y según el diagrama ternario de Dickinson (Fig. 11) su fuente de aporte es de orógeno reciclado, en el límite de

arco disectado y mezclado (Fig. 12). Se asume que por los procesos del graben se produce una subsidencia donde se acumula en su mayor parte material continental, el cual puede provenir de un alto de basamento (Fig.20), que se exhumó y se erosionó por procesos de fallamiento normal y tectónica de bloques que acompañan el graben, estos sedimentos tuvieron poco transporte, a esto se le debe el contenido alto de feldespato. Según los resultados del método de Garzanti (Fig. 14) las areniscas depositadas durante este periodo pertenecen a un bloque disectado lo cual confirma una fuente de aporte primaria relacionada a este alto de basamento durante el Triásico Temprano y por otro lado la formación de calizas durante el Triásico Medio asociadas al rift en un ambiente de plataforma nos indica el cambio de ambiente producto de un tectonismo extensional donde la zona de subducción migró hacia el occidente (Spikings, et al., 2015).

Alto porcentaje de minerales ultraestables, indican una fuente de aporte secundaria lejana, que ha sufrido mucho transporte, lo cual se relaciona al retrabajamiento de sedimentos producto del escudo de Guayana (Fig. 20), localizado al este de la cuenca VSM con geocronología de zircones U-Pb de 1.800 Ma, 1.500 Ma y 1.300 Ma (Ayala, et al., 2012).

7.2 Triásico Tardío y Jurásico Temprano

El miembro sedimentario de la Formación Saldaña está compuesto por una sucesión de calizas y areniscas. La caliza (DDA- 06) se clasifica como una bioesparita en un ambiente de plataforma en emersión de talud, (Fig. 16) y las areniscas producto de la erosión del arco magmático relacionado a márgenes convergentes que avanza desde el sur, con influencia volcánica, por esto el contenido de líticos volcánicos (Tabla 3). Este arco magmático estuvo activo aproximadamente ~ 40 Ma, con datos de geocronología U-Pb de circones que van desde 165 Ma a 129 Ma (Bustamante, et al., 2016), esto indica que el material volcánico pudo ser la fuente de aporte secundaria a esta cuenca. La cuenca está relacionada a un paleoambiente marino muy somero y vulcanoclástico subaéreo con evidencia de fósiles del Triásico superior (Mojica & Llinás, 1984).

En contraste con la procedencia de sedimentos durante el Triásico Temprano y Medio, la fuente de aporte durante el Triásico Tardío y el Jurásico es relativamente cercana debido al

contenido de feldespatos potásicos y de minerales inestables. Además, la forma de los cristales nos indica que no han sufrido mucho transporte, según Anderson et al., (2016) durante el Jurásico grandes volúmenes de rocas ígneas intrusivas se emplazaron en rangos de edades de 200-150 Ma en el sur de Colombia, por lo que se asocia a un entorno tectónico de arco volcánico continental relacionado a la subducción proveniente del sur, es decir que en el Jurásico Medio el sur de Colombia se encontraba en un margen continental activo (Bustamante, et al., 2010), mientras que Cediel, et al., (2003) expone un régimen extensional produciendo un rift intercontinental durante el Triásico, que continuó en el Jurásico Temprano, lo cual se asocia a la deposición de sedimentos marinos. El inicio del magmatismo y la sedimentación coetánea que podemos evidenciar en las calizas obtenidas de la Formación Saldaña se asocia a que a la extensión en el Jurásico Temprano, la cual está relacionada al retroceso de la zona de subducción produciendo magmas, por esto los sedimentos tanto marinos como volcanoclásticos depositados en el Jurásico Inferior se acumulan en cuencas extensionales intraplaca (Bayona, et al., 2020), y esto se ajusta a los resultados obtenidos en el diagrama ternario propuesto por Dickinson (1979) (Fig. 12), en un ambiente de 'mezclado' por lo cual se proponen dos fuentes de aportes, tanto del Escudo de Guayana y el arco magmático

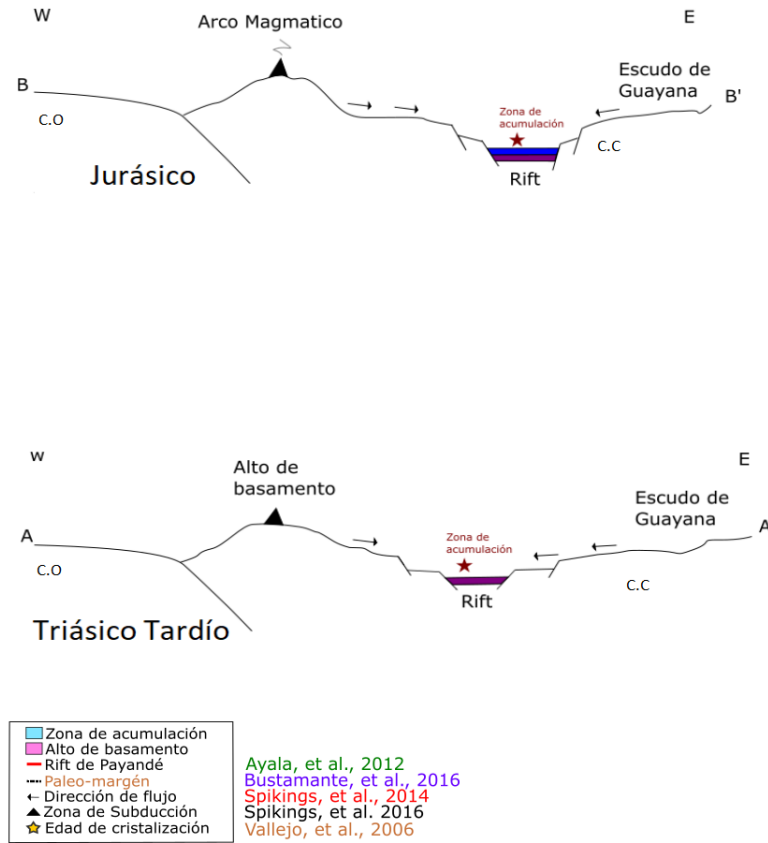
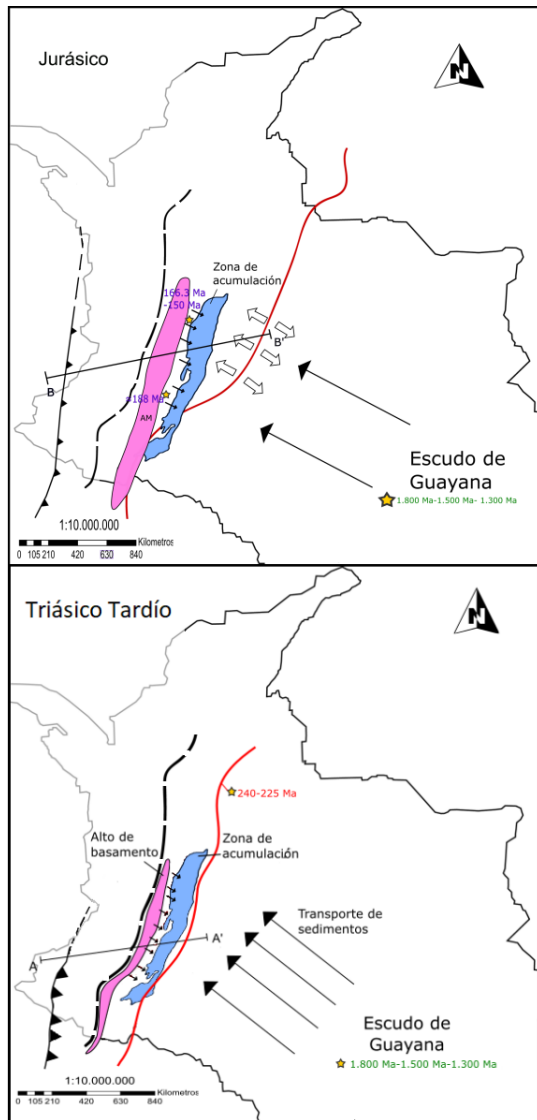


Figura 20. Reconstrucción paleogeográfica esquemática Triásico-Jurásico. Basado en Spikings, et al., (2015) y Bayona et al., (2020)

7.3 Cretácico

La Formación Caballos se acumuló durante el Albiano y pertenece a la facies litoarenita (Fig. 10), y su ubicación tectónica corresponde a un orógeno reciclado (Fig. 11). Se subdivide en cuarzo reciclado y transicional reciclado según el diagrama de Dickinson (Fig. 12), y según la clasificación de Garzanti (Fig. 13) en facies litocuarzosa. El índice de minerales ultraestables es muy alto (ZTR) (Tabla 3) y bajo porcentaje de minerales inestables, adicionalmente la forma de los granos es redondeada, presentan alta madurez y poco feldespato lo que sugiere que proceden de una fuente lejana, puede decirse del Cratón (Figura 21).

Durante el Cretácico Temprano la acumulación de sedimentos se dio en un ambiente marino somero con aporte de sedimentos terrígenos detríticos que provienen principalmente del Escudo de Guayana (Bayona, 2018). Durante el Cretácico Medio se da un ensanchamiento en la cuenca y a su vez una fase de hundimiento sustancial vinculado a fallamientos normales (Horton, et al., 2010), el aporte de la Proto-Cordillera Central es muy bajo o casi nulo porque apenas comienza sus primeros pulsos en el Cretácico Temprano. (Gómez et al., 2003), por lo tanto, este terreno era ocupado por fondos oceánicos que luego por los procesos de acreción de bloques y los cambios en los procesos de subducción acondicionaron la formación de las cadenas montañosas y a finales del Cretácico comienza la emersión de la Cordillera Central, (Bayona, et al., 2018), aquí se produce un cambio de ambiente marginal a un ambiente más continental, y esto que se ve reflejado en los resultados de las muestras de la Fm. Caballos, en donde hay cambios composicionales (Fig. 10).

7.4 Neógeno (Mioceno) Temprano

La muestra analizada perteneciente al Grupo Honda se clasifica en facies arcosa lítica (Fig. 10), correspondiente a un orógeno reciclado (Fig. 11), y según la clasificación de Garzanti (Fig. 13) corresponde a una facie lito-feldespato-cuarzosa y de procedencia de un bloque disectado (Fig. 14), por lo tanto, se define el aporte de sedimentos principalmente de la cordillera central, pues la forma de los cristales y contenido de feldespato y minerales inestables, nos indica que hay poco transporte, vinculado a un paleoambiente terrestre de

llanuras aluviales, denominados “sedimentos molásicos no-marinos de la sucesión neógena” (Mojica & Franco, 1990).

La presencia de zircón muy bien formado hace referencia a una fuente de aporte volcánica que se relaciona a la Cordillera Central, pues esta hace parte de un arco magmático complejo desde el Cretácico Superior, por ello, los componentes sedimentarios de la cuenca son vinculadas a fuentes magmáticas coetáneas en la Cordillera Central (Anderson, et al., 2016) y esto es evidente en el porcentaje de líticos volcánicos encontrado en la petrografía (Tabla. 3), el alto contenido de circones bien formados puede relacionarse a una erosión directa de rocas volcánicas (Anderson, et al., 2016). También se infiere que hay aporte de la Cordillera Oriental ya que ésta comienza a exhumarse y erosionarse desde el Eoceno Tardío – Oligoceno (Caballero, et al., 2010) y análisis de circones cenozoicos del Gr. Honda (12.5 – 11.5 Ma) son indicativos de la exhumación del Macizo de Garzón y de la cuenca VSM, por lo que se infiere que la fuente de aporte secundaria de la cuenca del VSM es de la cubierta sedimentaria del Cretácico y una pequeña parte del Macizo de Garzón que conforma la Cordillera Oriental (Anderson, et al., 2016), esto es congruente con lo que se encontró en la petrografía realizada en la muestra del Gr. Honda, donde se obtuvo alto porcentaje de líticos sedimentarios (Tabla 3) y al retrabajamiento sedimentario obtenido en los diagramas ternarios (Fig. 11)

Nie et al., 2011 también hace referencia a la exhumación de la Cordillera Oriental con datos de circones U-Pb que sugieren que la exhumación comenzó durante el Eoceno Medio-Tardío por lo que el aporte sedimentario ya no es del Cratón, pero aún está presente el reciclaje de sedimentos derivados de fuentes cratónicas orientales que fueron exhumadas durante el levantamiento de la Cordillera Oriental y posteriormente depositados en la cuenca del VSM.

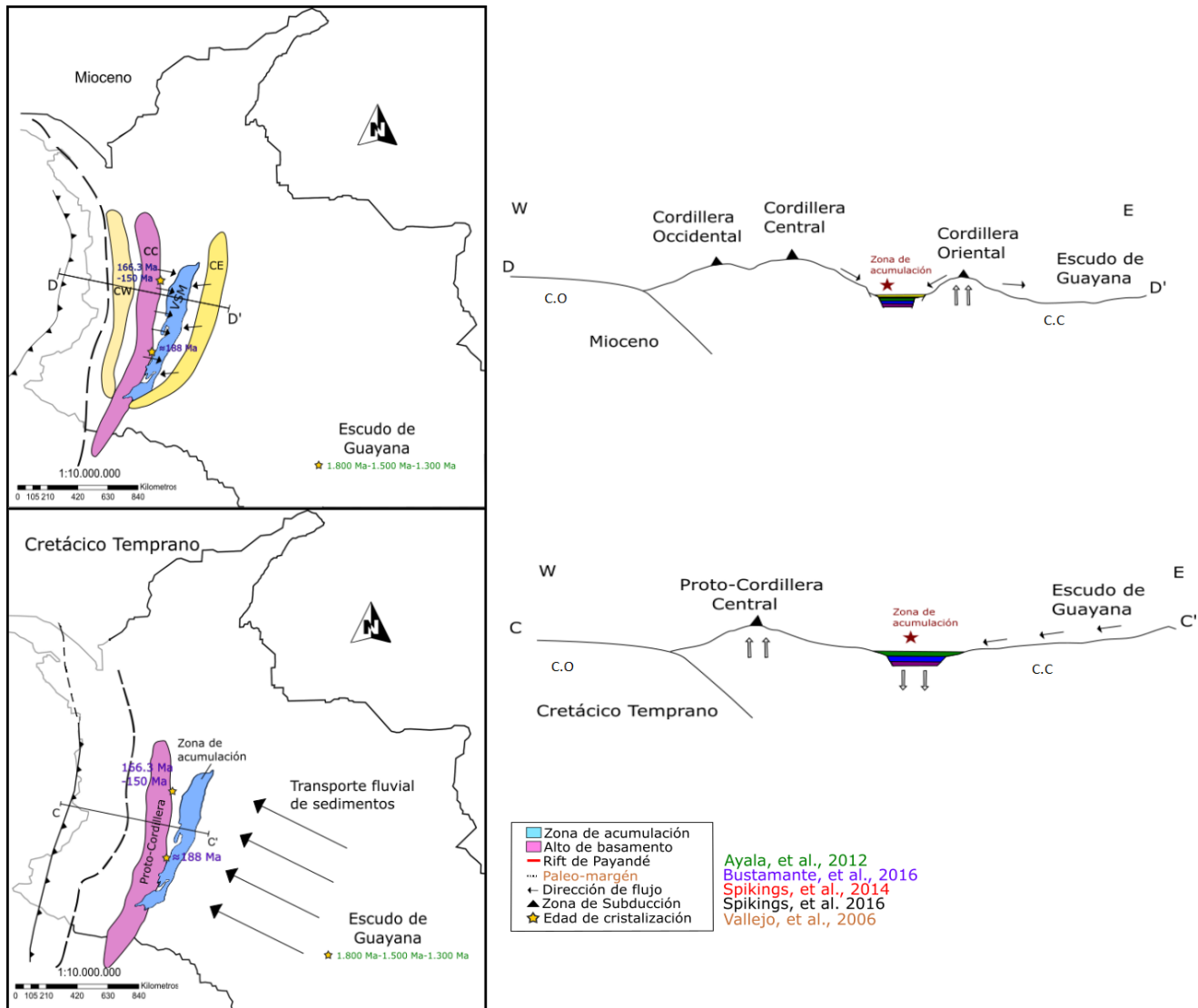


Figura 21. Reconstrucción paleogeográfica esquemática Cretácico-Mioceno, basado en Nie et al., (2011) y Anderson et al. (2016)

8. CONCLUSIONES

- El Valle Superior del Magdalena, presenta variabilidad composicional a lo largo de la sucesión Triásica-Jurásica-Cretácica-Neógena (Mioceno), debido a la evolución de las fuentes de aporte sedimentario. Esto se evidencia en la diferencia en el contenido de fragmentos líticos, feldespato potásico y minerales inestables, indicando cambios en las fuentes de aporte, trayectos recorridos, levantamientos regionales, y un retrabajamiento de los sedimentos provenientes del Escudo de Guayana.
- Los análisis petrográficos y de minerales densos en areniscas permitieron identificar que las principales litologías que aportan a la cuenca son sedimentos continentales provenientes del cratón y de arcos magmáticos activos continuos a la zona de estudio.
- El análisis petrográfico de calizas también confirma un aporte marino proveniente de un mar epicontinental producto del rifting Triásico-Jurásico en la zona de estudio.
- El análisis de los resultados obtenidos y las investigaciones anteriores sugieren diferentes eventos tectónicos acaecidos entre comienzos del Triásico y finales del Neógeno (Mioceno) y que constituyen fundamentalmente dos ciclos: Una tectónica distensiva durante el Mesozoico temprano (i.e. Triásico, Jurásico) y una tectónica compresiva, desde el Mesozoico tardío y durante el Cenozoico.

9. RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar análisis de geocronología U-Pb en los circones detríticos de cada una de las formaciones, para complementar los datos ya obtenidos por Ayala et al., (2012); Bustamante et al, (2016); y Anderson et al., (2016) y obtener edades de exhumación y acumulación de la cuenca.
- Hacer muestreos en la zona sur y media del VSM y realizar análisis de procedencia para comparar los resultados con la zona norte de la cuenca
- Recolección de un número de muestras más significativo para mejores resultados estadísticos.

10. BIBLIOGRAFÍA

Acosta, J., Guatame, R., Caicedo, J.C., Cárdenas, J.I., 2002. Mapa Geológico de Colombia Plancha 245 Girardot. Ministerio de Minas y Energía, pp. 102.

Acosta, J., Guatame, R., Torres, O., Solano, F., 2013. Geología de la Plancha 245 Girardot. Ministerio de Minas y Energía, Servicio Geológico Colombiano.

Acosta, J., Caro, P. E., Fuquen, J., Osorno, J., 2012. Geología de la Plancha 303 Colombia. Ministerio de Minas y Energía, Servicio Geológico Colombiano.

Allen, P.A., 2008. From landscapes into geological history. *Nature* 451 (7176), 274–276.
Amano, K., Taira, A., 1992. Two-phase uplift of higher Himalayas since 17 Ma. *Geology* 20 (5), 391–394.

Amidon, W.H., Burbank, D.W., Gehrels, G.E., 2005a. Construction of detrital mineral populations: insights from mixing of U–Pb zircon ages in Himalayan rivers. *Basin Research* 17 (4), 463–485.

Amidon, W.H., Burbank, D.W., Gehrels, G.E., 2005b. U–Pb zircon ages as a sediment mixing tracer in the Nepal Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* 235 (1–2), 244–260.

Anderson, V. J., Horton, B. K., Saylor, J. E., Mora, A., Tesón, E., Breecker, D. O., Ketcham, R., 2016. Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco, and Amazon river systems. *The Geological Society of America, Geosphere*, v. 12 pp. 1235-1256.

Ayala, R. C., Bayona, G., Cardona, A., Ojeda, C., Montenegro, O. C., Montes, C., Jaramillo, C., 2012. The Paleogene synorogenic succession in the northwestern Maracaibo block: Tracking intraplate uplifts and changes in sediment delivery systems. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 39, pp. 93-111.

Bayona, G., García, D. F., Mora, G., 1994. La Formación Saldaña: Producto de la actividad de estratovolcanes continentales en un dominio de retroarco. En: Etayo-Serna. *Estudios*

Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, pp.21.

Bayona, G., Silva, C., Rapalini, A. E., Costanza-Álvarez, V., Aldana, M., Roncancio, J., 2005. Paleomagnetismo y mineralogía magnética en rocas de la Formación Saldaña y unidades Cretácicas suprayacentes en la parte norte del Valle Superior del Magdalena, Colombia. *Boletín de Geología* 27, 69-85.

Bayona, G., 2018. El inicio de la emergencia en los Andes del norte: una perspectiva a partir del registro tectónico-sedimentológico del Coniaciano al Paleoceno. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, v. 42, pp. 364-378.

Bayona, G., Bustamante, C., Nova, G., Salazar, A. M., 2020. Jurassic evolution of the northwestern corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic*. Servicio Geológico Colombiano, pp. 37.

Boggs, S. J., 2009. Limestones. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University, pp. 313-381.

Bustamante, C., Archanjo, C.J., Cardona, A., Bayona, G., Vervoort, J., 2016. Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *The Geological Society of America*, pp. 18

Bustamante, C., A, Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G., Vervoot, J., 2010. U-Pb La ICP-MS Geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from The Garzón Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Boletín de Geología* 32, 93-105.

Caballero, V., Parra, M., Mora, A. R., 2010. Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano: Proveniencia sedimentaria en el sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca Valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología*, v. 32, pp. 33.

Cediel, F., Shaw, R., Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, AAPG Memoir 79, pp. 815-848.

Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters* 163 (1–4), 97–108.

Cooper, M.A., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., Taborda, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *A.A.P.G. Bull.* 79 (10), 1421–1443.

Cowan, D.S., Brandon, M.T., Garver, J.I., 1997. Geologic tests of hypotheses for large coastwise displacements—a critique illustrated by the Baja British Columbia controversy. *American Journal of Science* 297 (2), 117–173.

Cox, R., Lowe, D.R., 1995. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary Research* 65 (1), 1–12.

Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of Mudrock chemistry in the southwestern United-States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (14), 2919–2940.

DeCelles, P.G., 1988. Lithologic provenance modeling applied to the Late Cretaceous synorogenic Echo Canyon Conglomerate, Utah: a case of multiple source areas. *Geology* 16 (11), 1039–1043.

Dickinson, W.R., 2008. Impact of differential zircon fertility of granitoid basement rocks in North America on age populations of detrital zircons and implications for granite petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 275 (1–2), 80–92.

Dickinson, W. R., Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 63, 2164-2182.

Dickinson, W.R., Lawton, T.F., Gehrels, G.E., 2009. Recycling detrital zircons: a case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona. *Geology* 37 (6), 503–506.

Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate Rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 108-121.

Eriksson, K.A., Campbell, I.H., Palin, J.M., Allen, C.M., 2003. Predominance of Grenvillian magmatism recorded in detrital zircons from modern Appalachian rivers. *Journal of Geology* 111 (6), 707–717.

Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23 (10), 921–924.

Folk, R.L., 1959, Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, pp. 1-38.

Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 62-84.

Folk, R. L., Andrews, P. B., Lewis, D. W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 19, 937-968.

Fuquen, J., Osorno, J., 2002. Geología de la plancha 303 Colombia departamentos del Huila, Tolima y Meta. *Ministerio de Minas y Energía*, pp. 90.

Geotec, 1992. Facies distribution and tectonic setting through the Phanerozoic of Colombia. A regional synthesis combining outcrop and subsurface data presented in 17 consecutive rock-time slices. Bogotá, 100p.

Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., Kelley, S., 2005. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, pp. 547-569.

Haughton, P. D. W., Todd, S. P., Morton, A. C., 1991. Sedimentary provenance studies. Geological Society London Special Publications 57, 1-11.

Horton, B. k., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes, A., Stockli, D. F., 2010. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. Geological Society of America Bulletin, v. 122, pp. 1423-1442.

Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., and Mourier, T. 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. Journal of the Geological Society. 147.1009–1022.

Johnsson, M.J., 1993. The system controlling the composition of elastic sediments. In: Johnsson, M., B. A. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 1–19.

Link, P.K., Fanning, C.M., Beranek, L.P., 2005. Reliability and longitudinal change of detrital zircon age spectra in the Snake River system, Idaho and Wyoming: an example of reproducing the bumpy barcode. Sedimentary Geology 182 (1–4), 101–142.

Mange, M. A., Wright, D. T., 2007. Heavy Minerals in Use, Developments in Sedimentary, 58 ed. ELSEVIER, Amsterdam.

Marriner, G. F., Millward, D., 1984. Petrochemistry of Cretaceous to recent Vulcanism in Colombia: Journal of Geological Society of London, v. 141, pp. 473-486.

McCourt, W.J., Feininger, T., Brook, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. J. Geol. Soc. London 141, 831–845.

Meschede, M., Frisch, W., 1998. A plate tectonic model the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. Tectonophysics 296 (3– 4), 269–291.

Milliken, K.L., 1988. Loss of provenance information through subsurface diagenesis in Plio-Pleistocene sandstones, northern Gulf of Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 58 (6), 992–1002.

Moecher, D.P., Samson, S.D., 2006. Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: Implications for sedimentary provenance analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 247 (3–4), 252–266.

Mojica, J., 1980. Observaciones a cerca del estado actual del conocimiento de la Formación Payandé (Triásico Superior), Valle Superior del Rio Magdalena, Colombia. *Geología de Colombia* No.11, P. 67-91.

Mojica, J., Franco, R., 1990. Estructura y evolución tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, pp. 41-64.

Mojica, J., Kammer, A., 1995. Eventos Jurásicos en Colombia. *Geología Colombiana* 19, 165-172.

Mojica, J., Kammer, A., Ujueta, G., 1996, El Jurásico del sector noroccidental de Suramerica y guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena (nov. 1-4/95), Regiones de Payandé y Prado. Departamento del Tolima, Colombia. *Geol. Colombiana*, pp. 21.

Mojica, J. Llinás, R., 1984. Observaciones recientes sobre las características del basamento económico del Valle Superior del Magdalena en la región de Payandé-Rovira (Tolima, Colombia), y en especial sobre la estratigrafía y petrografía del miembro Chicala (Parte baja de la Fm. Saldaña). *Geología de Colombia*, pp. 81-128.

Mojica, L. y Macía, C. 1982. Geología del extremo NE de la cuenca de Neiva (Valle Superior del Magdalena, región de Prado- Dolores, Tolima) XXI Annual Field Trip ACGGP, Vol. 1., Bogotá Colombia, pp. 45.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology* 43 (2), 341–358.

Nie, J., Horton, B. K., Saylor, J. E., Mora, A., Mange, M., Garziona, C. N., Basu, A., Moreno, C., Caballero, V., Parra, M., 2012. Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland system: U–Pb ages, heavy minerals, Nd isotopes, and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia. *Earth-Science Reviews* 110, 111-126.

Núñez, A. 1986. Petrogénesis del batolito de Ibagué. *Geología Colombiana*. 15, 35-45.

Pe-Piper, G., Triantafyllidis, S., Piper, D.J.W., 2008. Geochemical identification of clastic sediment provenance from known sources of similar geology: the cretaceous Scotian Basin, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 78 (9–10), 595–607.

Pindell, J., Erikson, J., 1993. The Mesozoic margin of northern South America. In: Salfity, J. (Ed.), *Cretaceous tectonics of the Andes*. Vieweg Germany, pp. 1–60.

Pindell, J.L., Tabbutt, K.D., 1995. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. In: Tankard, A.J., Suarez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. A.A.P.G. Mem. 62, 101–128.

Pindell, J., and Kennan, L. 2010. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In James, K. H., Lorente, M. A., and Pindell, J. eds., *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*: Geological Society of London Special Publication. 328, 1-56.

Pindell, J., and Dewey, J. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region *Tectonics*. 1, 179–211.

Restrepo, J. J., Ordóñez, O., Moreno, S., 2009. A comment on “The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes” by Nivia et al. *Journal of South American Earth Sciences*. v, 28, pp. 204-205.

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G., Bermúdez, J., 2016. Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia, Formación Saldaña, Cordillera Central y Oriental, Tolima, Huila, Cauca y Putumayo. Servicio Geológico Colombiano, pp. 92.

Rodríguez, G., 2017. Caracterización petrográfica, química y edad Ar-Ar de cuerpos porfídicos intrusivos en la Formación Saldaña. *Boletín de Geología* 44, 5-23.

Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., and Cloetingh, S. 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 383- 411.

Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B., 2014. The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma). *Gondwana Research*, pp. 45.

Spikings, R., Reitsma, M. J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Gerdes, A., Schaltegger, U., 2016. Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, v.35, pp. 124-143.

Steidtmann, J.R., Schmitt, J.G., 1988. Provenance and dispersal of tectogenic sediments in thin-skinned, thrustured terrains. In: Kleinspehn, K.L., Paola, C. (Eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, pp. 353–366.

Suttner, L.J., Basu, A., 1985. The effect of grain-size on detrital modes—a test of the Gazzi–Dickinson point-counting method—discussion. *Journal of Sedimentary Petrology* 55 (4), 616–617.

Suttner, L.J., Basu, A., Mack, G.H., 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology* 51 (4), 1235–1246.

Toussaint, J.F. 1995. *Evolución Geológica de Colombia. Triásico – Jurásico*. Universidad Nacional de Colombia. Bogota, pp. 277.

Toussaint, J.F., Restrepo, J.J., 1989. Acresiones sucesivas en Colombia; un nuevo modelo de evolución geológica. *V Congr. Colomb. Geol., Bucaramanga I*, 127–146

Vallejo, C., Spikings, R., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., Page, L., 2006. The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate, *Terra Nova*, v.18, pp. 264-269.

Vásquez, M., Bayona, G., and Romer, R.L. 2006. Geochemistry of Jurassic volcanic rocks of the northern Andes: Insights for the Mesozoic evolution of Northwestern Gondwana. In: *Especiales, A.P., Meetings, G.S. (Eds.), Backbone of Americas – Patagonia to Alaska*, Mendoza, Argentina, pp. 62.

Wilson, J., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Heidelberg, Alemania, pp. 471.