

**RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LAS FORMACIONES AMAGÁ Y
COMBIA EN LA SECCIÓN QUEBRADA LA TÁPARO, SUROCCIDENTE
ANTIOQUEÑO**

Camilo Andrés Corena Sandoval
Emanuel Moreno Martínez

UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE CIENCIAS
GEOLOGÍA

2019

**RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LAS FORMACIONES AMAGÁ Y
COMBIA EN LA SECCIÓN QUEBRADA LA TÁPARO, SUROCCIDENTE
ANTIOQUEÑO**

Camilo Andrés Corena Sandoval
Emanuel Moreno Martínez

Trabajo de grado presentado como requisito para optar al título de Geólogo

Asesor: Andrés Leonardo Cárdenas Rozo

MEDELLÍN
UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE CIENCIAS
GEOLOGÍA

2019

Nota de aceptación

Presidente del jurado

Jurado

Jurado

Medellín, Octubre de 2019

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, hermano, sobrinos y abuelos a quienes les debo la vida además de su apoyo incondicional y sacrificio.

A Nicole por el amor, paciencia, compañía e innumerables razones más.

A mis amigos y compañeros por los momentos compartidos y lo que pude aprender de cada uno de ustedes.

A los profesores que brindaron lo mejor de sí para hacerme crecer como persona y profesional.

"No solo no hubiéramos sido nada sin ustedes, sino con toda la gente que estuvo a nuestro alrededor desde el comienzo; algunos siguen hasta hoy. ¡Gracias totales!" -

Gustavo Cerati-

Y a cada una de las personas que se tome el tiempo de leer este documento.

Emanuel Moreno Martínez

Gracias a mis padres por el extenuante sacrificio, a mi hermano y novia por el incondicional apoyo y amor, mis amigos por las experiencias vividas y por vivir, y a la memoria de mi padrino por siempre acompañarme.

Camilo Andrés Corena Sandoval

TABLA DE CONTENIDO

1 INTRODUCCIÓN.....	12
1.1 JUSTIFICACIÓN.....	13
1.2 OBJETIVOS.....	13
1.2.1 Objetivo general.....	13
1.2.2 Objetivos específicos.....	13
1.3 METODOLOGÍA.....	14
1.3.1 Recopilación bibliográfica.....	14
1.3.2 Trabajo de Campo	14
1.3.3 Análisis de muestras	14
1.3.4 Elaboración de columna sedimentaria.....	15
1.3.5 Interpretación de datos y definición de paleo-ambientes de acumulación.....	15
1.3.6 Resultados.....	15
1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	16
1.5 LOCALIZACIÓN.....	16
2 MARCO GEOLÓGICO.....	18
3 PETROGRAFÍA MACROSCÓPICA.....	22
4 SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA.....	27
4.1 DESCRIPCIÓN.....	27
5 AMBIENTES DE ACUMULACIÓN	45

5.1 DESCRIPCIÓN DE FACIES.....	45
5.1.1 Ríos meándricos (F1).....	45
5.1.2 Llanuras de inundación distales (F2).....	45
5.1.3 Canal abandonado (F3).....	45
5.1.4 Ríos trenzados (F4).....	46
5.1.5 Ríos trenzados en entorno volcánico (F5).....	46
5.2 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL.....	47
6 DISCUSIÓN.....	52
7 CONCLUSIONES.....	54
8 RECOMENDACIONES.....	55
9 PREGUNTAS DERIVADAS	56
10 BIBLIOGRAFÍA.....	57

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. A. Escala granulométrica de rocas siliciclástica (Wentworth, 1922). B. Clasificación de areniscas según Folk (1974). Tomado y modificado de Castillo y Soto (2017).....	15
Figura 2. Mapa de localización zona de estudio	17
Figura 3. Subcuenca Amagá.....	18
Figura 4. Evolución estructural hipotética dividida en ciclos de la sub-cuenca Amagá con los respectivos eventos estructurales y sedimentarios. Tomado y modificado de (Sánchez, 1991).....	20
Figura 5. Evolución de la cuenca Amagá mostrando los tres principales ciclos. A – Final del Cretáceo-Principio del Terciario: Fase tectónica con formación de fallas de rumbo. B– Oligoceno-Mioceno Temprano. Movimientos tensionales: fallas normales sedimentación del Terciario carbonífero de Amagá. C- Mioceno Medio: Fase tectónica con fallas inversas y pliegues isópacos. 1-Basamento Preterciario. 2-Sedimentos Oligo-Mioceno. Tomado de (Sánchez et al., 2015).....	21
Figura 6. Clasificación composicional según Folk (1974) para las muestras estudiadas	22
Figura 7. A. Corresponde al afloramiento (capa 1, capa 2, capa 3 y capa 4), B. Intercalación limolitas con lentes de areniscas, C. Areniscas con laminación cruzada, D. Lodolitas.....	28
Figura 8. Sección estratigráfica de las Formaciones Amagá y Combia desde la base hasta los 18, 50 metros	29
Figura 9. A. litoarenitas, B. socavamiento del afloramiento.....	30
Figura 10. Afloramiento lodolitas (capa 6) y sublitoarenitas (capa 7).....	30
Figura 11. A. Sublitoarenitas, B. venilla de yeso en sublitoarenitas.....	31
Figura 12. Depósito de bloques	32
Figura 13. A. Sublitoarenitas, B. Sublitoarenitas con clastos de materia orgánica y sedimentarios (punto rojo).....	33
Figura 14. A, B. Areniscas conglomeráticas, C. Conglomerados.....	34
Figura 15. A, B. Areniscas conglomeráticas matriz soportadas	34
Figura 16. Sección estratigráfica desde los 151,54 hasta 167,66 m.....	35
Figura 17. A. Arenisca conglomerática a conglomerado clastosoportada (capa 12), B. Litoarenita, C. Conglomerados de gránulos a guijos	36
Figura 18. A. Capa 17: Conglomerados, capa 18: litoarenita grano medio, capa 19: arenisca muy gruesa, capa 20: lodolitas.....	37
Figura 19. Falla inversa.....	38

Figura 20. A. Capa de areniscas conglomeráticas, B. Granates en las areniscas conglomeráticas, C. Mayor contenido de clastos sedimentarios, D. Mayor contenido de clastos ígneos (pórfidos).....	39
Figura 21. A. Litoarenitas, B. Areniscas conglomeráticas.....	39
Figura 22. Conglomerados masivos.....	40
Figura 23. Sección estratigráfica del metro 167,66 al 220,27.....	41
Figura 24. A. Conglomerados, la línea cóncava marca el canal, B y C. Areniscas de grano medio con clastos de carbón imbricados.....	42
Figura 25. Canal. Marcado por la línea cóncava amarilla.....	42
Figura 26. A. Capas 25: Litoarenitas, 26: Areniscas conglomeráticas, B. Lentas de materia orgánica (Posiblemente bitumen).....	43
Figura 27. Sección estratigráfica del metro 220, 27 al tope (223,02).....	44
Figura 28. Ambiente de acumulación correspondiente a las facies F1, F2 y F3. Tomado y modificado de Allen (1970).....	45
Figura 29. Facies de ríos trenzados. Tomado y modificado de Allen (1970).....	46
Figura 30. Facies de ríos trenzados en entorno volcánico. Tomado y modificado de Allen (1970).....	47
Figura 31. Puntos 1, 2, 3 y 4 de las facies F1, F2 y F3. Tomado y modificado de Allen (1970).....	49
Figura 32. Puntos 1, 2, 3 y 4 de la facies F4. Tomado y modificado de Allen (1970).....	50
Figura 33. Diagrama de clasificación de flujos de escombros. La estrella roja representa la clasificación de F5c (flujos de escombros pseudoplásticos). Tomado y modificado de Schultz (1984).....	51
Figura 34. Punto 1 de la facies F5. Tomado y modificado de Allen (1970).....	51

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Códigos, descripción e interpretación de litofacies.....	47
---	----

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A. Columna estratigráfica. Escala 1:100.....	63
ANEXO B. Formatos de descripción y análisis de muestras	65

RESUMEN

Las formaciones Amagá (Oligoceno tardío - Mioceno temprano) y Combia (Mioceno tardío - Plioceno) afloran en la sección estratigráfica localizada en la quebrada La Táparo ubicada en el suroccidente antioqueño. Estas están compuestas por rocas siliciclásticas (i.e. lodolitas, limolitas, areniscas finas a conglomerática y conglomerados, acompañados de estructuras sedimentarias, contenido de materia orgánica y minerales accesorios como granates). Dicha sección fue levantada con el objetivo de realizar el análisis de facies y la reconstrucción paleoambiental, de la cual se determinó que las formaciones fueron acumuladas en ambientes fluviales específicamente en ríos meándricos y trezados enmarcados en un entorno con influencia volcánica respectivamente. La dinámica tectónica regional que se dio en el norte de los Andes durante el Oligoceno - Plioceno generaron cambios en la configuración de la cuenca Amagá - Cauca - Patía (ACP) y por ende en la configuración sedimentológica en la que se depositaron estas formaciones. Procesos autocíclicos como la avulsión de los canales afectada por el incremento de aporte de sedimentos y cambios en el ajuste tectónico generado por el vulcanismo incipiente del Mioceno trajo consigo cambios en la arquitectura fluvial.

Palabras claves: Amagá, Combia, facies, reconstrucción paleoambiental, ríos meándricos, ríos trezados, autociclicidad, avulsión, vulcanismo, Paleógeno, Neógeno

1 INTRODUCCIÓN

La interpretación de las rocas sedimentarias en términos de procesos de transporte y acumulación, es uno de los objetivos principales de la sedimentología. Este tipo de análisis se conoce como reconstrucción paleoambiental (Nichols, 2009). Existen diversas herramientas para hacer reconstrucciones paleoambientales, una de estas es el análisis de litofacies, las cuales están determinadas por procesos químicos y físicos de transporte y acumulación de los sedimentos (Prothero y Schwab, 2014).

La Formación Amagá se define como una sucesión siliciclástica continental depositada a lo largo de la cuenca Amagá - Cauca - Patía (ACP) ubicada en el noroeste de los Andes del Norte (Lara et al., 2018). Por otro lado, la Formación Combia se compone principalmente por rocas volcánicas y vulcanosedimentarias que suprayacen discordantemente la Formación Amagá (Grosse, 1926; Calle y González, 1980).

Estas dos formaciones registran el intervalo de tiempo Paleógeno - Neógeno (Formación Amagá; Oligoceno tardío - Mioceno temprano (Zegarra, 1993); Formación Combia; Mioceno tardío - Plioceno (Van der Hammen, 1958)), por lo tanto son de suma importancia geológica debido a que la cuenca ACP registraría posiblemente los eventos tectónicos que desarrollaron la orogenia de los Andes del Norte y también eventos climáticos como el enfriamiento global en el límite Eoceno-Oligoceno (Lara et al., 2018). Debido a esto, diversas investigaciones se han llevado a cabo en estos paquetes de roca (González, 1976; Henao, 2012), pero hasta ahora debido a la complejidad estructural de ACP (cuenca tipo 'pull-apart') no se ha caracterizado una sección en donde ambas formaciones afloren. En consecuencia, el propósito de este trabajo fue medir la sección de la quebrada La Táparo donde posiblemente se encuentra la secuencia que registra el contacto de la Formación Amagá y la Formación Combia (Duque, comunicación personal).

1.1 JUSTIFICACIÓN

Correa y Silva (1999) propusieron ambientes de acumulación a partir de la caracterización de facies con base en el levantamiento de la secuencia sedimentaria del miembro superior de la Formación Amagá en la sección el Cinco, quebrada La Sucia en Venecia, Antioquia. Por otra parte, Ramírez et al. (2006) determinaron ambientes de sedimentación a partir del levantamiento de la sección quebrada La Táparo en Venecia, Antioquia, en donde se caracterizó únicamente lo que correspondería a la Formación Combia.

Teniendo en cuenta los antecedentes mencionados, la realización de esta investigación aparte de complementar y ser parte de la discusión sobre los paleoambientes relacionados a estas formaciones de manera individual, aporta al conocimiento a partir de la caracterización de posibles transiciones entre las acumulaciones de tales formaciones.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

Reconstruir los paleoambientes de acumulación de las formaciones Amagá y Combia a partir del levantamiento estratigráfico de alta resolución en la sección quebrada La Táparo.

1.2.2 Objetivos específicos

- Levantar una sección estratigráfica 1:100.
- Determinar las características estratigráficas de las capas que componen la sección quebrada La Táparo (espesor, tipo de contacto, estructuras sedimentarias, etc.).
- Interpretar con base en los resultados obtenidos los posibles ambientes de acumulación registrados en la sección quebrada La Táparo para las formaciones Amagá y Combia.

1.3 METODOLOGÍA

1.3.1 Recopilación bibliográfica

Para el desarrollo de este trabajo de grado, en primer lugar se llevó a cabo una revisión bibliográfica de las formaciones Amagá y Combia en la cual se identificaron detalles de su edad, ambientes de acumulación, litología y composición.

1.3.2 Trabajo de Campo

El levantamiento estratigráfico de las formaciones Amagá y Combia se realizó a lo largo de la sección quebrada La Táparo en el municipio de Venecia, suroccidente antioqueño durante los fines de semana correspondientes a las fechas 7-8 y 28-29 de Junio, 25-26 y 2-3-4 de Agosto de 2019.

Para el levantamiento y medición de la secuencia estratigráfica fue utilizado el método Bastón de Jacob con ayuda de la brújula, junto a la recolección de muestras macro y la toma de los siguientes datos: tamaño de grano, color, textura, estructuras sedimentarias, presencia de fósiles. Las observaciones de estos se tomaron en intervalos de cada 10 centímetros. En total se levantaron 223,02 metros de espesor estratigráfico.

1.3.3 Análisis de muestras

Las muestras obtenidas en campo se analizaron macroscópicamente de forma parcial durante este mismo y posteriormente fueron descritas de manera más detallada en los estereoscopios del laboratorio de geología de la Universidad EAFIT, en la ciudad de Medellín. En cuanto al tamaño de los sedimentos en la roca se utilizó la escala de Wentworth (1922) y para la clasificación textural se utilizó la propuesta por Folk (1974).

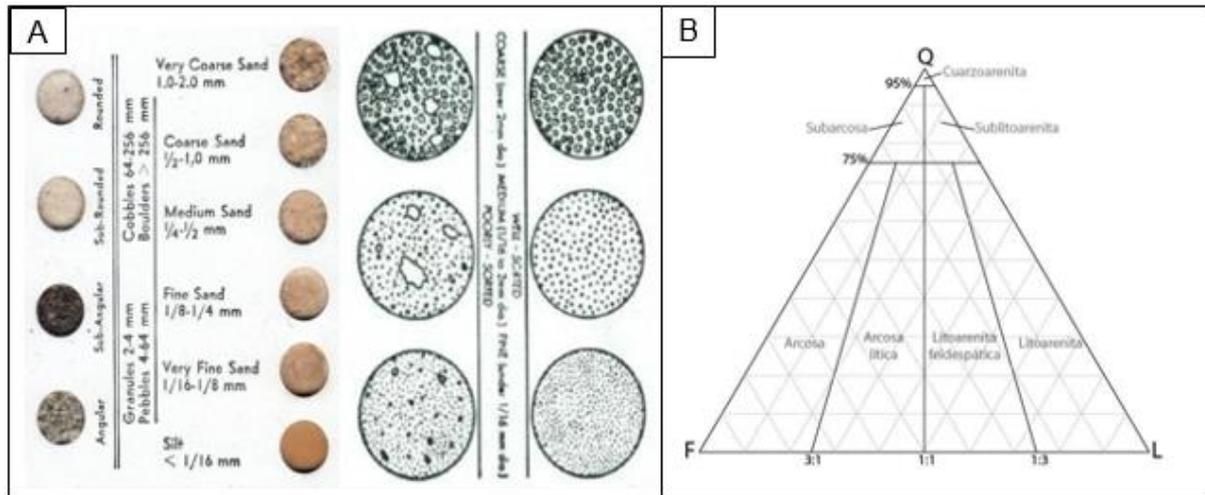


Figura 1. A. Escala granulométrica de rocas siliciclásticas (Wentworth, 1922). B. Clasificación de areniscas según Folk (1974). Tomado y modificado de Castillo y Soto (2017).

1.3.4 Elaboración de columna sedimentaria

La columna estratigráfica es el principal insumo para la elaboración de este trabajo y fue realizada en el software R (R Core Team, 2017) usando la herramienta SDAR (Ortiz et al. In Prep). En esta se observan características propias de cada estrato, tales como: Litología, espesor individual y acumulado, composición en porcentajes, tipo de contactos, presencia de fósiles y textura propia de la roca.

1.3.5 Interpretación de datos y definición de paleo-ambientes de acumulación

Utilizando la información obtenida a partir de la realización de la columna estratigráfica (Litología, estructuras sedimentarias, colores, contenido de materia orgánica, material volcánico), se definieron y analizaron las litofacies con base a Miall (2006).

1.3.6 Resultados

El uso adecuado de la metodología establecida para la elaboración de este proyecto de investigación, permitió determinar los posibles ambientes de acumulación que tuvieron lugar durante la transición de las formaciones Amagá y Combia

1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El conocimiento de los paleoambientes de acumulación de las formaciones Amagá y Combia ha sido materia de estudio a lo largo del tiempo. En trabajos tales como el de Blandón Montes (2006), que a partir del análisis de la materia orgánica en sedimentos, se sugiere un ambiente de condiciones estuarinas o delta inferior para la Formación Amagá. Por otra parte Pérez (2005) definió paleoambientes continentales de baja energía tipo lacustre, controlado por corrientes meándricas y erupciones volcánicas para la Formación Combia a partir del análisis de litofacies y análisis de palinofacies. Según lo anterior se deduce que tales formaciones han sido estudiadas en cuanto a sus paleoambientes de manera separada, ocasionando una falta de entendimiento sobre la transición en la acumulación de estas formaciones, generando una problemática para la comprensión de la geología cenozoica del Suroccidente antioqueño y sus implicaciones en el potencial de generación de carbón en la Formación Amagá.

1.5 LOCALIZACIÓN

La sección estratigráfica levantada y analizada, en la que se encuentran aflorando las formaciones Amagá (miembro superior) y Combia (miembro inferior), se encuentra a lo largo de la quebrada La Táparo (5°59'17.94" N, 75°44'32.71" W), ubicada al norte del municipio de Venecia, suroccidente antioqueño (Figura 2).

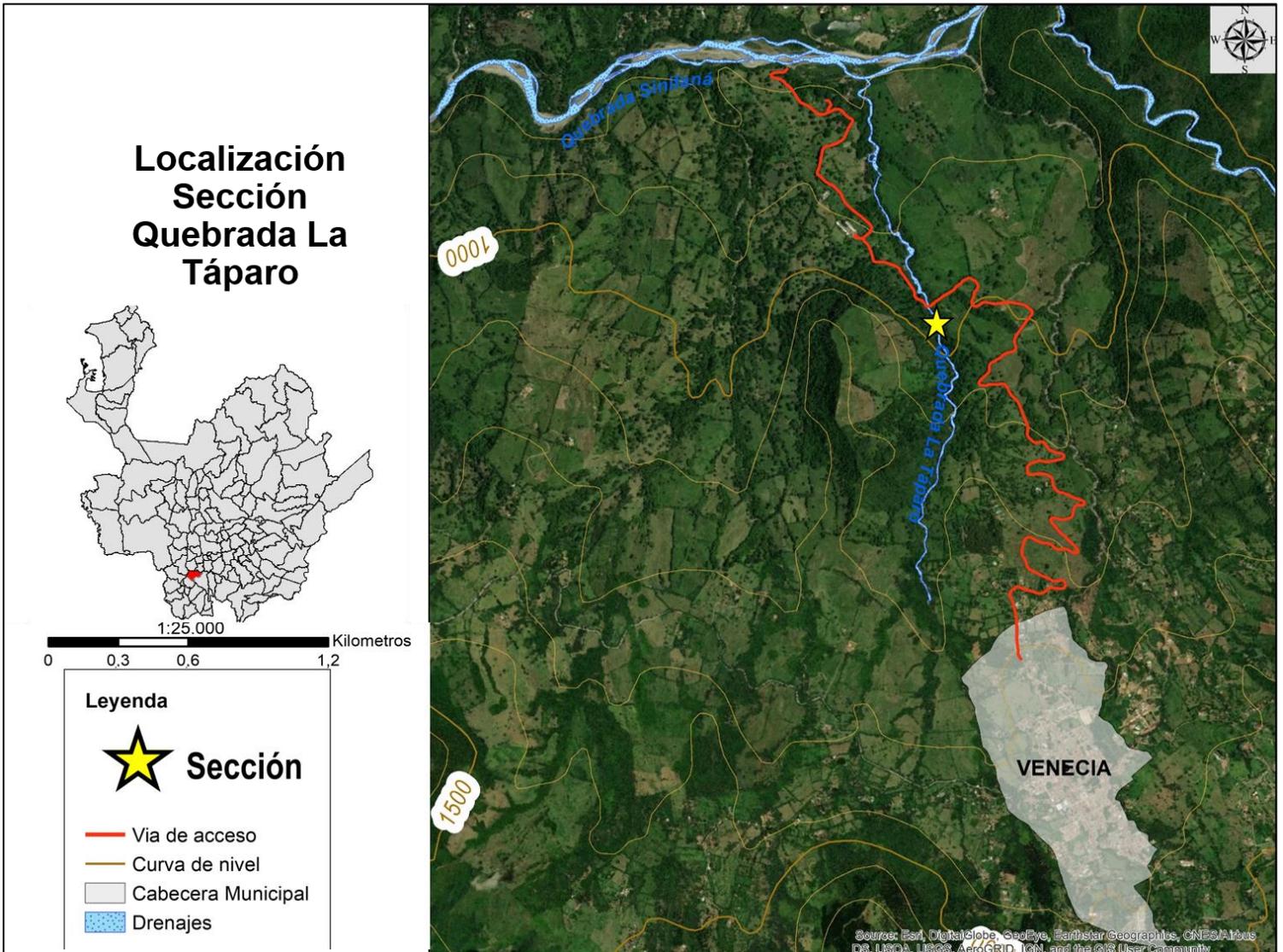


Figura 2. Mapa de localización zona de estudio.

2 MARCO GEOLÓGICO

Las rocas sedimentarias y vulcanosedimentarias del Paleógeno tardío – Neógeno que se encuentran aflorando en la zona de estudio, corresponden a la subcuenca Amagá que hace parte de la cuenca ACP (Figura 3), la cual representa una cuenca sedimentaria cenozoica alargada hacia el norte, delimitada por las grandes fallas transcurrentes que forman el Sistema de Fallas Cauca Romeral (SFCR), en donde la falla de Romeral separa la cuenca del ACP de la Cordillera Central (López, M. C. 2006), y marca el límite entre el relleno sedimentario Cenozoico, las rocas metamórficas Paleozoicas y los complejos de cuerpos cretácicos con afinidad oceánica. A lo largo de la sutura de Romeral, se sugiere un fallamiento inverso y desplazamiento dextral que da origen a la Cuenca Amagá (Sierra y Marín-Cerón, 2011).

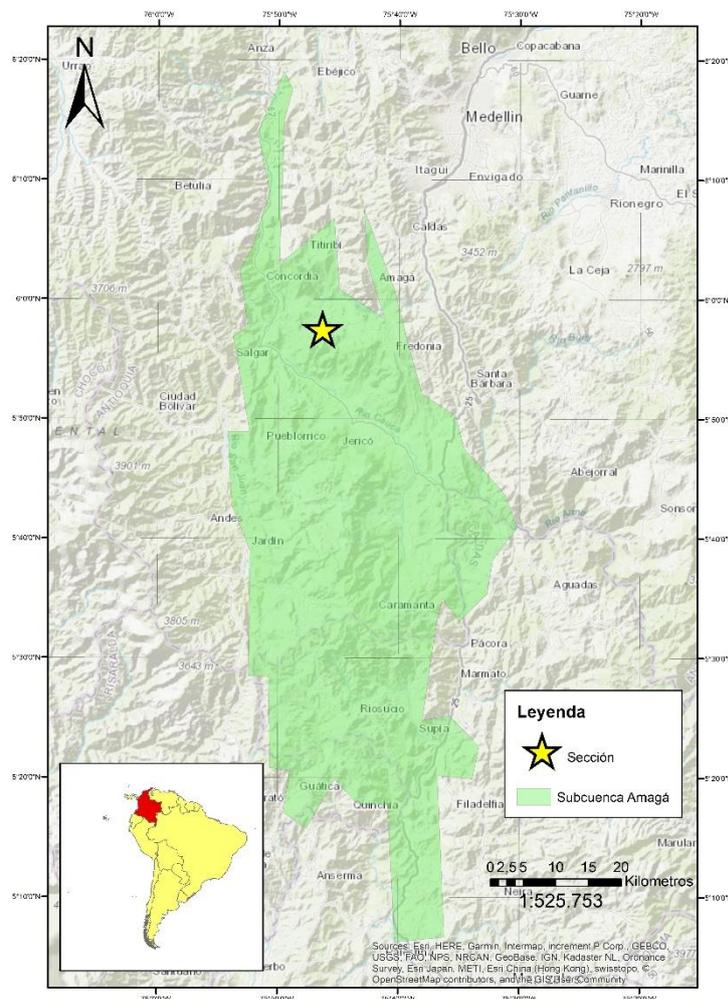


Figura 3. Subcuenca Amagá.

Durante el Jurásico tardío - Cretácico temprano hacia el oeste de la Cordillera Occidental específicamente la región pacífica, se dio un proceso de subducción oblicuo por la placa de Farallones (oceánica) y Suramericana (continental) que llevó a la formación de un arco magmático en la protocordillera Central, el fallamiento de Romeral y la formación de una cuña de acreción en el océano (Lozano y Zamora, 2014), esto posiblemente pudo formar el basamento de la cuenca (Sierra y Marín-Cerón, 2011), correspondiente al complejo heterolítico de Amaime que representa un apilamiento tectónico de basaltos oceánicos y sedimentos, depósitos de trinchera y secciones de ofiolitas desmembradas (Barrero y Laverde, 1998), incluyendo lavas almohadilladas y masivas de composición basáltica afectadas localmente por intrusiones granitoides (Nivia, 1989). Durante el Cretácico tardío tuvo lugar una segunda subducción que formó un arco de islas intra-oceánico y una cuenca oceánica remanente, en la que se continuó con el relleno sedimentario de la cuenca y el levantamiento de la protocordillera Central; tal relleno sedimentario con influencia volcánica corresponden a la Formación Quebradagrande (Lozano y Zamora, 2014).

El intervalo Cretácico tardío - Paleógeno temprano se caracterizó por ambientes de acumulación marinos y volcánicos dados en condiciones tectónicas lideradas por la acreción de la cordillera occidental que generó un cambio en la zona de subducción, lo que es evidenciado por la migración del arco magmático hacia el oeste, generando numerosos emplazamientos de cuerpos intrusivos tales como plutones y stocks (Pindell y Barrett, 1990). Durante el Paleógeno temprano-medio, también toma lugar la generación de fallas de rumbo del SFCR, en el que se crea la sub-cuenca Amagá con el inicio de la sedimentación continental (Sánchez et al., 2015) (Figura 4).

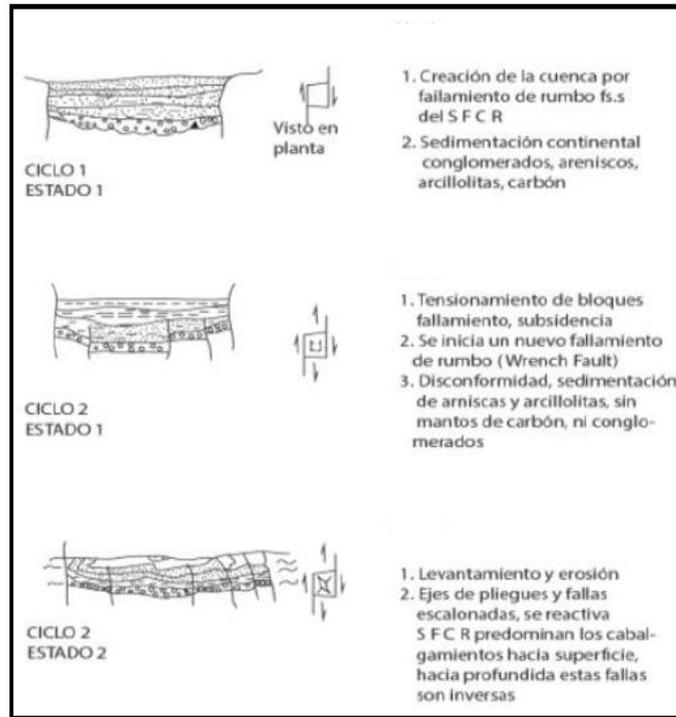


Figura 4. Evolución estructural hipotética dividida en ciclos de la sub-cuenca Amagá con los respectivos eventos estructurales y sedimentarios. Tomado y modificado de Sánchez (1991).

Entre el Paleógeno medio y Neógeno temprano, más específicamente en el transcurso del Oligoceno al Mioceno, se presentaron esfuerzos transtensionales en el sistema de fallas Romeral, las cuales dieron lugar a la formación de depresiones que posteriormente formaron lo que se denomina cuencas pull-apart (Alfonso et al., 1994; Sierra, 1994), generando un cambio en el o los tipos de ambientes de sedimentación, pasando a tener marinos con influencias turbidíticas, marinos someros, y la entrada de ambientes continentales como aluviales y fluviales, evidenciados en las formaciones Peña Morada y Mosquera descritas por León., et al. (1973) y Martínez y Rubio (1991) respectivamente. Además de esto, avanzó la evolución estructural y sedimentaria de la sub-cuenca Amagá, adquiriendo forma de cuenca pull-apart con reactivación de fallas de rumbo, procesos de subsidencia, en los que se acumularon sedimentos netamente continentales (Sánchez et al., 2015) (Figura 5), propios de la Formación Amagá con alta influencia fluvial y levemente transicional (océano – continente).

Posteriormente, durante el Mioceno tardío - Plioceno la colisión del arco de Panamá generó el cierre de la cuenca en la parte norte, lo que facilitó la acumulación de formaciones del Neógeno. Durante este intervalo, la actividad volcánica y tectónica fue importante en el control de la sedimentación, sin embargo continuó la sedimentación fluvial (Hincapié et al., 2009), en donde la mayor evidencia es el proceso de acumulación de rocas volcánicas y volcanosedimentarias de la Formación Combia debido a la migración del cinturón magmático hacia el margen occidental de Colombia entre aproximadamente 10 y 6 Ma (López et al., 2006). Además de los eventos de sedimentación, la tectónica generó esfuerzos comprensivos asociados a la acreción del Bloque Chocó, el cual deformó las cuencas pull-apart formadas en el límite Oligoceno-Mioceno (López et al., 2006), formando pliegues isópacos y escalonados, junto a fallamientos inversos en sub-cuencas como la Amagá (Figura 4, ciclo c) (Sánchez et al., 2015). Producto de este régimen compresivo se dio un cambio de sentido o inversión en los esfuerzos en el sistema de Fallas Romeral que también puede estar asociado con un cambio en el ángulo de subducción, producto del choque del Bloque Panamá hacia el SE contra el Bloque Andino (Toro y Osorio, 2005).

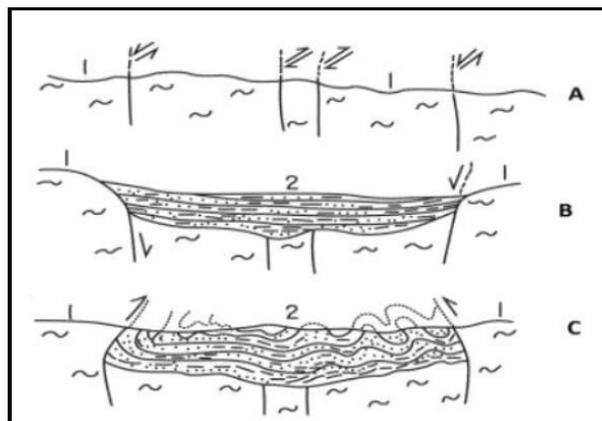


Figura 5. Evolución de la cuenca Amagá mostrando los tres principales ciclos. A – Final del Cretáceo-Principio del Terciario: Fase tectónica con formación de fallas de rumbo. B– Oligoceno-Mioceno Temprano. Movimientos tensionales: fallas normales sedimentación del Terciario carbonífero de Amagá. C- Mioceno Medio: Fase tectónica con fallas inversas y pliegues isópacos. 1-Basamento Preterciario. 2- Sedimentos Oligo-Mioceno. Tomado de Sánchez et al., (2015).

3 PETROGRAFÍA MACROSCÓPICA

De base a techo de la sección levantada, se tomaron 18 muestras correspondientes a las más representativas de las capas observadas. Tales muestras corresponden en términos generales a rocas siliciclásticas que fueron clasificadas de manera más puntual según el diagrama QFL de Folk (1974) (Figura 6).

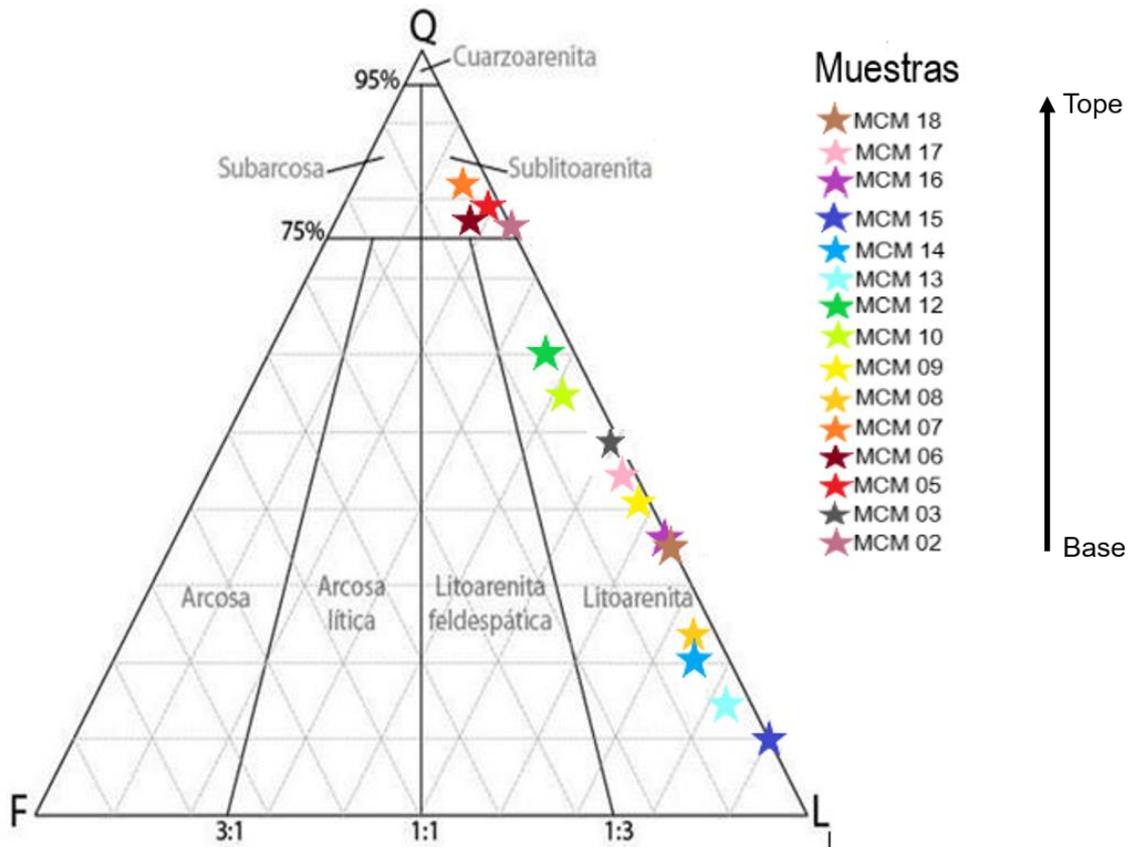


Figura 6. Clasificación composicional según Folk (1974) para las muestras estudiadas.

Las muestras analizadas son descritas a continuación de base a tope, éstas fueron seleccionadas ya que muestran las características principales de la sección, en el anexo b se encuentran los formatos utilizados para realizar la caracterización de cada una de las muestras aquí mencionadas.

- **Muestra MCM 01 (1,54 m)**

Limolita con presencia de materia orgánica, presenta bajo grado de meteorización y dentro de esta se pueden observar fragmentos líticos aislados de mayor tamaño a los granos principales pero no superan un centímetro, estos líticos son principalmente de rocas sedimentarias (e.g. chert).

- **Muestra MCM 02 (4,23 m)**

Roca siliciclástica clasificada como arenisca muy fina de coloración amarillenta. Según Folk (1974), es una sublitoarenita por tener 75,84% de cuarzo y 24,16% de fragmentos líticos. Presenta bajo grado de meteorización, carece de bioturbación y tiene laminación paralela.

- **Muestra MCM 03 (7,10 m)**

Arenisca de grano medio de coloración amarillenta, con presencia de líticos, cuarzo, materia orgánica y granates. Según Folk (1974), es una litoarenita por tener 51% de fragmentos líticos y 49% de cuarzo, el grado de meteorización es alto a medio. Se encuentra moderadamente seleccionada.

- **Muestra MCM 04 (13,40 m)**

Roca sedimentaria siliciclástica clasificada como lodolita de coloración grisácea y un color amarillento producto del avanzado grado de meteorización, no se encuentra bioturbada y no reacciona al HCL.

- **Muestra MCM 05 (17,20 m)**

Arenisca de grano fino compuesta por líticos, cuarzo, materia orgánica y venillas de yeso de hasta 0.5 cm de espesor, bien seleccionada. Según Folk (1974), es clasificada como sublitoarenita, representada por 78% de cuarzo y 22% de líticos, carece de bioturbación y está moderadamente meteorizada.

- **Muestra MCM 06 (151,47 m)**

Arenisca de grano medio de coloración grisácea que está compuesta por cuarzos, líticos y carbón. Se consideró como sublitoarenita ya que está conformada por 76% de cuarzo y 24% de líticos. En cuanto al carbón presentan tamaños de hasta 5 cm y

están bien redondeados especialmente los que superan 2 cm, además hay fragmentos menores a 1 cm que se encuentran en bandas que muestran imbricación. Presenta mala selección.

- **Muestra MCM 07 (151,79 m)**

Arenisca de grano fino a medio, moderadamente seleccionada considerada como sublitoarenita según Folk (1974) compuesta por cuarzo en un 82%, líticos 16%, feldespato 2%, materia orgánica, granates y posiblemente sulfuros (?). Presenta un bajo grado de meteorización y ninguna evidencia de bioturbación.

- **Muestra MCM 08 (156,60 m)**

Arenisca conglomerática de fábrica clastosoportada, mal seleccionada clasificada según Folk (1974) como litoarenita pues está conformada por 75% de líticos, 18% cuarzo y 7% de feldespato, en el caso de los fragmentos líticos son principalmente de procedencia sedimentaria que presenta tamaños de hasta 0.5 cm, principalmente chert negro, la matriz es de la misma composición de los clastos pero su tamaño es de arenisca fina.

- **Muestra MCM 09 (163,44 m)**

Arenisca de grano fino compuesta por cuarzo y líticos clasificada como litoarenita puesto los líticos representan el 42% de la muestra y el cuarzo el 58%, se encuentra moderadamente meteorizada y presenta buena selección, los fragmentos líticos son principalmente de origen sedimentario.

- **Muestra MCM 10 (163,58 m)**

Arenisca media de coloración grisácea con presencia de cuarzo, líticos, materia orgánica, biotita, feldespato, granates y pirita. Presenta una selección moderada a mala y según Folk (1974) es clasificada como una litoarenita ya que los líticos representan el 42%, cuarzo 54% y feldespato el 4% de la muestra, además presenta bajo grado de meteorización.

- **Muestra MCM 11 (163,69 m)**

Roca siliciclástica clasificada como lodolita de color amarillento, moderadamente meteorizada, no presenta ningún tipo de bioturbación y no reacciona al HCL.

- **Muestra MCM 12 (165,13 m)**

Arenisca gruesa de color grisáceo moderadamente seleccionada, compuesta por cuarzo en un 60%, 4% de feldespatos y 36% de líticos, por esto es clasificada como litoarenita, presenta bajo grado de meteorización. La presencia de granates de variedad piropo es notoria en la muestra.

- **Muestra MCM 13 (165,96 m)**

Arenisca muy gruesa mal seleccionada, de coloración grisácea clasificada como litoarenita según (1974) ya que el 82% de la muestra son líticos, 15% cuarzo y 3% feldespatos además de contener granate variedad piropo. Está moderadamente meteorizada y no presenta bioturbación.

- **Muestra MCM 14 (167,0 m)**

Arenisca muy gruesa a conglomerática de coloración grisácea, mal seleccionada, compuesta por cuarzo, líticos, feldespato, carbón, granate, pirita y clasificada según Folk (1974) como una litoarenita puesto el cuarzo representa el 20%, los feldespatos el 5% y los fragmentos líticos el 75%, adicionalmente los granates representan el 15% de los fragmentos líticos.

- **Muestra MCM 15 (168,64 m)**

Esta muestra es de la matriz de los conglomerados presentes hacia el tope de la sección. Es definida como arenisca media, moderadamente seleccionada, compuesta por cuarzo, líticos y granates. Es clasificada según Folk (1974), como litoarenita puesto el 90% corresponde a líticos y el 10% cuarzo. Los fragmentos líticos son principalmente de origen ígneo, los granates son abundantes en la muestra.

- **Muestra MCM 16 (220,79 m)**

Arenisca muy fina, bien seleccionada de coloración grisácea compuesto por cuarzo, líticos y materia orgánica que fue clasificada como litoarenita por ser 62% de líticos y

38% de cuarzo. Está moderadamente meteorizada, no reacciona al HCL y no presenta bioturbación.

- **Muestra MCM 17 (221,5 m)**

Arenisca fina a media de coloración amarillenta, mal seleccionada, compuesta por cuarzo, fragmentos líticos y materia orgánica. Es clasificada según Folk (1974), como una litoarenita puesto es representada por el 54,7% de líticos y el 45,3% de cuarzo. Presenta bajo grado de meteorización.

- **Muestra MCM 18 (222,29 m)**

Arenisca conglomerática, mal seleccionada, compuesta por líticos, cuarzo, feldespato, biotita, clasificada según Folk (1974) como litoarenita, representada en 64% de líticos y 36% de cuarzo. Presenta bajo grado de meteorización, contiene granates y lentes de aproximadamente 1 cm de materia orgánica, posiblemente bitumen.

4 SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA

Sobre la quebrada La Táparo, ubicada en el municipio Venecia, Antioquia, se realizó el levantamiento de la sección estratigráfica desde la base al tope de las formaciones Amagá y Combia que allí afloran.

Con base en las caracterizaciones litológicas realizadas en campo, el análisis y clasificación petrográfica a escala macro, se llevó a cabo la siguiente descripción de las rocas y estructuras sedimentarias de los estratos que componen la sección estratigráfica. Cabe destacar que a lo largo de la descripción de la columna, los datos estructurales son dados en términos de buzamiento/dirección de buzamiento.

4.1 DESCRIPCIÓN

Se levantaron 223,02 metros de sección estratigráfica (Anexo 1), en donde los primeros **1,72 metros** de la sección corresponden a la base, compuesto por limolitas intercaladas con lentes de areniscas de grano fino (Figura 7a), además de presentar estratificación cruzada. La orientación de la estratificación es de 26/243. Este estrato se encuentra subyaciendo un cubierto de 1,15 m de espesor que va hasta los **2,87 m**, correspondiente a la capa 2 (Figura 7b).

A los **2,87 m** aparece una arenisca de grano fino intercalada con lodolita (Figura 7a, capa 3). Se caracteriza por presentar laminación cruzada (Figura 7c). La orientación del estrato es de 26/243, el cual se encuentra en contacto gradacional con un estrato de lodolitas (Figura 7d) a los **5,39 m** de 1,20 m de espesor, orientada igualmente que la capa que la infrayace.



Figura 7. A. Corresponde al afloramiento (capa 1, capa 2, capa 3 y capa 4), B. Intercalación limolitas con lentes de areniscas, C. Areniscas con laminación cruzada, D. Lodolitas.

Entre los **6,59 m** y **7,74 m**, suprayaciendo en contacto planar las anteriores lodolitas, se encuentran litoarenitas de grano fino a medio (Figura 9a), la cual posiblemente presente cambio lateral de facies, evidenciado por la socavación de la quebrada en el afloramiento (Figura 9b), además de laminación planar. Hacia la parte socavada, se observa materia orgánica y meteorización esferoidal en limolitas. La orientación del estrato es 30/235, el cual está en contacto planar con unas lodolitas de 8,25 m de espesor (**7,74 - 15,99 m**) (Figura 10, capa 6), orientadas a 30/265, en donde tal orientación va hasta los **18,49 m**.



Figura 9. A. litoarenitas, B. socavamiento del afloramiento.



Figura 10. Afloramiento lodolitas (capa 6) y sublitoarenitas (capa 7).

A partir de los **15,99 m** hasta los **18,49 m** aparece un estrato de sublitoarenita de grano fino a medio (Figura 10 capa 7 y Figura 11a) en contacto planar con las anteriores lodolitas y contacto cubierto con un espeso cubierto que las suprayace. Estas se caracterizan por presentar venas y venillas de yeso entre 4 mm y 3 cm de espesor (Figura 11b). Hacia el tope presenta un lente de lodolitas de aproximadamente 80 cm de espesor. Hasta los **150,49 m** se encuentra un extenso cubierto que comprende aproximadamente 132 metros de espesor, caracterizándose por presentar distintos eventos que cubrieron, o bien sea, borraron el registro de la continuación de la sección estratigráfica; tales eventos son: deslizamientos, fuerte socavamiento de la quebrada, cobertura vegetal densa e intervenciones antrópicas (Figura 12).



Figura 11. A. Sublitoarenitas, B. venilla de yeso en sublitoarenitas.

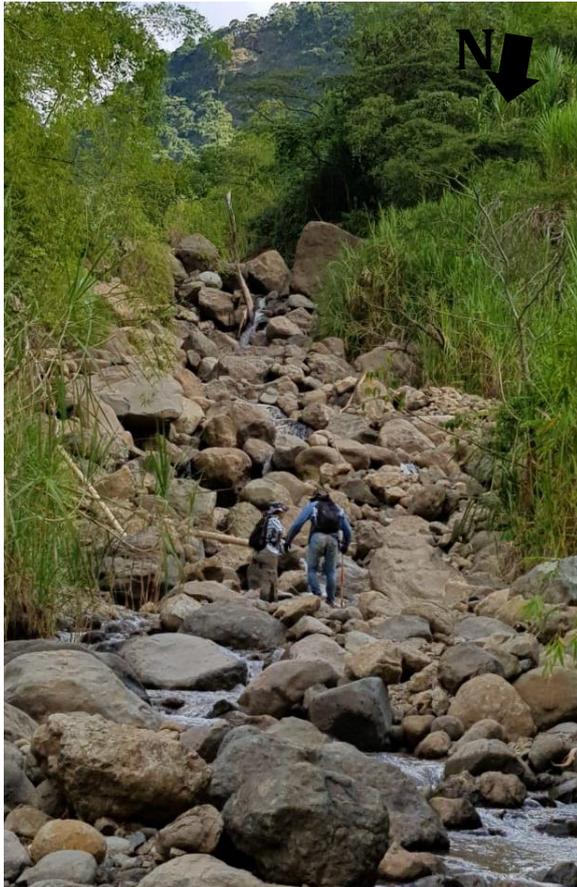


Figura 12. Depósito de bloques.

Posterior al cubierto, hasta el metro **151,54** se presentan sublitoarenitas de grano medio a grueso (Figura 13a), contiene clastos localizados de carbón y sedimentarios (Figura 13b) subredondeados de tamaño guijos y guijarros en una matriz arenosa, los cuales aumentan de tamaño hacia el tope. El estrato presenta gradación inversa yendo desde tamaño de areniscas de grano medio a grueso, hasta areniscas de grano muy grueso a gránulos, matriz soportada, pobremente seleccionada, con clastos subredondeados. Está orientado 41/240, en contacto planar con sublitoarenitas de grano fino a medio encontradas hasta los **152,29 m**, con granos bien redondeados y muy buena selección, clastos localizados de lodolitas y clastos retrabajados de carbón, además de presentar estratificación cruzada. Estas areniscas tienen la misma orientación que las que la están subyaciendo (41/240), en donde tal orientación va hasta los **156,16 m**.



Figura 13. A. Sublitoarenitas, B. Sublitoarenitas con clastos de materia orgánica y sedimentarios (punto rojo).

Los siguientes 1,30 m (**152,29 - 153,59 m**), corresponden a areniscas conglomeráticas de grano muy grueso a gránulos, clasto soportada, moderadamente seleccionada, con madurez variada debido a que los clastos van desde redondeados a angulosos, en una matriz de arenisca de grano fino (Figura 14a, b).

Sobre un contacto planar entre los **153,59 m** y los **156,16 m** se dispone un estrato de conglomerados clasto soportados, de tamaño de grano de guijarros a guijos, con gradación inversa, yendo de guijarros - guijos hasta guijos - cantos, mal seleccionados, clastos redondeados en una matriz de arenisca fina (Figura 14c). Este estrato está en contacto gradacional con areniscas conglomeráticas (Figura 15a, b) de grano muy grueso a gránulos de 30 cm de espesor (**156,16 m - 156,46 m**), matriz soportada, pobremente seleccionada, granos subredondeados y matriz compuesta de arenisca fina, con clastos imbricados de materia orgánica. Se caracteriza por presentar un cambio lateral de facies, pasando de ser matriz soportado a clasto soportado (Figura 17a). Se encuentra orientado 30/230, presentándose tal orientación hasta los **163,41 m**.

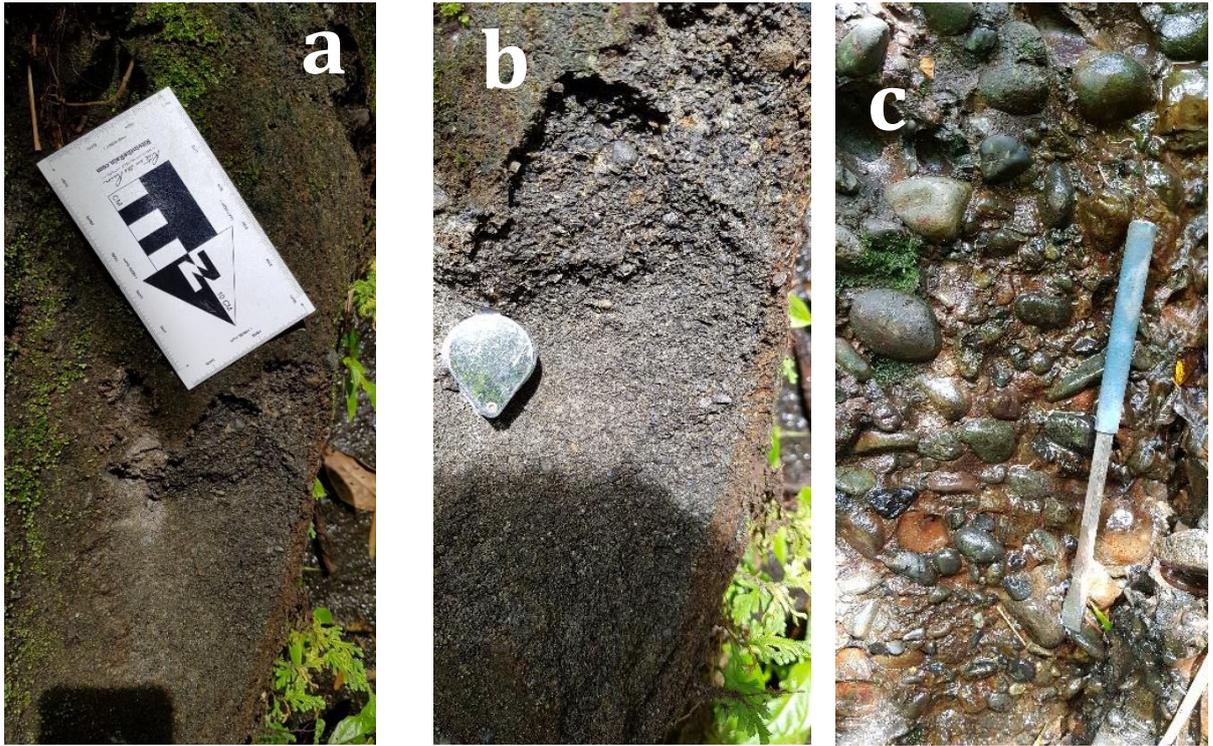


Figura 14. A, B. Areniscas conglomeráticas, C. Conglomerados.



Figura 15. A, B. Areniscas conglomeráticas matriz soportadas.

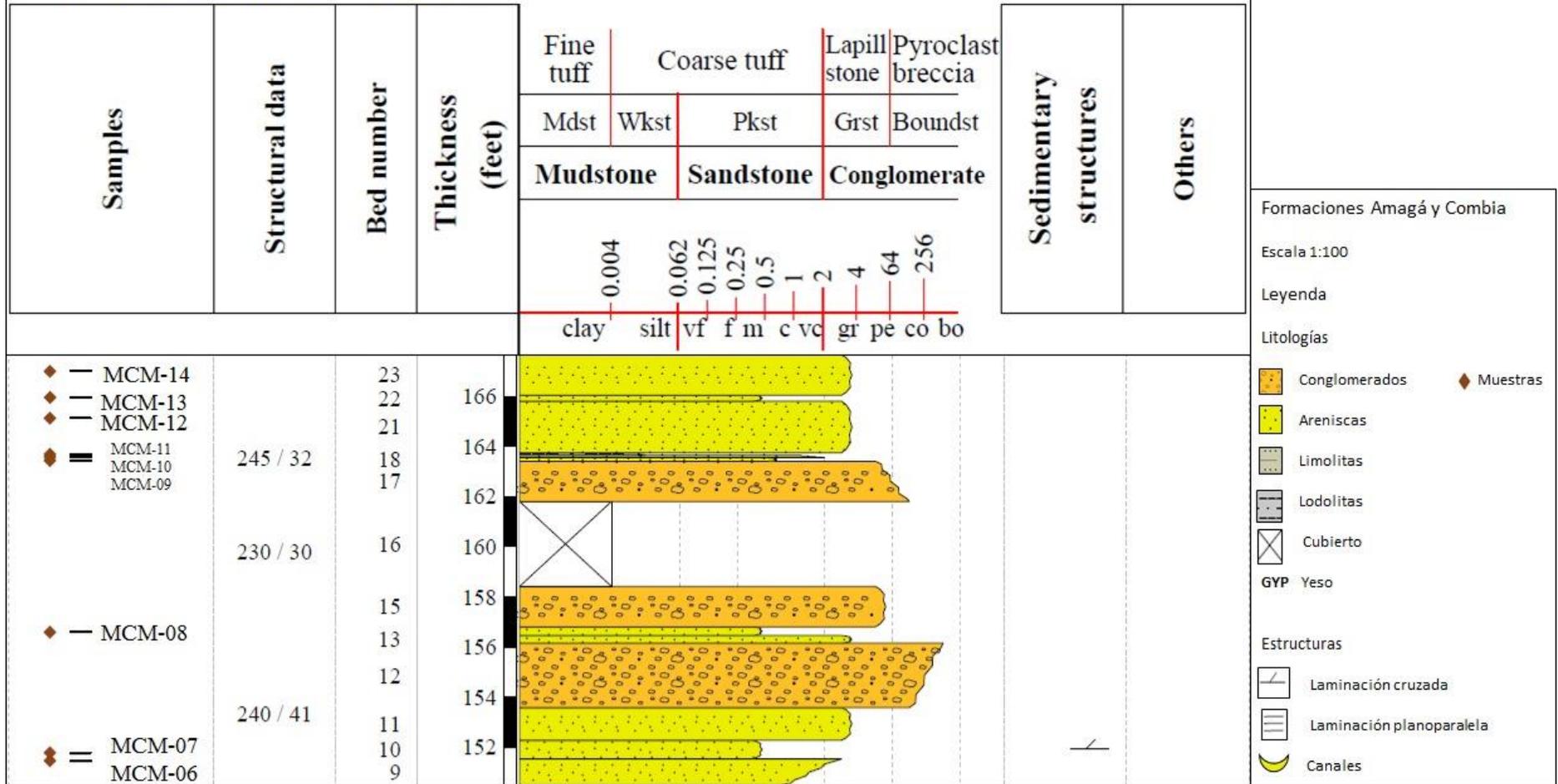


Figura 16. Sección estratigráfica desde los 151,54 hasta 167,66 m.

Con un espesor de 35 cm (**156,46 m - 156,81 m**), un estrato de litoarenita de grano fino a medio se encuentra en contacto planar con la anterior capa, caracterizado por presentar clastos localizados de materia orgánica, con tamaño entre 3 y 10 cm (Figura 17b).

Suprayaciendo la anterior capa, está un estrato que va desde **156,81 m** hasta **158,42 m**, compuesto por conglomerados clasto soportado, con tamaño de gránulos a guijos subangulares, pobremente seleccionado y matriz de arenisca fina (Figura 17c). En contacto cubierto, se encuentra suprayaciendo un cubierto de 3,39 m de espesor, yendo hasta los **161,81 m**. Luego se presentan nuevamente conglomerados hasta los **163,41 m**, con tamaño de grano guijos a guijarros, clastos subangulares en una matriz de arenisca fina, mala selección, clasto soportado, con gradación normal evidenciada por tamaños de granos que van desde guijarros - guijos a guijarros - gránulos (Figura 18a capa 9). Los clastos son de litología ígnea y sedimentaria.



Figura 17. A. Arenisca conglomerática a conglomerado clastosoportada (capa **12**),
B. Litoarenita, C. Conglomerados de gránulos a guijos.

En contacto gradacional con los anteriores conglomerados, entre los **163,41 m** y **163,56 m**, se presenta una litoarenita de tamaño de grano arenisca media de clastos subredondeados en una matriz de arenisca fina a muy fina, mala selección y contiene pirita (Figura 18a, capa 10). Este estrato se encuentra orientado 32/245. Posteriormente con un espesor de 9 cm (**163,56 – 163,65 m**) se presenta una capa de ignimbrita tobácea compuesta por matriz volcánica, líticos volcánicos y sedimentarios (en menor proporción, aproximadamente 2,25%), plagioclasa, anfíbol y granates (Díaz y Monsalve, comunicado verbal) (Figura 18a, capa 11). Suprayaciendo esta ignimbrita en contacto planar, se aprecian unas lodolitas (Figura 18a, capa 12) de 10 cm de espesor (**163,65 m - 163,75 m**) con contenido de materia orgánica, orientadas a 30/234 (Tal orientación va hasta los **220,27 m**). Entre los metros **163,41 a 165,81** se observa una falla inversa que se encuentra en el plano orientado a 80/345, como se observa en la figura 19, donde también se aprecia la deformación plástica de las lodolitas por la acción de la falla.

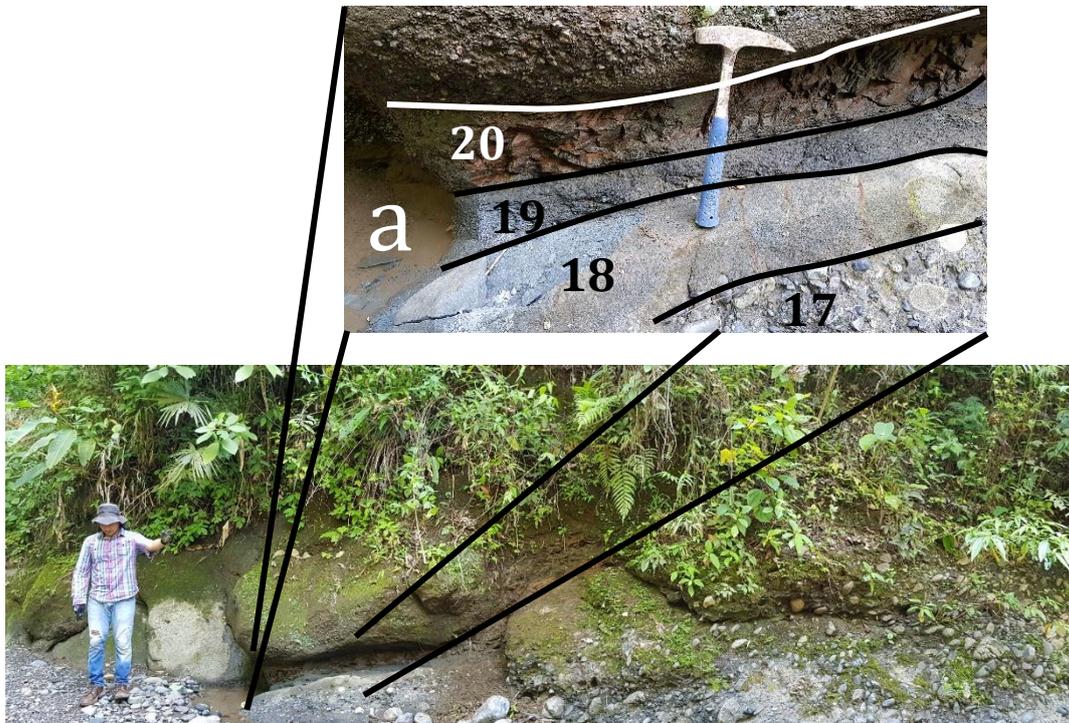


Figura 18. A. Capa 17: Conglomerados, capa 18: ignimbrita tobácea, capa 19: arenisca muy gruesa, capa 20: lodolitas.



Figura 19. Falla inversa.

A partir del metro **163,75** hasta el **165,81**, con un espesor de 2,06 m, se tiene un estrato de areniscas conglomeráticas (Figura 20a) clasificadas como litoarenitas según Folk (1974), de tamaño de grano muy grueso a gránulos subangulares en una matriz compuesta por lodolitas, moderadamente seleccionada y clasto soportada, con clastos sedimentarios e ígneos. Esta capa se caracteriza por presentar contenido de granates (Figura 20b). Hacia la base los clastos son mayoritariamente sedimentarios con respecto a los ígneos, a diferencia que hacia el tope, en donde los ígneos se presentan en mayor cantidad (Figura 20c, d). En contacto gradacional se encuentran litoarenitas de grano fino a medio (Figura 21a) con un espesor de 24 cm (**165,81 – 166,05 m**), con buena selección y redondez de los granos, característica por presentar materia orgánica. Luego se presentan desde el metro **166,05** al **167,66** en contacto gradacional nuevamente, areniscas conglomeráticas (Figura 21b) clasificadas según Folk (1974) como litoarenita, de tamaño de grano muy grueso a gránulos, granos subangulares en una matriz de arenisca de grano fino, pobremente seleccionada y clasto soportada. Presentan intercalación con areniscas de grano medio, además de que hacia el tope se encuentran clastos aislados ígneos y sedimentarios de hasta 20 cm. Cabe destacar que esta capa contiene granates.



Figura 20. A. Capa de areniscas conglomeráticas, B. Granates en las areniscas conglomeráticas, C. Mayor contenido de clastos sedimentarios, D. Mayor contenido de clastos ígneos (pórfidos).



Figura 21. A. Litoarenitas, B. Areniscas conglomeráticas.

En contacto planar se tiene una espesa capa de conglomerados (Figura 22, 24a, 25) que está localizada entre los **167,66 m** y **220,27 m** (Figura 23) con un espesor de 52,61 m. Presenta tamaño de grano de guijos a cantos subangulares en una matriz de arenisca media, con muy mala selección y clasto soportado, clasificada según Folk (1974) como litoarenita. A partir de **191,81 m** el tamaño de grano de la matriz pasa a ser arenisca fina, además de tener un color más oscuro (N1: Negro). Entre el metro **208,98** y **210,16** el tamaño de grano es de muy grueso a gránulos. La capa presenta granates que desaparecen hacia el tope y aparecen mineralizaciones de sílice en venillas y entre clastos. Adicionalmente al metro **212,46** se observa un canal representado por una capa (1m de espesor) de areniscas de grano medio con clastos de carbón hacia la base, los cuales están imbricados (Figura 24a, b, c). En el metro **215,96** nuevamente se encuentra un canal con las mismas características del anterior, diferenciándose por no presentar clastos de carbón (Figura 25).



Figura 22. Conglomerados masivos.

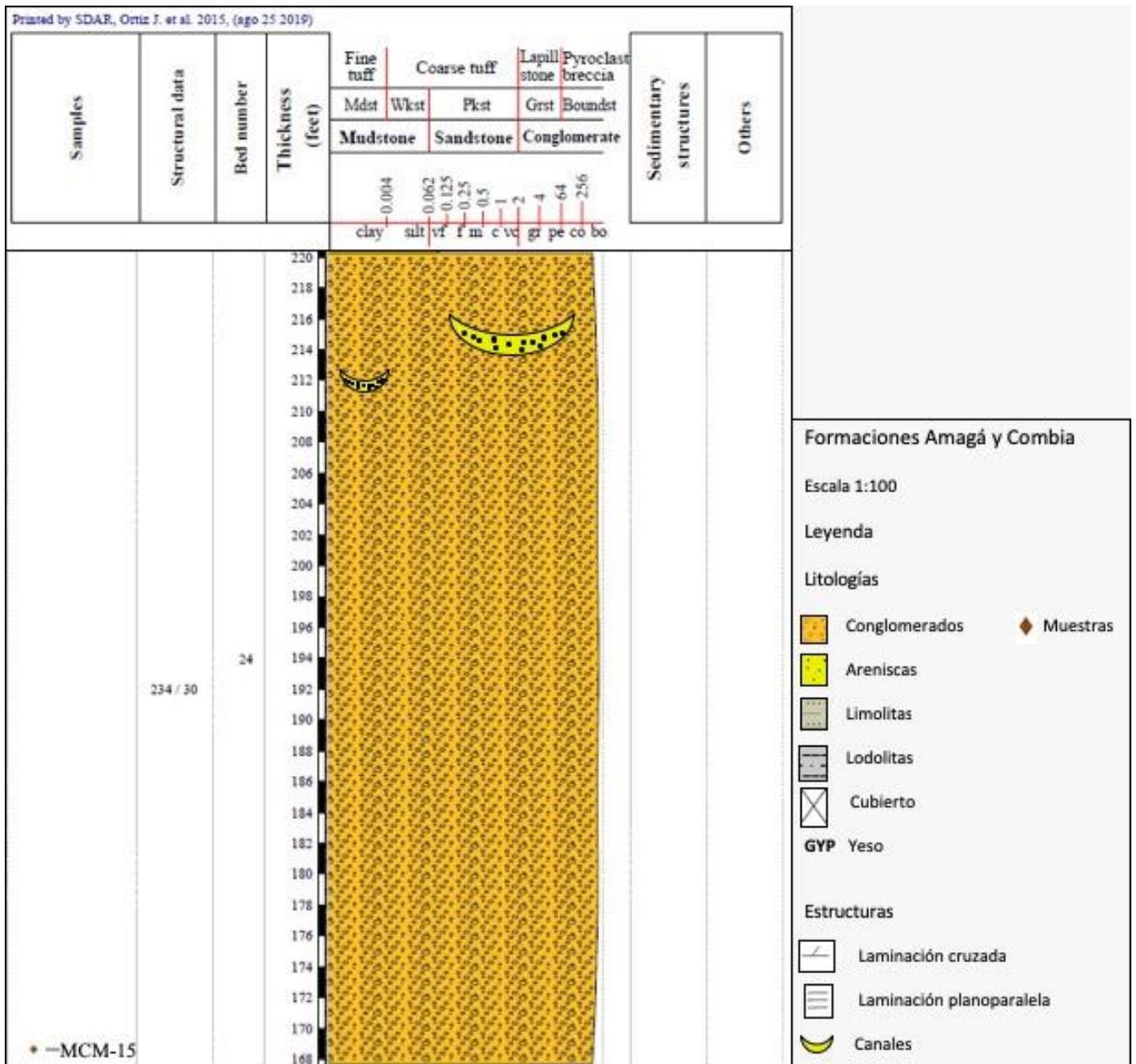


Figura 23. Sección estratigráfica del metro 167,66 al 220,27.

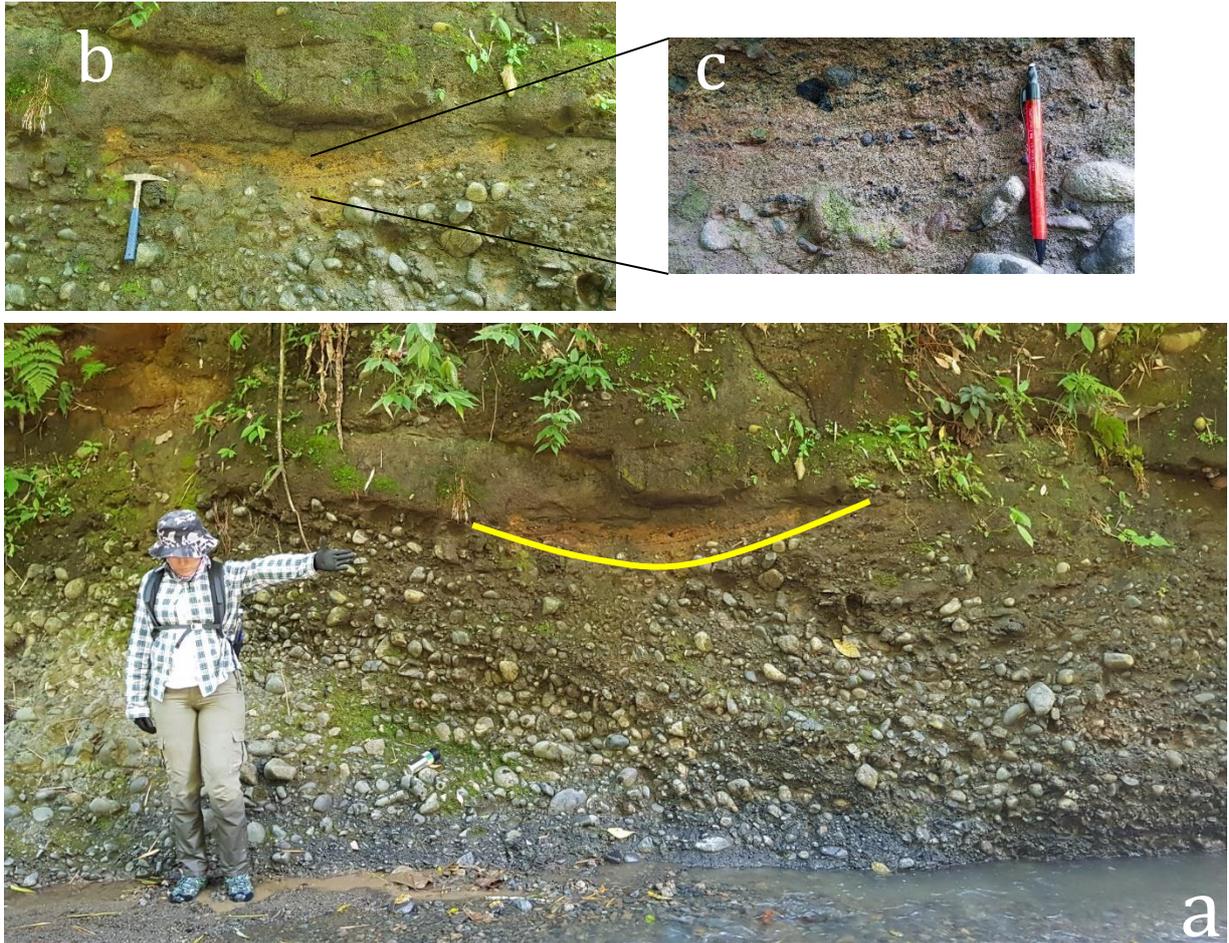


Figura 24. A. Conglomerados, la línea cóncava marca el canal, B y C. Areniscas de grano medio con clastos de carbón imbricados.



Figura 25. Canal. Marcado por la línea cóncava amarilla.

Sobre un contacto planar, desde los **220,27 m** hasta **221,72 m** se tiene una capa de litoarenitas (Figura 26a, capa 25) con tamaño de grano limo a arena muy fina, la cual contiene materia orgánica y lentes de bitumen menores a 1 cm, concentrados mayoritariamente en el contacto con la capa 18. El estrato se encuentra orientado 28/255.

En el techo de esta sección estratigráfica, entre los **221,72 m** y **223,02 m**, reposa una arenisca conglomerática (Figura 26a, capa 26) de tamaño de grano muy grueso a gránulo, con granos subangulares en una matriz lodosa, matriz soportada y pobremente seleccionada. Es característica por presentar lentes de materia orgánica ("bitumen") hacia la base (Figura 26b) y granates. La orientación es de 30/255.

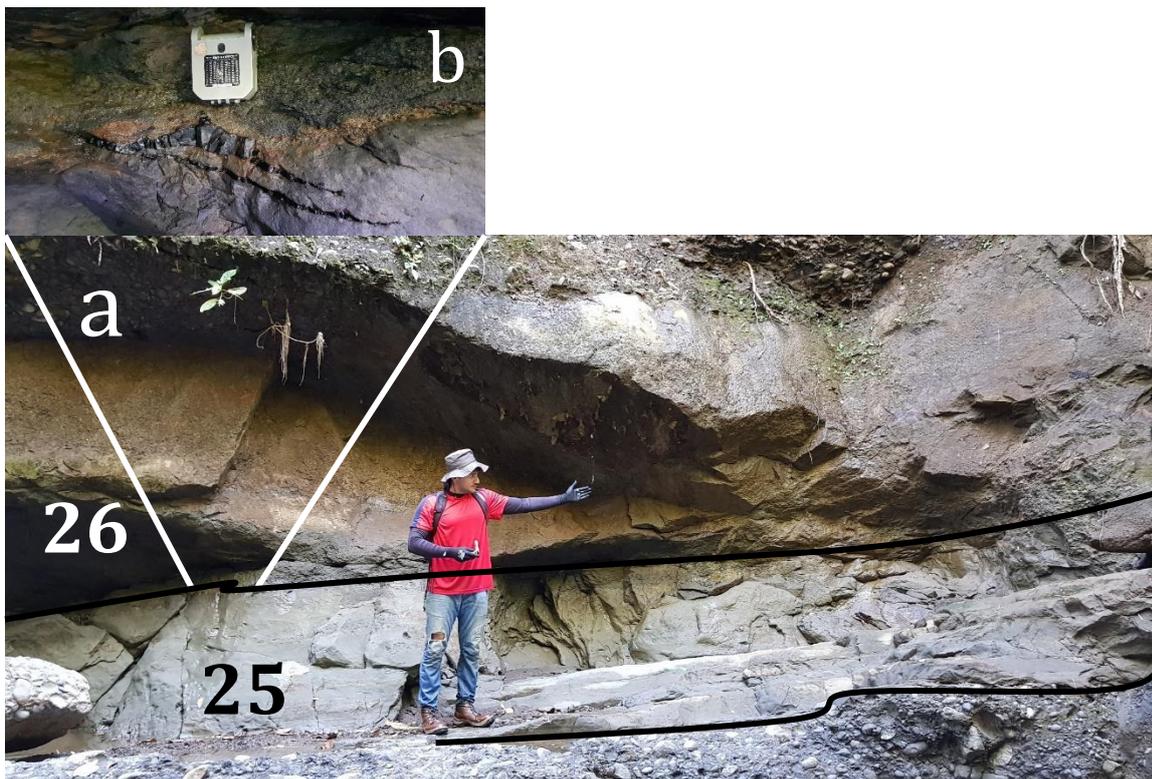


Figura 26. A. Capas **25**: Litoarenitas, **26**: Areniscas conglomeráticas, B. Lentes de materia orgánica (Posiblemente bitumen).

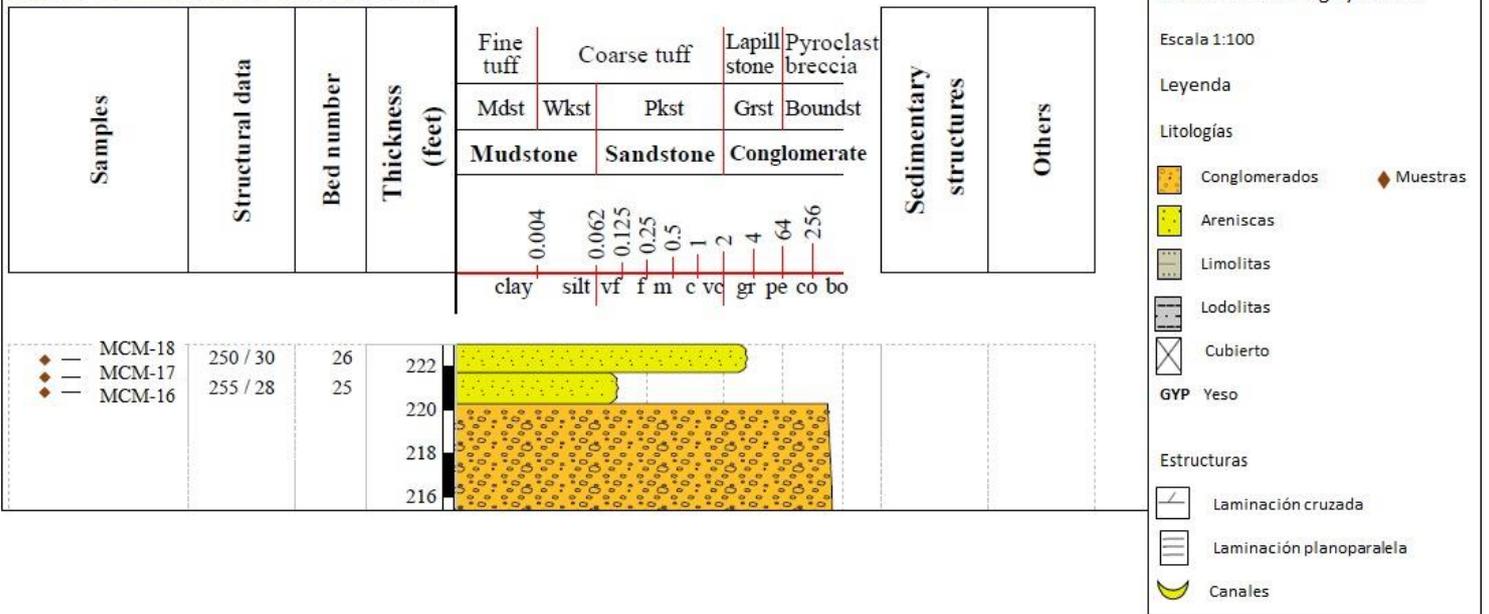


Figura 27. Sección estratigráfica del metro 220, 27 al tope (223,02).

5 AMBIENTES DE ACUMULACIÓN

Con base en las descripciones y clasificaciones realizadas previamente sobre los tipos de rocas de la sección, es posible determinar la relación que hay entre el tipo de litología y las facies sedimentarias con las condiciones físicas y químicas en las que estas rocas fueron acumuladas, permitiendo obtener de esto, el ambiente sedimentario. Según Walker (2006), las secuencias o asociaciones de facies se definen fácilmente como características de un entorno de depósito específico, lo cual también permite tener una imagen de los ambientes de acumulación.

5.1 DESCRIPCIÓN DE FACIES

A lo largo de la sección estratigráfica levantada en las formaciones Amagá y Combia se encontraron paquetes de estratos que son propios de las siguientes facies:

5.1.1 Ríos meándricos (F1)

- F1a: Limolitas intercaladas con areniscas finas.
- F1b: Intercalaciones de areniscas finas con lodolitas.
- F1c: Litoarenitas finas con laminación cruzada.

5.1.2 Llanuras de inundación distales (F2)

- F2a: Lodolitas masivas.

5.1.3 Canal abandonado (F3)

- F3a: Sublitoarenita de grano fino a medio, con venas y venillas de yeso.
- F3b: Lente de lodolitas rojizas de aproximadamente 80cm.

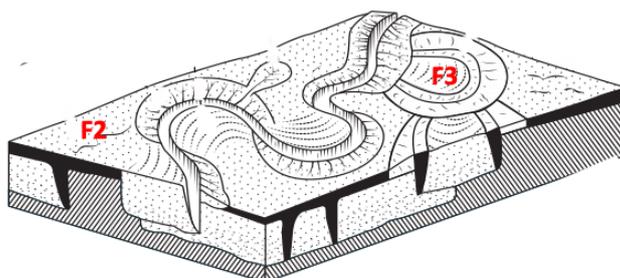


Figura 28. Ambiente de acumulación correspondiente a las facies F1, F2 y F3. Tomado y modificado de Allen (1970).

5.1.4 Ríos trenzados (F4)

- F4a: Sublitoarenitas medias a gruesas con gradación inversa, mal seleccionada, con intraclastos.
- F4b: Sublitoarenitas finas a medias con estratificación cruzada.
- F4c: Conglomerados clasto soportados con gradación inversa.

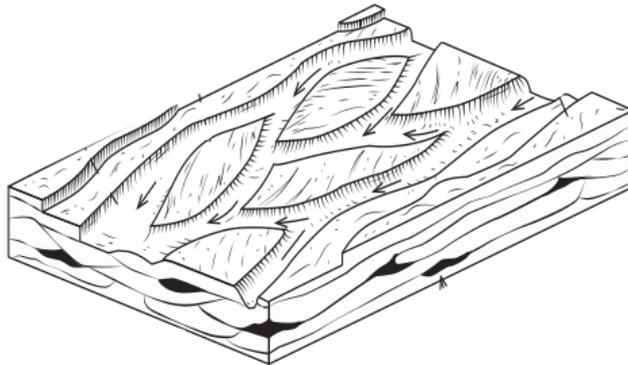


Figura 29. Facies de ríos trenzados. Tomado y modificado de Allen (1970).

5.1.5 Ríos trenzados en entorno volcánico (F5)

- F5a: Intercalación de material medio-fino con gruesos, evidenciado por litoarenitas de grano medio, areniscas muy gruesas y lodolitas.
- F5b: Litoarenitas conglomeráticas, mal seleccionadas con alto porcentaje de intraclastos sedimentarios e ígneos, y granates.
- F5c: Conglomerados espesos muy mal seleccionados, clastosoportado, con clastos ígneos y sedimentarios.
- F5d: Canales con base cóncava, de areniscas finas.

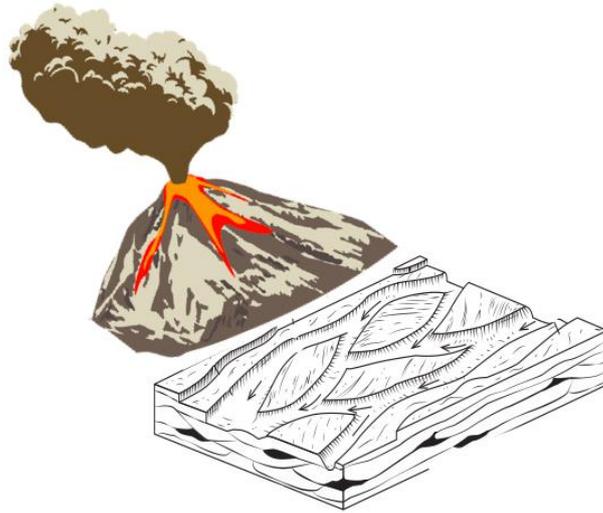


Figura 30. Facies de ríos trenzados en entorno volcánico. Tomado y modificado de Allen (1970).

5.2 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL

Teniendo en cuenta las litofacies definidas por Miall (2006), fueron identificadas las siguientes (Tabla 1) con el fin de asociarlas a las facies anteriormente mencionadas y proponer una reconstrucción paleoambiental.

Litofacies	Descripción	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Fl	Areniscas laminadas	Intercalaciones con limolitas	Depósitos de canales abandonados
Fl	Areniscas laminadas	Intercalaciones con lodolitas	Depósitos de bancas de ríos meándricos
Sr	Areniscas finas	Ripples de areniscas con laminación cruzada	Muestran cambios en el flujo principal de ríos meándricos.
Fm	Lodolitas	Estructura masiva	Llanuras de inundación distantes y/o estanques
Ss	Arenas de relleno	Masivas	Depósitos de barras de menor orden en un río trenzado
Gh	Gravas clastosoportadas	Estratificación horizontal	Depósitos de barras longitudinales en los ríos trenzados
Gcm	Gravas masivas clastosoportadas	Masivas	Depósitos de flujos de escombros

Tabla 1. Códigos, descripción e interpretación de litofacies.

A partir de las descripciones litológicas, estructurales y análisis de facies sedimentarias, es posible realizar una reconstrucción paleoambiental de la acumulación de las formaciones Amagá y Combia. Dada esta reconstrucción, los ambientes que predominaron fueron fluviales asociados a ríos meándricos y trezados que hacia el tope de la sección están enmarcados en un entorno volcánico.

Desde la base de la sección hasta los **7,74 m**, la sección pudo estar influenciada por facies ambientes fluviales de ríos meándricos (**F1**). Hasta el metro **1,72** se presentan limolitas intercaladas con lentes de areniscas (F1a), característico de canales abandonados (Figura 31, punto 1), demostrado por la litofacies FI (areniscas laminadas).

Entre **2,87 m** y **5,39 m** se encuentra la intercalación de areniscas finas con lodolitas (F1b) que se asocia con la litofacies FI que corresponde a tales intercalaciones y se presentan en depósitos de bancas de ríos meándricos (Figura 31, punto 2). La capa de litoarenitas finas con laminación cruzada (F1c) puede ser asociada a la litofacies de ripples de areniscas con laminación cruzada (Sr), las cuales son producto de cambios en el flujo principal de ríos meándricos (Miall, 2006).

Las lodolitas masivas (F2a) corresponden a la litofacies Fm de llanuras de inundación distantes y/o estanques (Figura 31, punto 3), en donde estas pueden llenar canales abandonados (Miall, 2006). Teniendo en cuenta esto, las lodolitas que se presentan entre el metro **7,74** y **15,99** corresponden a la facies **F2**.

La presencia de sublitoarenitas de grano fino a medio del metro **15,99** al **18,49** se asocia a la facies **F3** de canales abandonados, debido a la presencia de yeso, el cual es producto de condiciones áridas por la disminución del aporte hídrico a lo que pasaría a ser un canal abandonado (Figura 31, punto 4). Al tener estas condiciones calmadas, se logran acumular sedimentos finos (areniscas finas a muy finas) (Miall, 2006), que serían las sublitoarenitas anteriormente mencionadas, más la presencia de material mucho más fino que corresponde al lente de lodolita (F3b) en el tope de las sublitoarenitas.

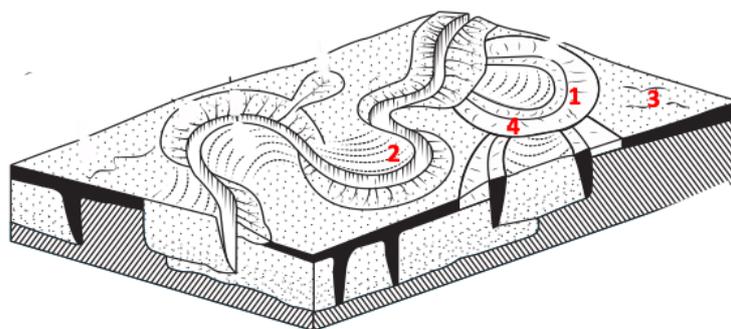


Figura 31. Puntos 1, 2, 3 y 4 de las facies F1, F2 y F3. Tomado y modificado de Allen (1970).

Las barras de menor orden en un río trenzado (Figura 32, punto 1) se caracterizan por tener la litofacies Ss (*Scour-fill sands*: arenas de relleno), las cuales contienen areniscas gruesas, mal seleccionadas y clastosoportadas (Miall, 2006), permitiendo relacionar este concepto con las sublitoarenitas medias a gruesas (F4a) que se encuentran entre los **150,49 m** y **151,54 m**, asociándolo directamente con la facies **F4** de ríos trezados.

Entre los metros **151,54** y **152,29** se presentan sublitoarenitas finas a medias, con estratificación cruzada (F4b). Este tipo de litología con tal estructura, posiblemente se encuentre asociada a inundaciones repentinas de corrientes efímeras de ríos trezados (Miall, 1977). Teniendo en cuenta lo anterior, se pueden asociar estas sublitoarenitas a la facies **F4** de ríos trezados.

Las barras longitudinales en los ríos trezados (Figura 32, punto 2) Son producto de la acreción clasto a clasto sobre una obstrucción del canal, formando gravas o conglomerados masivos clastosoportados, con matriz de arenas o limos (Miall, 2006), correspondiente a la litofacies de gravas clastosoportadas con estratificación horizontal (Gh). Con un espesor de 2.57m entre el metro **153,59** y **156,16** están unos conglomerados con las características mencionadas, además de presentar gradación inversa, la cual es producto de cambios de velocidad y profundidad del agua sobre la barra durante su crecimiento (Miall, 2006), lo que da certeza de que estos conglomerados corresponden a facies de ríos trezados (**F4**). A partir del metro **156,81** hasta el **163,41** reaparecen los conglomerados clastosoportados (F4c), pasando desde tamaño de grano gránulos/guijarros a guijarros/guijos, en matriz arenosa (litofacies Gh), pertenecientes a la facies **F4** de ríos meándricos.

La intercalación entre materiales de tamaño de grano medio-fino con muy gruesos, dada por las litoarenitas de grano medio intercaladas con areniscas muy gruesas y lodolitas, que no supera los 34 cm de espesor (**163,41 m-163,75 m**), se puede presentar en zonas de inundación proximal (Figura 32, punto 3), teniendo en cuenta lo demostrado por Miall (2006) sobre el elemento láminas mixtas intercaladas (FFP) que puede comprender las litologías: areniscas desde muy finas a gruesas (Sr) e intercalación de areniscas muy finas con limolitas y/o lodolitas (FI) . Entre los **163,75 m** y **167,66 m** se encuentran litoarenitas conglomeráticas (F5b), correlacionables con la litofacies Ss que pueden conformar barras de menor orden (Figura 32, punto 4).

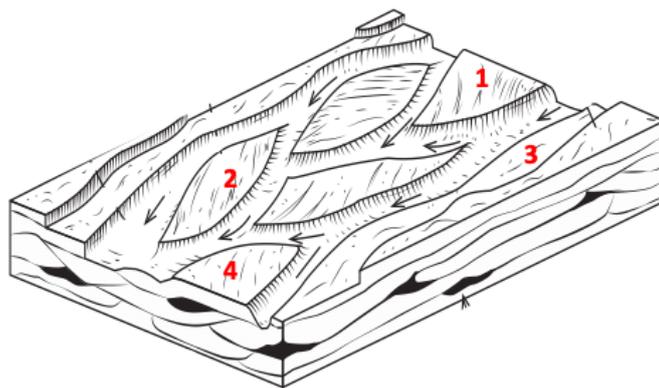


Figura 32. Puntos 1, 2, 3 y 4 de la facies F4. Tomado y modificado de Allen (1970).

Con un espesor de 52,61 m (**167,66 m - 220,27 m**) se encuentran los conglomerados clastosoportados (F5c). Dado que estos sean clastosoportados y mal seleccionados, se asocian a la litofacies de gravas masivas clastosportadas (Gcm). Teniendo en cuenta las características mencionadas y según el diagrama de clasificación de flujos de escombros (Schultz, 1984), tales conglomerados son clasificados como flujos de escombros pseudoplásticos con carga de lecho inercial (Figura 33), bajo una influencia de un entorno volcánico debido a la presencia de bloques ígneos tales como: basaltos y andesitas. Que este entorno volcánico esté afectando realmente un ambiente fluvial de ríos trenzados, es soportado por la presencia de canales cóncavos (F5d) al metro **212,46** y **215,96** compuestos por areniscas finas, ya que según Miall (2006), en ríos trenzados de lecho gravoso los canales pueden ser abandonados (Figura 34, punto 1) y posteriormente ser llenados por cuñas o lentes de arenas.

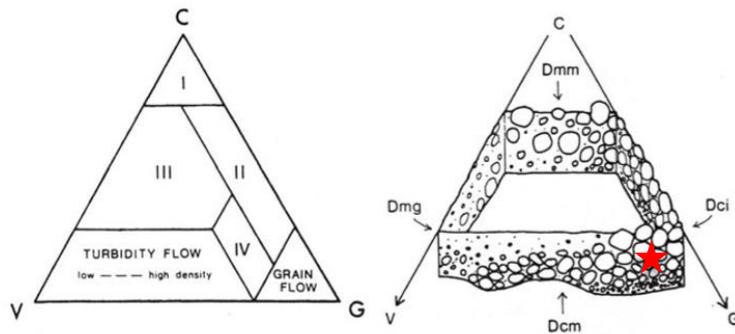


Figura 33. Diagrama de clasificación de flujos de escombros. La estrella roja representa la clasificación de F5c (flujos de escombros pseudoplásticos). Tomado y modificado de Schultz (1984).

Entre los metros 220,27 m y 223,02 m correspondientes al tope de la sección, reaparece la sub-facies F5a, representada por la intercalación entre materiales de tamaño de grano medio-fino con muy gruesos, evidenciado por la intercalación entre areniscas de tamaño de grano limo a muy fino (capa 17) y areniscas conglomeráticas (capa 18), característico de zonas de inundación proximal como se había mencionado anteriormente para el intervalo 163,41 m - 163,75 m.

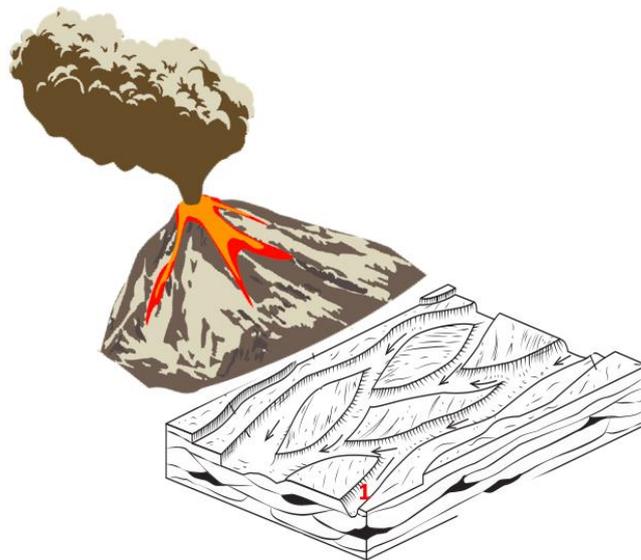


Figura 34. Punto 1 de la facies F5. Tomado y modificado de Allen (1970).

6 DISCUSIÓN

Los factores que rigen la sedimentación en cuencas próximas a arcos volcánicos son: el ambiente tectónico (i.e. subducción), el magmatismo y las transformaciones que sufren los materiales durante el transporte y la acumulación (Ríos y Sierra, 2004). La sedimentación en ambientes fluviales está dominada por diversos procesos físicos que interactúan entre sí, asociado al flujo unidireccional de agua. Las variaciones de estos procesos generan diferencias en los tipos de canales, cuyas características se pueden reconocer en el registro estratigráfico (Rust, 1982). Adicionalmente el estilo fluvial es regido por una gama de controles alogénicos (e.g. cambios regionales de pendiente), sin embargo los procesos autogénicos conducen a cambios graduales, repentinos y episódicos (i.e. avulsión) que generan variaciones en la configuración fluvial (Miall, 2006).

Los cambios de facies presentes en la sección estudiada quizá ocurrieron por eventos a escala local como lo es la avulsión de canales que generaron cambios en la dinámica fluvial (i.e. paso de ríos meándricos a trenzados), producidos por variaciones en el aporte sedimentario que da paso a una modificación en la posición de los canales.

Los ambientes de las Formaciones Amagá y Combia, varían entre ríos meándricos y trenzados, teniendo estos últimos una división entre un ambiente fluvial común y uno con influencia de un entorno volcánico, lo cual es explicado por el cambio de configuración fluvial que fue impulsado por las erupciones volcánicas explosivas y periodos de acumulación de sedimentos (Ríos y Sierra, 2004), que se evidencia en la sección por la acumulación de ignimbritas (Díaz y Monsalve., In Prep) correspondiente a la capa 19. La actividad volcánica registrada en las rocas de la Formación Combia que se caracterizan por estar discordantes e intruyendo a las rocas de la Formación Amagá (Jaramillo et al., 2019), sumado a la fuerte actividad denudativa registrada en el contacto erosivo entre estas hacen que esta sección posiblemente no sea el registro más completo de la transición de dichas formaciones.

Procesos tectónicos a escala regional también tienen influencia en la sedimentación de la sección, evidenciado por las afectaciones que tuvo la cuenca en la que se depositaron los sedimentos de esta, generadas por la migración del arco magmático de la Cordillera Occidental a la depresión del Cauca en el Oligoceno tardío, lo que generó movimientos extensionales que junto a procesos de subsidencia y aumento de espacio de acomodación permitieron el desarrollo de ríos meándricos (Tamayo et al., 2008) cuyas facies (**F1, F2 y F3**) están representadas en los primeros **18,49** m de la sección. Posteriormente el vulcanismo del Mioceno tardío de los Andes noroccidentales suscitó la formación de cabalgamientos y plegamientos que a su vez dio paso a que ocurrieran ríos trezados (Tamayo et al., 2008) en medio del magmatismo incipiente. En la sección estos cambios fueron registrados con la aparición de facies asociadas a ríos trezados y estos en un entorno volcánico (**F4 y F5**) desde el metro **150,49** hasta el tope de la sección.

La sedimentación fluvial es un componente importante en áreas con actividad volcánica, la rápida producción de escombros volcánicos abundantes y los eventos de precipitaciones violentas que generalmente acompañan los eventos eruptivos suelen conducir a eventos catastróficos de flujo de escombros (Miall, 2006). Tales eventos posiblemente están siendo representados en la sección por los conglomerados espesos que van de **167,66 m a 220,27 m**, los cuales probablemente fueron depositados en un río trezado y esto se puede sustentar con la presencia de facies de canales abandonados dentro de estos conglomerados.

7 CONCLUSIONES

- Las rocas que afloran en la sección estratigráfica de la quebrada La Táparo pertenecientes a las formaciones Amagá y Combia fueron depositadas en ambientes fluviales que pasaron a estar enmarcados en un entorno con fuerte actividad volcánica, representados por las facies de ríos trezados, ríos meándricos, canales abandonados, llanuras de inundación distales y ríos trezados con influencia volcánica.
- El poco desarrollo de estructuras sedimentarias en la parte media y tope de la sección se debe posiblemente al aumento de energía producto de cambios localizados de pendiente y el incremento del aporte sedimentario que trajo consigo el vulcanismo.
- Los cambios de facies registrados posiblemente se produjeron por dinámicas de los ambientes fluviales y por cambios en el aporte (i.e. aporte volcánico) característico de la Formación Combia.
- La intensa actividad denudativa que enmarca el área de estudio (e.g. deslizamientos y socavación) hacen que posiblemente la sección estratigráfica en la quebrada La Táparo no sea el registro más completo que muestra la transición entre las formaciones Amagá y Combia.

8 RECOMENDACIONES

- Para estudios venideros se recomienda buscar otras secciones donde sea posible observar la transición entre las formaciones Amagá y Combia, esto se recomienda hacerlo idealmente para más de tres locaciones diferentes, ya que de esta manera se pueda proponer una superficie del contacto generalizada en la que se puedan observar los diferentes ambientes que enmarcaron esta transición.
- Se recomienda analizar más a fondo (e.g. método de pirólisis rock eval) la materia orgánica y posible bitumen que se encuentra a lo largo de la sección, para que de esta manera se pueda dilucidar con mayor facilidad la historia post-enterramiento de las rocas de la sección.
- La elaboración de un modelo estructural riguroso y detallado es útil para comprender la influencia de los procesos tectónicos en la distribución espacial de las rocas estudiadas, además de evidenciar fallas que expliquen posible repetición de la secuencia.

9 PREGUNTAS DERIVADAS

- ¿Qué implicaciones sobre el post-enterramiento están representadas en el posible bitumen que se observa en las areniscas del tope de la sección?

10 BIBLIOGRAFÍA

Alfonso, C. A., Sacks, P. E., Secor, D. T., Rine, J., Pérez, V., 1994. A Tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca Basin, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4), 387-402.

Allen, J.R.L., 1970. *Physical Processes of Sedimentation*. Allen and Unwin, London.

Barrero, D., Laverde, F., 1998. Estudio Integral de evaluación geológica y potencial de hidrocarburos de la cuenca "intramontana" Cauca-Patía, ILEx-Ecopetrol report.

Blandón Montes, A. D. S., 2006. Contribución de la materia orgánica sedimentaria a la determinación del paleoambiente y del potencial de generación de hidrocarburos en los carbones de la Formación Amagá (Colombia) (Doctoral dissertation, University of Geneva).

Calle, B., González, H., 1980. Geología y Geoquímica de la Plancha 166, Jericó. Informe No. 1822: Medellín, Ingeominas, 232 pp.

Castillo Guerra, S., Soto López, L., 2017. Reconstrucción paleoambiental de la Formación El Floral–Ciénaga de Oro a partir de una sección estratigráfica entre los municipios de Montería y Planeta Rica (Tesis pregrado, Universidad EAFIT)

Correa, L., Silva, J., 1999. Estratigrafía y Petrografía del Miembro Superior de la Formación Amagá en la sección El Cinco-Venecia-Q. La Sucia. Proyecto de grado Universidad EAFIT, Medellín, p. 13.

Folk, R.L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publications Co., 182 p. Austin Texas.

González, H., 1976. Geología del Cuadrángulo J-8 Sonsón: Bogotá, Ingeominas, 421 pp.

González, H., 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 168 (Salamina): Boletín Geológico 23.

Grosse, E., 1926. Estudio Geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia: Berlín, Verlag Von Dietrich Reimer (Ernst Vohsen), 361 pp.

Henao, J., 2012. Estratigrafía y petrografía de las areniscas de la secuencia quebrada La Naranjala - municipio de Fredonia miembro inferior de la formación Amagá. Universidad Eafit. Medellín. 62 p.

Hincapie, G., Jaramillo, J. M., Rodríguez, V., Aguilera, R., Ortiz, S., Restrepo, J., Ruiz, E., 2009. Evaluación geológica y prospectividad de la Cuenca Cauca-Patía, Colombia. In 10th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas.

Jaramillo, J. S., Cardona, A., Monsalve, G., Valencia, V., León, S., 2019. Petrogenesis of the late Miocene Combia volcanic complex, northwestern Colombian Andes: Tectonic implication of short term and compositionally heterogeneous arc magmatism. *Lithos*, 330, 194-210.

Lara, M., Salazar-Franco, A. M., Silva-Tamayo, J. C., 2018. Provenance of the Cenozoic siliciclastic intramontane Amagá Formation: Implications for the early Miocene collision between Central and South America. *Sedimentary Geology*, 373, 147-172.

León, A., Padilla, L. E., Marulanda, N., 1973. Geología, recursos minerales y geoquímica de la parte NE del cuadrángulo 0-5. El Bordo, Depto. del Cauca: Popayán, Ingeominas.

López, A., Sierra, G., Ramírez, D., 2006. Vulcanismo neógeno en el suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. Medellín, *Boletín de Ciencias de la Tierra* 19, 27-38.

López, M. C., 2006. Análisis de deformación tectónica en los pies de montes de las cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca, Colombia-Contribuciones Paleosísmicas. Universidad Eafit, Medellín, Colombia.

Lozano, E., Zamora, N., 2014. Compilación De La Cuenca De Amagá-Cauca-Patía. *Serv Geol. Nac. Bol. Geol.*

Martínez, A., Rubio, O., 1991. Arquitectura facial de las unidades tectosedimentarias terciarias, con la evolución geodinámica de la subcuenca del alto Patía-Colombia: Un ejemplo de sedimentación en depresiones formadas y transportadas entre cuñas de cabalgamiento en un prisma acrecentivo. Trabajo de Grado. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. 100 p. geocronológicas sobre el

Occidente Colombiano. En Simposio Magmatismo Andino y su Marco Tectónico. Memorias (Vol. 1, pp. 1-25).

Miall, A. D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13(1), 1-62.

Miall, A. D., 2006. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer.

Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, Second Edition. John Wiley & Sons, pp. 80-81.

Nivia, A., 1989. El Terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica. En V Congreso Colombiano de Geología (Vol. 1, pp. 1-30).

Pérez, A. L. 2005. Formación Combia: Litofacies y aproximación a su edad con base en estudios palinológicos, suroeste antioqueño (Tesis de pregrado): Medellín, Universidad EAFIT.

Pindell, J.L., Barrett, S.F., 1990. Geological Evolution of the Caribbean region; A Plate - Tectonic Perspective. *The Geology of North America. Vol. H. The Caribbean Region*. The Geological Society of America. pp. 405 - 432.

Prothero, D. R., Schwab, F., 2014. *An introduction to sedimentary rocks and stratigraphy*. Sedimentary Geology, New York, WH Freeman and Company, pp. 327.

Ramírez, D., López, A., Sierra, G., Toro, G., 2006. Edad y proveniencia de las rocas volcánico sedimentarias de la formación Combia en el suroccidente antioqueño-Colombia. Medellín, *Boletín de Ciencias de la Tierra* 19, 9-25.

Ríos, A.M., Sierra, M.I., 2004. La Formación Combia: Registro de la relación entre el volcanismo Neógeno y la sedimentación fluvial, sección Guineales - Bolombolo, Suroeste antioqueño (Tesis Pregrado): Medellín, Universidad EAFIT.

Rust, B. R., 1982. Sedimentation in fluvial and lacustrine environments. In *Sediment/Freshwater interaction* (pp. 59-70). Springer, Dordrecht.

Sánchez, L., 1991. Factores tectónicos que intervinieron en la configuración de la Cuenca Carbonífera de Amagá," Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

- Sánchez, L., Vallejo, M., Palacio, C., Mosquera, M., 2015. Revisión de la geología estructural del Terciario Carbonífero de Antioquia (TCA) (región Amagá-Venecia-Fredonia), con fines aplicativos a la exploración de gas metano (CBM). p.2.
- Schultz, A.W., 1984. Subaerial debris flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *J Sediment Petrol* 54: 759-772
- Sierra, G. M., 1994. Structural and sedimentary evolution of the Irra Basin, northern Colombian Andes (Doctoral dissertation, State University of New York at Binghamton, Geological Sciences and Environmental Studies Department).
- Sierra, G., Marín-Cerón, M. I., 2011. Geology and Hydrocarbon Potencial Amagá, Cauca and Patía Basin Vol. 2 (p. 101). Medellín, Colombia: ANH - University EAFIT. Department of Geology.
- Tamayo, J. S., Sierra, G. M., Correa, L. G., 2008. Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 369-382.
- Toro, R. A., Osorio, J. A., 2005. Determinación de los tensores de esfuerzos actuales para el segmento norte de los Andes calculados a partir de mecanismos focales de sismos mayores. *Boletín de Geología*, 27(1).
- Van der Hammen, T., 1958. Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y Tectogénesis de los Andes colombianos (con 7 planchas). *Boletín Geológico*, Vol. 6, p. 67-128.
- Walker, R. G., 2006. Facies models revisited: Introduction. *Special Publication-Sepm*, 84, 1.
- Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.
- Zegarra, M., 1993. Estudio palinológico de la Formación Amagá en la cuenca de Sopetrán. (Tesis pregrado). Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia-Sede Medellín, 123p.

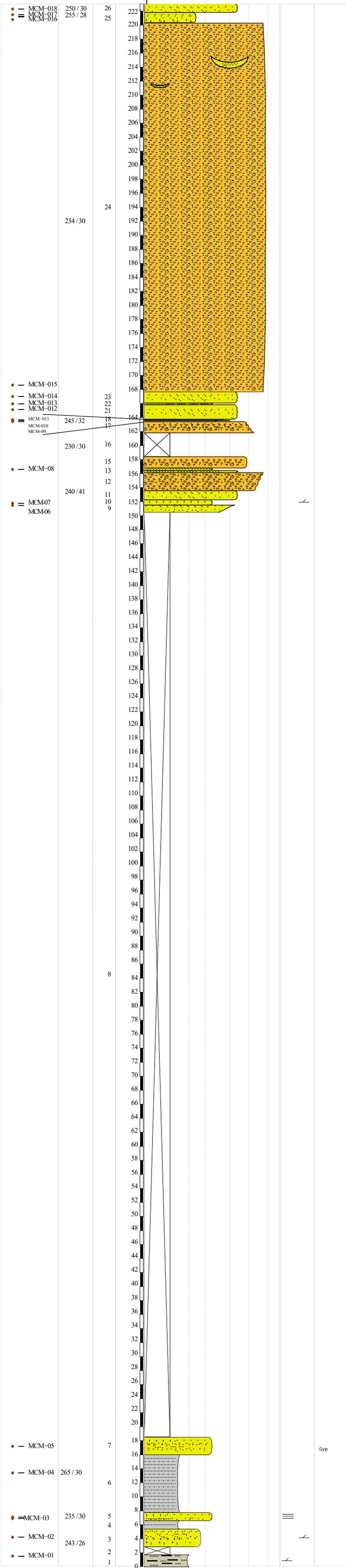
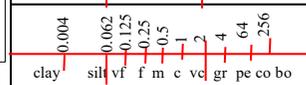
ANEXOS

ANEXO A. Columna estratigráfica. Escala 1:100

Sección Quebrada Táparo Scale 1:100

Printed by SDAR, Ortiz J. et al. 2015, (ago 25 2019)

Samples	Structural data	Bed number	Thickness (feet)	Lithology					Sedimentary structures	Others	
				Fine tuff		Coarse tuff		Lapill stone			Pyroclast breccia
				Mdst	Wkst	Pkst		Grst			Boundst
				Mudstone		Sandstone		Conglomerate			



Formaciones Amagá y Combia

Escala 1:100

Leyenda

Litologías

- Conglomerados
- Areniscas
- Limolitas
- Lodolitas
- Cubierto

GYP Yeso

Estructuras

- Laminación cruzada
- Laminación planoparalela
- Canales

ANEXO B. Formatos de descripción y análisis de muestras

FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 01

Formación: Amagá

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Limo

Composición: Cuarzo, líticos, materia orgánica

Clasificación: Limolita

Color: N4

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: -----



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 02

Formación: Amagá

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca muy fina

Composición: Líticos, cuarzo

Clasificación (Según Folk, 1974): Sublitoarenita

Q: 75,84% F: 0% L: 24,16%

Color: 5Y 8/4

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: Presenta laminación paralela y no es posible distinguir con claridad los minerales que la componen.



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 03

Formación: Amagá

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria siliciclástica

Textura: Arenisca media

Composición: Líticos, cuarzo, materia orgánica

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 49% F: 0% L: 51%

Color: 5Y 7/2

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Media - alta

Reacción al HCl: No

Observaciones: Presenta granates



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 04

Formación: Amagá

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Lodolita

Color: 10R 6/2

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Media - Alta

Reacción al HCl: No

Observaciones: -----



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 05

Formación: Amagá

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca fina

Composición: Cuarzo, lúficos, materia orgánica

Clasificación (Según Folk, 1974): Sublitoarenita

Q: 78% F: 0% L: 22%

Color: 5Y 8/4

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Media

Reacción al HCl: No

Observaciones: Presenta venillas de yeso



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 06

Formación: Amagá

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria siliciclástica

Textura: Arenisca media

Composición: Cuarzo, líticos, carbón

Clasificación (Según Folk, 1974): Sublitoarenita

Q: 76% F: 0% L: 24%

Color: 10Y 5/4

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: Los carbones presentes son de hasta 5 cm y están bien redondeados en su mayoría los que superan los 2 cm, además hay fragmentos de carbón iguales y menores de 1 cm que se encuentran ubicados en bandas que muestran imbricación.



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 07

Formación: Amagá

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca fina a media

Composición: Cuarzo, líficos, materia orgánica

Clasificación (Según Folk, 1974): Sublitoarenita

Q: 82 % F: 2% L: 16%

Color: 10Y 5/4

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: Posible presencia de sulfuros. Presenta granates (<5%)



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 08

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca conglomerática

Composición: Líticos, cuarzo, feldespato, biotita

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 18% F: 7% L: 75%

Color: 5 BG 6/6

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: Clastosoportada, los fragmentos líticos son de procedencia sedimentaria que presentan tamaños de hasta 0,5 cm, principalmente chert, la matriz tiene la misma composición de los clastos pero su tamaño es de arenisca fina. Adicional a la matriz presenta cemento silíceo.



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 09

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca fina

Composición: Cuarzo y líticos

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 58% F: 0% L: 42%

Color: 5G 3/2

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Medio

Reacción al HCl: No

Observaciones: Los líticos son principalmente chert.



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 10

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca media

Composición: Cuarzo, líficos, materia orgánica, biotita, feldespato, granates

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 54% F: 4% L: 42%

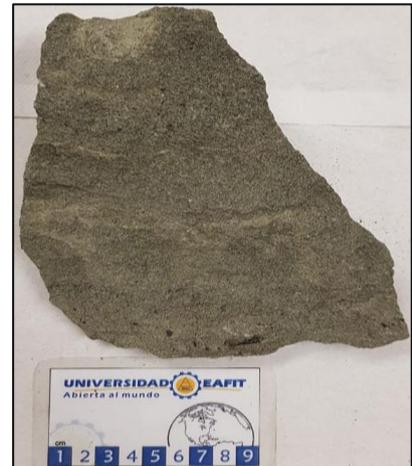
Color: 10GY 4/4

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: Matriz de arenisca fina a muy fina. Presenta pirita



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 11

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Lodolita

Color: 5G 3/2

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Medio

Reacción al HCl: No

Observaciones: -----



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 12

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca gruesa

Composición: Cuarzo, líticos, granates

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 60% F: 4% L: 36%

Color: 5G 3/2

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: Arenisca granatífera



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 13

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca muy gruesa

Composición: Cuarzo, líficos, feldespato, granate

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 15% F: 3% L: 82%

Color: 5G 6/1

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Media

Reacción al HCl: No

Observaciones: ---



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 14

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia



DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca muy gruesa a conglomerática

Composición: Cuarzo, líticos, feldespato, carbón, g

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 20 % F: 5 % L: 75%

Color: N2

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Medio

Reacción al HCl: No

Observaciones: Por su alto contenido de granate (15 % de los líticos) se considera granatífera.

FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 15 (Matriz Conglomerado)

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca media

Composición: Cuarzo, líticos y granate

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 10 % F: 0% L: 90%

Color: 5G 3/2

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: Los líticos son mayoritariamente de procedencia ígnea, además el granate representa gran parte de la composición de la roca.



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 16

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca muy fina

Composición: Líticos, cuarzo, materia orgánica

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 38% F: 0% L: 62%

Color: 5G 6/6

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Media - Alta

Reacción al HCl: No

Observaciones: -----



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 17

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia

DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca fina a media

Composición: Líticos, cuarzo, materia orgánica

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 45.3% F: 0% L: 54.7 %

Color: 5G 3/2

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: -----



FORMATO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

Número de muestra: MCM 18

Formación: Combia

Sección: Quebrada La Táparo

Localización: Venecia, Antioquia



DESCRIPCION MACROSCÓPICA

Tipo de roca: Roca sedimentaria silisiclástica

Textura: Arenisca conglomerática

Composición: Líticos, cuarzo, feldespato, biotita, bitumen (?)

Clasificación (Según Folk, 1974): Litoarenita

Q: 36% F: 0% L: 64%

Color: 5G 6/1

Grado de bioturbación: Ninguna

Grado de meteorización: Bajo

Reacción al HCl: No

Observaciones: Presenta granates y materia orgánica posiblemente lentes de bitumen asociados.