

**EVALUACIÓN DE LOS EFECTOS DEL ÓPTIMO CLIMÁTICO DEL EOCENO
TEMPRANO SOBRE LOS SEDIMENTOS DE LA FORMACIÓN ARCILLAS DE
SOCHA A PARTIR DE UNA SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA EN EL MUNICIPIO
DE GÜICÁN, BOYACÁ**

Sebastián Gómez Marulanda

UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE CIENCIAS
GEOLOGÍA
2019

EVALUACIÓN DE LOS EFECTOS DEL ÓPTIMO CLIMÁTICO DEL EOCENO
TEMPRANO SOBRE LOS SEDIMENTOS DE LA FORMACIÓN ARCILLAS DE
SOCHA A PARTIR DE UNA SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA EN EL MUNICIPIO DE
GÜICÁN, BOYACÁ

Sebastián Gómez Marulanda

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

Asesor: Andrés Cárdenas Rozo

MEDELLÍN
UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE CIENCIAS
GEOLOGÍA
2019

Nota de aceptación

Presidente del jurado

Jurado

Jurado

Medellín, junio de 2018

AGRADECIMIENTOS

A mi madre.

A Andrés Cárdenas, Mónica Carvalho,
Carlos Jaramillo, Carlos Ortiz y Nataly
Chacón.

Tabla de Contenidos

1.	INTRODUCCIÓN.....	10
1.1	JUSTIFICACIÓN.....	11
1.2	PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN	11
1.3	HIPÓTESIS	11
1.4	OBJETIVOS.....	12
1.4.1	Objetivo general.....	12
1.4.2	Objetivos específicos	12
1.5	METODOLOGÍA	13
1.5.1	Revisión Bibliográfica.....	13
1.5.2	Trabajo de Campo	14
1.5.3	Análisis de facies y determinación de ambiente de acumulación	15
1.5.4	Petrografía	15
1.5.5	Digitalización de la Columna Estratigráfica	16
1.5.6	Análisis Estadístico de Composición	16
1.6	LOCALIZACIÓN.....	17
2	MARCO GEOLÓGICO	18
3	RESULTADOS	21
3.1	SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA.....	21
3.2	FACIES SEDIMENTARIAS Y AMBIENTES DE ACUMULACIÓN	39
3.2.1	Asociaciones de facies.....	40
3.2.2	Análisis de Elementos Arquitectónicos.....	44
3.2.3	Ambiente de acumulación	46
3.3	PETROGRAFÍA	48
3.4	METEORIZACIÓN.....	54
4	DISCUSIÓN.....	56
5	CONCLUSIONES.....	59
6	REFERENCIAS	60

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización de la sección estudiada	17
Figura 2. Vista general de la localidad de San Roque.....	18
Figura 3. Columna estratigráfica de la Formación Arcillas de Socha en la localidad de San Roque.....	22
Figura 4. a. Litoarenita laminada, b. Litoarenita maciza, c. Litoarenita con laminación ondulosa discontinua d. Litoarenita con ondulitas, e. Litoarenita con estratificación cruzada, f. Lodolita maciza.....	23
Figura 5. Columna estratigráfica entre los metros 0 y 38.	24
Figura 6. a. Bloque de litoarenita, b. Capas de litoarenita con laminación heterolítica a la base y plano paralela al tope c. Litoarenitas intercaladas d. Litoarenita y lodolita.....	25
Figura 7. a. Intercalación de arcillolita y lodolita con alto contenido de materia orgánica, b. Intercalación de lodolitas y lodolitas arcillosas c. Restos de hojas fósiles.	26
Figura 8. Columna estratigráfica entre los metros 42,7 y 67,5.	27
Figura 9. a. Intercalación de lodolitas negras fósiles, con lodolitas arcillosas y carbón. b. Litoarenita con estratificación cruzada a la base y ondulitas al tope. c. Restos de hojas fósiles en lodolita.	29
Figura 10. Columna estratigráfica entre los metros 73 y 92,5.	31
Figura 11. a. Litoarenita con estratificación cruzada planar y gradación inversa b. Lodolita arenosa moteada c. Lodolita arenosa moteada con gradación normal a arcillolita moteada d. Intercalación de lodolitas y limolitas macizas, moteadas e. Litoarenita con laminación ondulosa y lodolita maciza. f. Litoarenita laminada	32
Figura 12. Columna estratigráfica entre los metros 101,2 y 136,3.	33
Figura 13. Columna estratigráfica entre los metros 139 y 168.	34
Figura 14. Columna estratigráfica entre los metros 175,3 y 206.	36

Figura 15. a. Lodolita moteada b. Litoarenita maciza con intercalaciones lenticulares de lodolita c. Lodolita ligeramente moteada con laminacion discontinua, d. Lodolita moteada.	37
Figura 16. Columna estratigráfica entre los metros 210,6 y 228,6.	38
Figura 17. Capas y litofacies típicas de la asociación F1	40
Figura 18. Litofacies características de la asociación F2.	41
Figura 19. Afloramiento y litofacies típicas de la asociación F3	41
Figura 20. Afloramiento característico de la asociación F4	42
Figura 21. Afloramiento típico de la asociación F5.....	43
Figura 22. Elementos arquitectónicos identificados en la localidad de San Roque	44
Figura 23. Ambientes de depósito en un sistema de río anastomosado. Tomado y modificado de Miall (2015).....	47
Figura 24. Clasificación composicional de las muestras según Folk (1980).....	48
Figura 25. Clasificación de las muestras según Dickinson (1983).....	49
Figura 26. Secciones delgadas de muestras del Paleoceno. A, B y C con nicoles paralelos y B, D y F con nicoles cruzados. (Q:Cuarzo, F: Feldespato, L: Líticos) .	50
Figura 27. Secciones delgadas de muestras del Paleoceno. A, C con nicoles paralelos y B y D con nicoles cruzados. (Q: Cuarzo, F: Feldespato y L: Líticos)...	51
Figura 28. Secciones delgadas de muestras del Eoceno. A, C con nicoles paralelos y B y D con nicoles cruzados. (Q: Cuarzo, F: Feldespato y L: Líticos)...	52
Figura 29. Secciones delgadas de las muestras del Eoceno. A, B y C con nicoles paralelos y B, D y F con nicoles cruzados. (Q:Cuarzo, F: Feldespato, L: Líticos).	53
Figura 30. Ubicacion de los conjuntos de muestras de arenisca del Pleoceno y el Eoceno en un espacio euclideo de tres dimensiones dado por Q, F y L.	55

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Localidades con cambios sedimentológicos asociados al ECCO.....	13
Tabla 2. Ambientes sedimentarios sugeridos para la Formación Arcillas de Socha	13
Tabla 3. Códigos, descripción e interpretación de litofacies.....	39
Tabla 4. Resultados de la prueba T y el Effect Size entre las medias de las distancias entre los puntos del Paleoceno (P) y el Eoceno (E) y la distancia entre cada uno de estos y los puntos del otro conjunto (PE).	56

RESUMEN

Los sedimentos de la Formación Arcillas de Socha fueron depositados de manera continua en un sistema fluvial que cubre desde el Paleoceno tardío hasta el Eoceno temprano, en el que ocurrió el Óptimo Climático del Eoceno Temprano (*ECCO*), un evento de calentamiento global extremo con las temperaturas más altas del Cenozoico y asociado a altas concentraciones de CO₂ en la atmósfera y mayor humedad y precipitación que la actual, todas estas condiciones que favorecen a la meteorización química. Teniendo en cuenta esto, para evaluar la influencia del *ECCO* en dicha formación se levantó una sección estratigráfica a partir de la cual se hizo un análisis de facies y se colectaron muestras de arenisca para un análisis petrográfico. A partir de estos se pudo determinar que la Formación Arcillas de Socha se depositó en un sistema fluvial anastomosado en el que, en los depósitos de la llanura de inundación, se pasa de lodolitas ricas en materia orgánica y capas de carbón en el Paleoceno a lodolitas moteadas, sin materia orgánica con claros signos de pedogénesis en el Eoceno. En las areniscas, se pasa de litoarenitas con abundantes fragmentos líticos volcánicos y metamórficos y granos de feldespato en el Paleoceno a litoarenitas más ricas en cuarzo en el Eoceno. Los cambios tanto en los depósitos de la llanura de inundación como en la composición de las areniscas concuerdan con lo esperado para las condiciones de mayor meteorización asociadas al *ECCO*.

1. INTRODUCCIÓN

El Óptimo Climático del Eoceno Temprano (*Early Eocene Climatic Optimum*; EECO) fue un evento de calentamiento global ocurrido entre hace 53 y 50 Millones de años (Zachos et al., 2008). En éste se presentaron las temperaturas más altas del Cenozoico, entre 5 y 8°C más altas que la temperatura media anual actual (Hyland et al., 2017). Además entre las posibles causas de éste se ha planteado una concentración de CO₂ en la atmósfera de aproximadamente 1000 ppm (Hyland and Sheldon, 2013), lo que pudo generar mayor humedad, una estacionalidad más marcada y un menor gradiente latitudinal de temperatura (Hyland et al., 2018). Todas estas, son condiciones que favorecen las tasas de erosión y meteorización química (Sun et al., 2018).

En la Cordillera Oriental de Colombia aflora la Formación Arcillas de Socha. Esta comprende un registro de depósito continuo a lo largo de la transición Paleoceno-Eoceno en un ambiente fluvial relativamente estable, compuesto principalmente por paquetes espesos de lodolitas y capas lenticulares y tabulares de arenisca de menor espesor (Saylor et al., 2011). La continuidad del depósito y la relativa estabilidad del sistema representan una oportunidad valiosa para verificar el efecto del ECCO en los ambientes de acumulación y la composición de los sedimentos en un sistema fluvial neotropical.

De este modo, en un escenario de mayor temperatura y humedad se esperaría entonces que las tasas de meteorización química fueran mucho más efectivas (Elliott Smith et al., 2008). Así, se podría sugerir que la descomposición de minerales inestables, registrada mediante un cambio marcado en la composición mineralógica de las rocas a lo largo de la Formación Arcillas de Socha (i.e. enriquecimiento de cuarzo en las capas que registran canales e intensificación de procesos pedogenéticos en el caso de las capas registren llanuras de inundación) (Song et al., 2018) corresponderían a evidencias del efecto del clima en los sedimentos.

Para verificar esto, en el presente trabajo se hizo un análisis lito-facial y de proveniencia en una sección estratigráfica en la Formación Arcillas de Socha en la localidad de San Roque, Güicán (6 31'12.7", -72 24'42.4"; Figura 1). Esta sección fue previamente descrita por Bayona (comunicación personal) y tiene dataciones temporales hechas a partir de bioestratigrafía con polen que permiten saber que sus tiempos de acumulación incluyen el ECCO (Jaramillo, comunicación personal).

1.1 JUSTIFICACIÓN

El presente trabajo aporta evidencias de la respuesta de un sistema fluvial neotropical y sus ambientes sedimentarios asociados ante un evento de calentamiento global extremo, con temperaturas, concentración de CO₂ en la atmósfera y precipitaciones superiores a las actuales. De este modo, ante el actual cambio climático y sus perspectivas futuras este trabajo permite, junto con trabajos realizados en diferentes latitudes para sistemas análogos en el mismo intervalo de tiempo, aportar información para la generación de modelos que ayuden a predecir lo que ocurrirá a los ambientes sedimentarios si continúa la actual tendencia de calentamiento. Este hecho es particularmente trascendental para los ambientes fluviales pues estos pueden tener incidencia directa en los asentamientos y sitios de cultivo de muchas regiones.

1.2 PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN

¿Cómo cambian las litofacies, el ambiente de depósito y la composición mineralógica de las areniscas con relación al ECCO en la Formación Arcillas de Socha?

1.3 HIPÓTESIS

Dado que en el ECCO la temperatura fue mayor que en el final del Paleoceno, y que la temperatura acelera la meteorización química, entonces las litofacies y la

composición mineralógica de las areniscas del Eoceno evidencian mayor meteorización que las del Paleoceno.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo general

Evaluar los cambios sedimentológicos asociados al ECCO en una secuencia neotropical de la Formación Arcillas de Socha.

1.4.2 Objetivos específicos

- Hacer una revisión bibliográfica de la petrografía y ambientes sedimentarios de la Formación Arcillas de Socha y del efecto del *ECCO* en ambientes fluviales.
- Realizar la columna estratigráfica de la Formación Arcillas de Socha en la localidad de San Roque en el municipio de Güicán, Boyacá.
- Determinar los ambientes sedimentarios correspondientes al Paleoceno y el Eoceno a partir de la información registrada en la columna estratigráfica.
- Describir y clasificar las muestras de areniscas colectadas en términos de su composición mineralógica.
- Comparar la composición mineralógica de las areniscas del Paleoceno con las del Eoceno.
- Sintetizar la información de los ambientes sedimentarios y la composición mineralógica para el Paleoceno y el Eoceno y a partir de esta determinar la magnitud del cambio en el ambiente de depósito y en la composición mineralógica de las areniscas entre el Paleoceno y el Eoceno.
- Comparar los datos de la columna y las muestras del Eoceno con lo reportado en la literatura para el EECO.

1.5 METODOLOGÍA

1.5.1 Revisión Bibliográfica

Se realizó una revisión bibliográfica del Grupo Socha, haciendo énfasis en la Formación Arcillas de Socha, con el fin de establecer la litología y ambientes sedimentarios sugeridos para diferentes secciones en varias localidades asociadas a esta formación (Tabla 1). Se recopiló también información sobre la respuesta sedimentológica en ambientes fluviales durante el EECO en otras localidades (Tabla 2).

Tabla 1. Ambientes sedimentarios sugeridos para la Formación Arcillas de Socha.

Ambiente Sugerido	Autor
Estuarino y de llanura costera	Guerrero and Sarmiento (1996)
Llanura de inundación en sistema fluvial indiferenciado	Toro (1990)
Fluvial indiferenciado	Bayona et al. (2006)
Fluvial de carga mixta con abundantes crevasse splay	Pardo (2004)
Llanura costera	Bayona et al. (2007)
Fluvial Anastomosado	Saylor et al. (2011)

Tabla 2. Localidades con cambios sedimentológicos asociados al EECO.

Localidad	Cambio Sedimentológico	Autor
Cuenca Fushum, China	Extrema meteorización química de silicatos durante el EECO	Chen et al. (2017)
Formación Wind River, EEUU	Aumento en la pedogénesis y en las tasas de meteorización química durante el EECO	Hyland and Nathan. (2013)
Cuenca Tornillo, EEUU	Paso de ambientes aluviales ricos en materia orgánica, con capas de carbón al final del Paleoceno a ambientes aluviales dominados por lodolitas moteadas, sin carbón, al inicio del Eoceno	Bataille et al. (2019)
Formación Wilcox, EEUU	Aumento en la intensidad de la meteorización hacia el inicio del Paleoceno	Hessler et al. (2017)
Cuenca Qaidam, China	Aumento en las tasas de meteorización química al inicio del Paleoceno, evidenciado en intensos eventos pedogenéticos	Song et al. (2018)

1.5.2 Trabajo de Campo

Se realizaron en total tres salidas de campo entre febrero 2018 y marzo 2019 a la localidad ubicada en la vereda San Roque en el municipio de Güicán de la Sierra, Boyacá (06°31'12,7"; -72°24'42,4"). Dicha localidad fue descubierta en un trabajo de campo realizado con el fin de prospeccionar el potencial de las rocas de la Formación Arcillas de Socha para preservar micro, meso y macro fósiles de plantas. Adicionalmente la bioestratigrafía de la sección muestra que el metro 251 de la sección se acumuló al inicio del Eoceno (Biozona T03) (Jaramillo et al., 2011) y el metro 55,5 de la sección se acumuló durante el final del Paleoceno (Biozona T05) (Jaramillo et al., 2011).

Para la elaboración de la columna, las capas se midieron utilizando la metodología de 'cinta métrica y brújula' (Etayo-Serna et al., 1985). En las descripciones texturales se empleó la escala granulométrica de Wentworth (1922) con ayuda de una lupa de 10 aumentos. Para la descripción de las estructuras sedimentarias, se siguieron las descripciones y nomenclatura sugeridas por Tucker (2011). A lo largo de la columna se colectaron 10 muestras de areniscas, cuya posición estratigráfica se determinó mediante el cálculo de la posición aproximada del límite Paleoceno-Eoceno en la sección, utilizando las edades obtenidas por medio del polen fósil (Jaramillo, comunicación personal), y la tasa de acumulación sugerida por Bayona (2006) para la cuenca de Floresta. Lo anterior permitió tomar 5 muestras por debajo y 5 por encima del límite.

Para consignar la información litológica en la columna se usó, en caso de las lodolitas, las descripciones en muestra de mano realizadas en campo y, en el caso de las areniscas, la descripción macroscópica y microscópica realizada en el laboratorio, que se extrapoló a las capas observadas en campo de acuerdo a la similitud de las facies entre todas las areniscas aflorantes en la sección y aquellas que fueron sujetas a análisis petrográfico.

1.5.3 Análisis de facies y determinación de ambiente de acumulación

A partir de la información consignada en la columna estratigráfica y de acuerdo a lo sugerido por Miall (2006), las capas fueron clasificadas en litofacies de acuerdo a su litología, textura y estructuras sedimentarias. Estas litofacies fueron agrupadas en asociaciones de facies de acuerdo a sus relaciones verticales y horizontales. De acuerdo a la geometría, estructura interna, contactos, escala y litología, las facies y asociaciones de facies fueron asignadas a elementos arquitectónicos (Miall, 2014) con el fin de determinar el subambiente en el que se depositaron las capas (e.q. canal, barra, levee, etc.).

Las litofacies, asociaciones de facies y elementos arquitectónicos se analizaron en conjunto para identificar los posibles ambientes de depósito a lo largo de la sección, comparando las observaciones con los modelos de facies fluviales propuestos por Miall (1996, 2006). Finalmente, a partir del sistema fluvial inferido, se compararon los depósitos de esta sección con sistemas análogos tanto modernos como antiguos.

1.5.4 Petrografía

Se elaboraron 10 secciones delgadas de las muestras de areniscas para su posterior clasificación y análisis mineralógico por medio de un microscopio petrográfico. Para esto, en cada sección delgada se hizo un conteo de 300 puntos, asignando cada uno a una categoría previamente establecida: cuarzo (Q), Feldespato (F) o Fragmento Lítico (L). A partir de los datos obtenidos se calculó a qué porcentaje de la composición total de la roca correspondía a cada categoría. Dichos porcentajes fueron representados en el diagrama de Folk (1980) para clasificar la roca texturalmente y en el de Dickinson (1983) para verificar el ambiente tectónico de la fuente.

1.5.5 Digitalización de la Columna Estratigráfica

La digitalización de la columna estratigráfica fue elaborada con el paquete SDAR (Ortiz et al. 2018) del software R (R Core Team, 2017) En esta se consignaron: espesor individual y acumulado de los estratos, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, material fosilífero, datos estructurales y ubicación de las muestras. Además de la columna estratigráfica de la sección, se realizaron 8 subdivisiones de la misma con el fin de facilitar la presentación de los datos.

1.5.6 Análisis Estadístico de Composición

Para analizar los resultados obtenidos del análisis petrográfico y definir si se observa un cambio estadísticamente significativo entre las muestras del Paleoceno y el Eoceno, las muestras se ubicaron en un espacio euclidiano de tres dimensiones dadas por las categorías usadas para la clasificación (Q, F, L) y se agruparon en dos conjuntos de acuerdo a la edad (Paleoceno y Eoceno). Luego, sobre este espacio, se calculó la distancia euclidiana entre los 5 puntos de cada conjunto, correspondientes a las muestras analizadas, y entre cada uno de estos puntos y los puntos del otro conjunto. La distancia euclidiana se midió por pares de puntos, calculando la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las diferencias entre las componentes en cada dimensión de cada punto.

Posteriormente, a partir de las distancias calculadas se realizó un T-test entre las medias de las distancias del Eoceno y entre las medias de las distancias del Paleoceno, respectivamente. Además, este mismo procedimiento se realizó entre los puntos de ambos conjuntos de tal forma que, si la diferencia entre los conjuntos es estadísticamente significativa, se espera que las distancias entre conjuntos sean mayores que la media de la distancia entre los puntos de un mismo conjunto.

Finalmente, para verificar no solo que la diferencia es estadísticamente significativa sino también qué tan grande es esa diferencia y en qué grado responde a un efecto, en este caso la edad, se calculó el valor g de Hedges (Hedges, 1981) para determinar el tamaño del efecto a partir de las medias de las distancias entre los puntos del Eoceno entre sí y el Paleoceno entre sí y las distancias entre los puntos de ambos conjuntos.

1.6 LOCALIZACIÓN

La sección estratigráfica se levantó en la vereda San Roque, municipio de Güicán de la Sierra, departamento de Boyacá, en la Cordillera Oriental, en Colombia (Figura 1).

Para acceder a la localidad estudiada se debe viajar en carro por la vía veredal que lleva desde el parque principal del municipio de Güicán hasta la vereda San Roque. Desde allí, se debe caminar por aproximadamente 4 km hasta el predio del señor Nicanor Santiesteban, en el que se encuentra la totalidad de la sección (Figura 2).

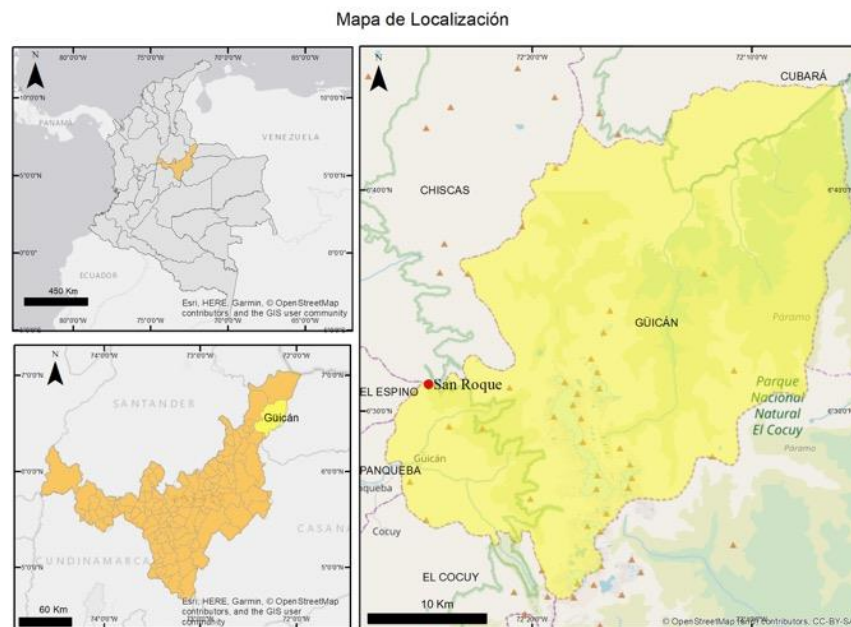


Figura 1. Mapa de localización de la sección estudiada



Figura 2. Vista general de la localidad de San Roque

2 MARCO GEOLÓGICO

Los sedimentos que conforman la Formación Arcillas de Socha, que aflora en la zona axial de la Cordillera Oriental, hacen parte de una secuencia de aproximadamente 2 km que corresponde al relleno cenozoico de la Cuenca de Floresta (Saylor et al, 2012). Esta cuenca es de *foreland* formada por el levantamiento de la Cordillera Central (Gómez et al., 2005). Además, esta cuenca estuvo conectada con la Cuenca del Valle del Magdalena durante el Paleoceno y el final del Eoceno (Bayona et al., 2006), y con la Cuenca de los Llanos desde el Cretácico hasta el Oligoceno (Bayona et al., 2006).

En su totalidad, dichos sedimentos, junto con los depósitos marinos someros y transicionales de la infrayacente Formación Guaduas, evidencian un evento de regresión regional que abarca desde el Maastrichtiano hasta el Oligoceno (Bayona et al., 2006). De este modo, las facies sedimentarias observadas en la secuencia muestran un cambio en los ambientes de depósito desde marino somero y estuarino

al final del Cretácico e inicios del Paleoceno, hacia ambientes fluviales de bajo gradiente en el Eoceno y Oligoceno (Saylor et al., 2011).

Análisis de procedencia y de paleocorrientes muestran que, durante el final del Cretácico y el inicio del Paleoceno, los sedimentos depositados en la Cuenca de Floresta, correspondientes a la Formación Guaduas, provenían del Escudo de Guyana, al este (Saylor et al., 2011). Después, como lo evidencian circones volcánicos hallados en las Formaciones Areniscas de Socha y Arcillas de Socha, además de análisis petrográficos y de paleocorrientes, la sedimentación en el Paleoceno medio provenía desde el arco magmático de la Cordillera Central, que empezaba a levantarse (Saylor et al., 2011). Así, en esta secuencia, además del evento de regresión regional, se encuentran también evidencias del inicio del levantamiento de la Cordillera Central (Saylor et al., 2011). El resto de la secuencia muestra que durante el Eoceno existió un aporte de detritos metamórficos provenientes del basamento de la Cordillera Central (i.e., Formación Picacho) (Saylor et al., 2012). Finalmente, desde el final del Eoceno, los sedimentos que conforman la Formación Concentración, provienen de un *upper-crustal fold-thrust belt* (Saylor et al., 2011).

De este modo, la sedimentación cenozoica en la cuenca refleja un historia de depósito que puede ser dividida en tres fases. En la primera, se da el depósito de material volcánico proveniente del arco magmático de la Cordillera Central (depósitos del Grupo Socha) (Saylor et al., 2011). En la segunda fase, el aumento en la tasa de exhumación del basamento del Valle del Magdalena, tiene como resultado un depósito en la cuenca de material predominantemente metamórfico debido a la erosión de dicho basamento (Formación Picacho) (Saylor et al., 2011). En la tercera fase, los sedimentos corresponden a sedimentos reciclados de la cuenca de *foreland* (Formación Concentración) (Saylor et al., 2011). El final del depósito en la cuenca está marcado por el inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental en el Oligoceno (Bayona et al., 2006).

El Grupo Socha, y en particular la formación Arcillas de Socha, sobre la que se desarrolla este trabajo, fueron descritas originalmente por Alvarado y Sarmiento (1944) en la zona del río Chicamocha, como Socha Inferior y Socha Superior respectivamente. Sin embargo, más tarde, y con el fin de seguir los lineamientos de la Guía Internacional Estratigráfica (Hedberg, 1976), Ulloa et al. (2001) propusieron los nombres Areniscas de Socha y Arcillas de Socha, de acuerdo a la litología predominante en cada una. Esta nomenclatura se ha seguido usando desde entonces y es la adoptada en la realización de este trabajo.

Este grupo corresponde a un único sistema fluvial con tendencia noreste en el que se pasa de un ambiente de río trezado en la formación Areniscas de Socha a un ambiente de río anastomosado en la formación Arcillas de Socha (Saylor et al., 2011). Este cambio es en parte explicado por el aumento en el espacio de acomodación en la cuenca generado hacia el final del Paleoceno (Bayona et al., 2006).

3 RESULTADOS

3.1 SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA

Se levantaron 264.7 m de sección estratigráfica (Figura 3) de los cuales, los primeros 2.6 m corresponden a cuatro capas de litoarenita, cada una en contacto tajante, erosivo, con la subyacente. La primera capa, de 0,7 m de espesor, de color gris, está compuesta por clastos finos subredondeados y bien seleccionados, presenta laminación plano-paralela continua en la base y laminación ondulosa paralela continua hacia el tope (Figura 4a). La segunda capa, con 0.3 m de espesor (Figura 4b), es maciza, de color más oscuro, con mayor contenido de matriz y está formada por clastos muy finos a finos, subredondeados y moderadamente seleccionados. La tercera capa, con 0.8 m de espesor, con clastos muy finos a finos, subredondeados y bien seleccionados, presenta estratificación cruzada hacia la base, estratificación cruzada planar hacia el centro y laminación ondulosa paralela discontinua hacia el tope. Finalmente, la cuarta capa, de 0.8 m de espesor (Figura 4c), está compuesta por clastos finos, subredondeados y bien seleccionados, dispuestos en láminas ondulosas discontinuas. Desde el tope de esta capa (2.6 m), hasta los 3 m, la sección se encuentra cubierta por vegetación (Figura. 5).

Entre los 3 y los 5.7 m se presentan 5 capas de litoarenita, muy similares en composición y estructuras a las 4 anteriores. Entre los 3 y los 3.8 m se encuentra una capa color sal y pimienta, localmente con óxidos rojizos, de granos muy finos a finos, subangulares, moderadamente a bien seleccionados, presentando laminación ondulosa paralela discontinua hacia la base y ondulitas hacia el tope. Sobre ésta, en contacto erosivo, se encuentra una capa de 0.4 m, con granos ligeramente más finos que la anterior, pero con igual textura y con laminación incipiente, seguida por una capa de 0.12 m, más grisácea y con granos ligeramente más gruesos, con ondulitas y gradación normal (Figura 4d). Los siguientes 0.84 m corresponden a una capa maciza, de color gris azulado oscuro, con granos muy finos a finos, subredondeados y bien seleccionados, suprayacidos por una capa de 0.85 m con

la misma textura, pero con laminación ondulosa discontinua a la base y ondulitas al tope, y de color ligeramente más claro. Los siguientes 7.1 m se encuentran cubiertos (Figura 5).

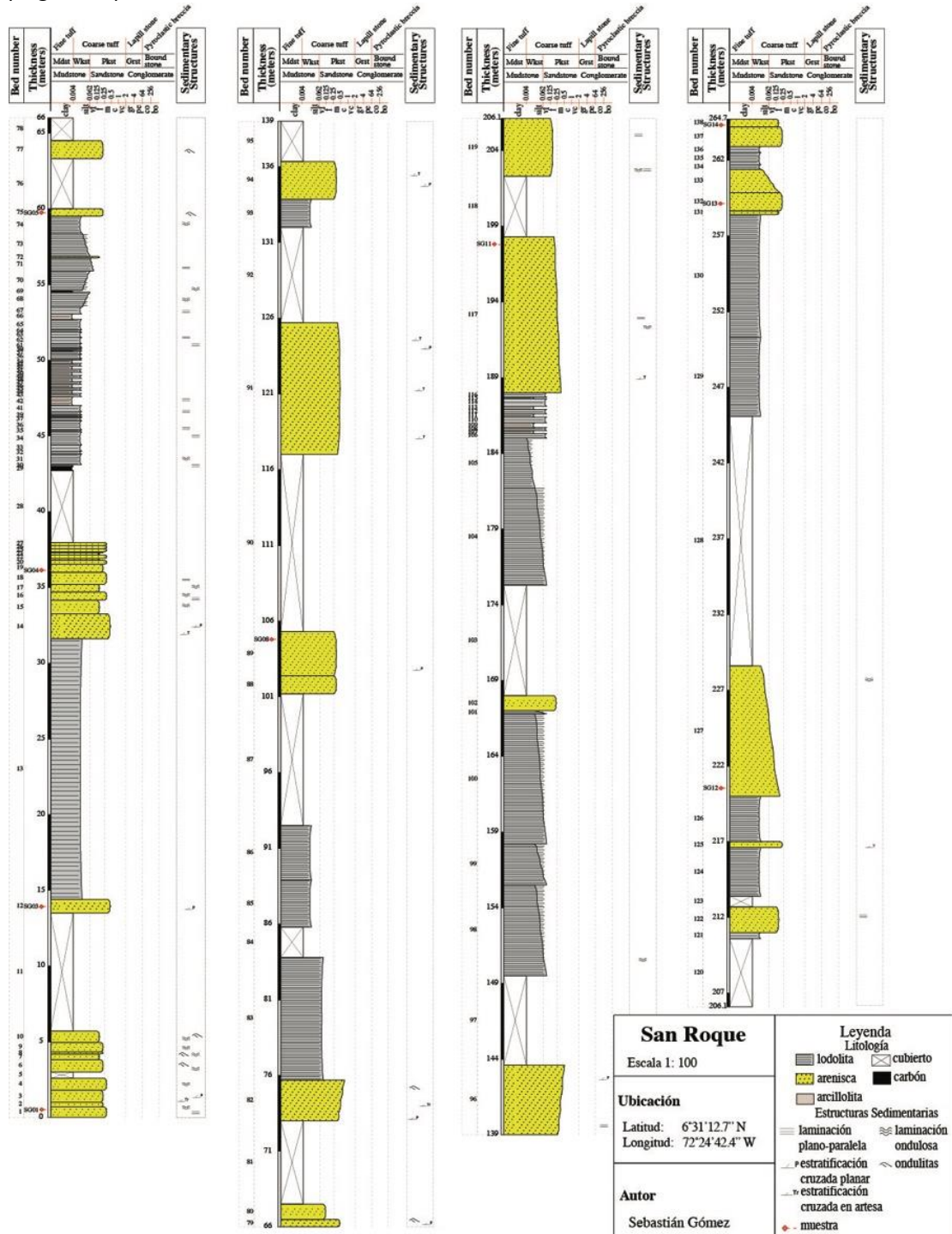


Figura 3. Columna estratigráfica de la Formación Arcillas de Socha en la localidad de San Roque.

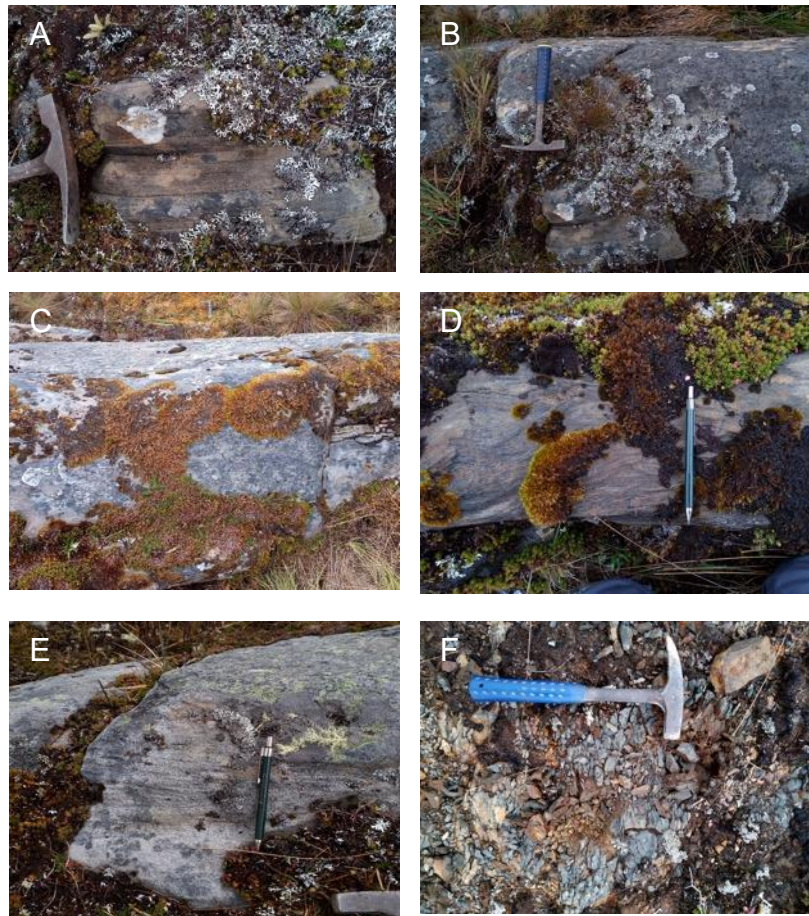


Figura 4. a. Litoarenita laminada, b. Litoarenita maciza, c. Litoarenita con lamincacion ondulosa discontinua, d. Litoarenita con ondulitas, e. Litoarenita con estratificacion cruzada, f. Lodolita maciza.

Entre 13.5 m y 14.4 m se dispone una capa de litoarenita con estratificación cruzada (Figura 4e), compuesta por granos subredondeados, moderadamente a bien seleccionados. Sobre ésta, en contacto neto, se encuentra la primera capa de lodolita de la sección (Figura 4f), con 14 m de espesor, gris verdosa, maciza, muy competente. En contacto tajante erosivo se encuentra un bloque de 1.65 m de espesor (Figura 6a), compuesto por 4 capas de igual composición y textura, con granos de finos a medios, subredondeados y moderadamente seleccionados. La primera de ellas, de 0.68 m de espesor, presenta estratificación cruzada planar, las dos siguientes, de 0.35 m y 0.33 m de espesor respectivamente, presentan

estratificación cruzada planar de bajo ángulo, mientras que la última de 0.32 m, presenta a su vez estratificación cruzada planar (Figura 6a).

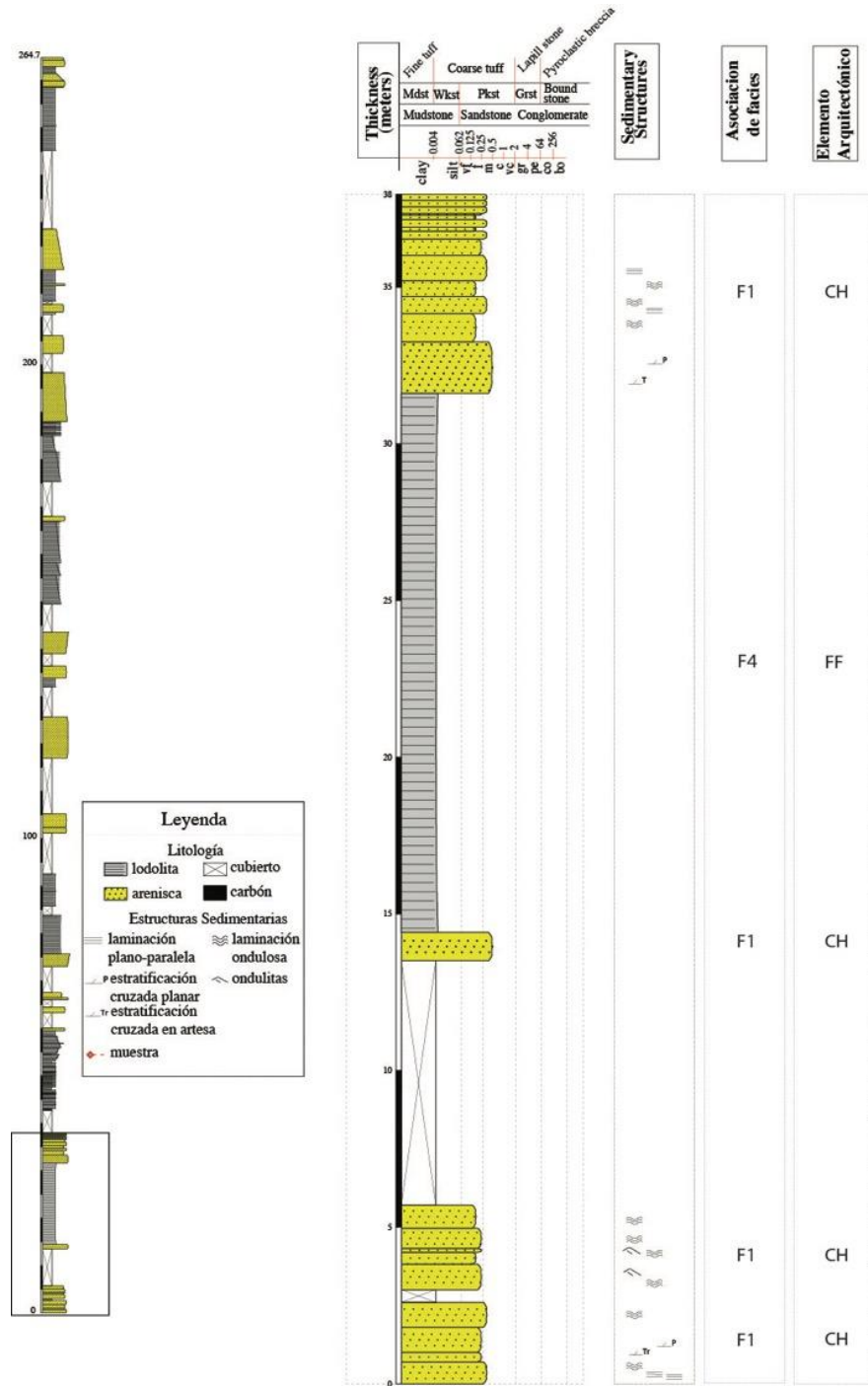


Figura 5. Columna estratigráfica entre los metros 0 y 38. La columna de la izquierda representa la totalidad de la sección, y el recuadro indica a qué porción corresponde la columna de la derecha

Entre 33.25 y 34.7 m afloran dos capas de litoarenita en contacto neto (Figura 6b). La primera, de 1.9 m de espesor, de color gris y localmente oxidada, presenta laminación heterolítica y está compuesta por granos muy finos, subredondeados a subangulares, moderadamente seleccionados. La segunda, de 0.55 m de espesor, si bien presenta la misma composición, está conformada por granos más gruesos (arena fina) y presenta laminación plano-paralela continua hacia la base y ondulosa paralela continua hacia el tope. Las mismas litologías de estas dos últimas capas se repiten en la siguientes dos, entre 34.7 y 36 m, correspondiendo la primera a una litoarenita de grano muy fino con laminación heterolítica, y la segunda de grano fino con laminación plano-paralela continua a la base y ondulosa paralela continua hacia el tope (Figura 5).

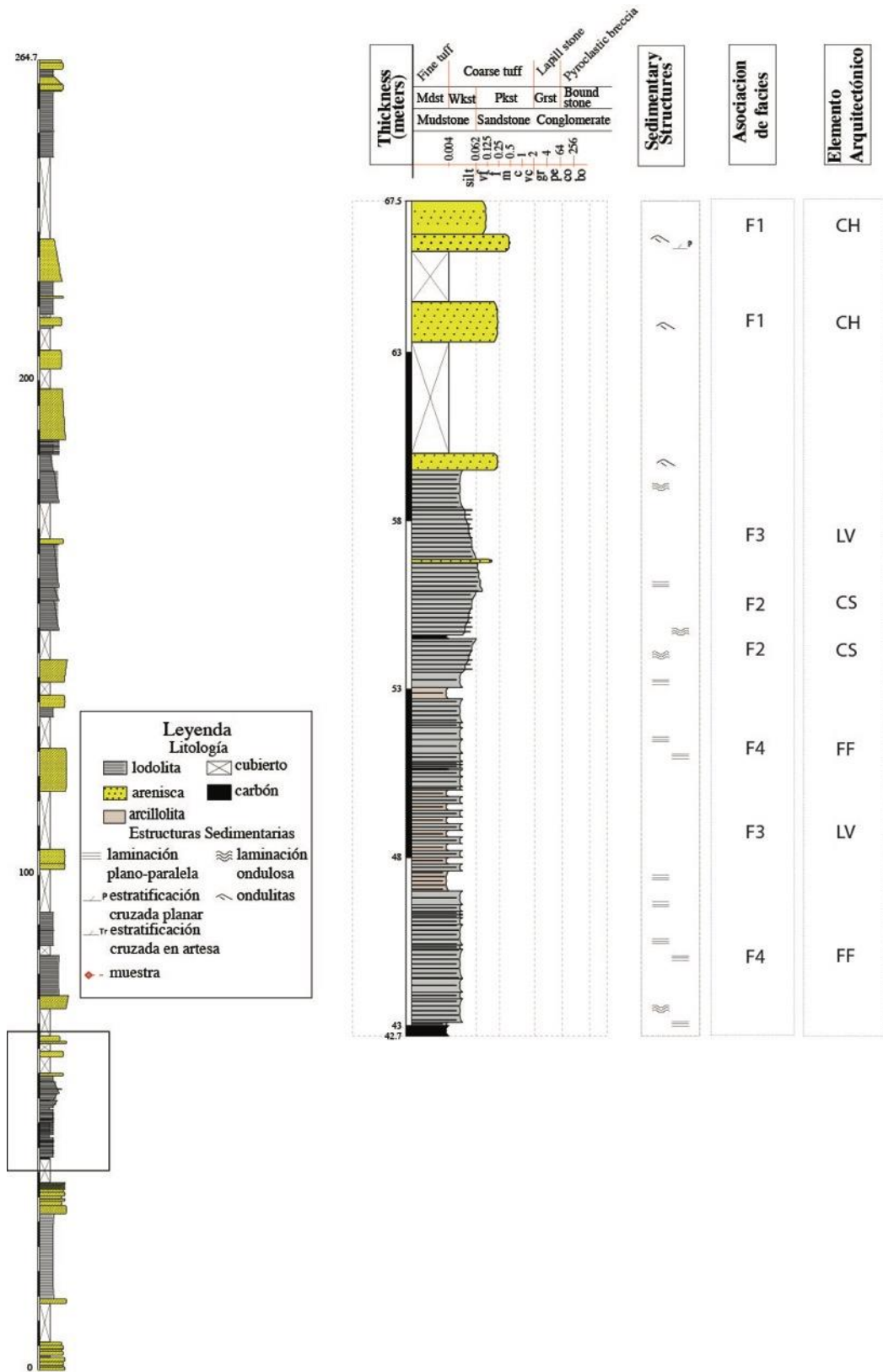


Figura 6. a. Bloque de litoarenita, b. Capas de litoarenita con laminación heterolítica a la base y plano paralela al tope c. Litoarenitas intercaladas d. Litoarenita y lodolita.

Desde los 36 m y hasta los 37.96 m, (Figura 5) afloran 7 capas intercaladas (Figura 6c) de litoarenita de grano muy fino a fino y fino, bien seleccionadas. La primera, con laminación ondulosa paralela discontinua hacia la base y plano-paralela hacia el tope; la segunda, cuarta y sexta, de grano fino, muestran laminación plano-paralela discontinua; las demás, de grano muy fino a fino, son macizas. Sobre esta intercalación aflora una capa de 0.61 m (Figura 6d) de litoarenita fina maciza hacia la base y con laminación plano-paralela discontinua hacia el tope. Los siguientes 4.8 m, que comprenden hasta el metro 42.76 de la sección, corresponden a un cubierto a partir del cual empiezan a predominar las lodolitas y arcillas que le dan nombre a la formación (Figura 8).



Figura 7. a. Intercalación de arcillolita y lodolita con alto contenido de materia orgánica, b. Intercalación de lodolitas y lodolitas arcillosas c. Restos de hojas fósiles.



Así, sobre una capa de carbón de 0.24 m, se encuentra una arcillolita negra, laminada (Figura 7a), fisible, de 0.1 m de espesor, a su vez suprayacida por dos capas de lodolita gris oscura verdosa, localmente laminada la primera (0.7 m) y maciza (Figura 7a) la segunda (0.2 m); ambas con fragmentos aislados de hojas fósiles. En contacto neto, se encuentra una lodolita arenosa de 0.5 m de espesor, gris oscura, maciza, con un lente de arenisca muy fina hacia la base, seguida por una lodolita arenosa, gris oscuro verdoso, de 0.87 m de espesor, con laminación plano-paralela discontinua (Figura 8).

A continuación, entre 45.27 m y 46 m, se presentan dos capas de lodolita gris oscura, una maciza, de 0.2 m, con fragmentos vegetales aislados, y otra con laminación plano-paralela, láminas de carbón y abundantes fragmentos de hojas fósiles (Figura 7c). A partir de los 46 m, sobre un contacto erosivo con la capa anterior, y hasta los 47 m se encuentra una intercalación de lodolitas gris oscura verdosa (Figura 7b), con laminación heterolítica y lodolitas más arcillosas, menos competentes, con laminación y restos aislados de hojas. En contacto tajante, y con un espesor de 0.6 m se encuentra una capa de arcillolita negra laminada, localmente oxidada. A partir del tope de esta capa, y hasta 50.4 m, se presenta intercalación de lodolitas laminadas, muy competentes, grises oscuras, con restos de plantas y arcillolitas grises verdosas oscuras, laminadas, menos competentes, con restos aislados de hojas.

Entre 50.4 y 52 m se presenta intercalación de lodolitas negras, carbonosas, con laminación ondulosa y plano-paralela, con lodolitas más carbonosas, fisibles, de menor espesor (Figura 9a). A los 50.2 m se encuentra una capa de carbón de 0.07 m de espesor. Sobre los 52 m, se encuentra una capa de 0.7 m de lodolita gris, maciza, con fragmentos aislados de hojas (Figura 9c) y raíces, localmente oxidadas, seguido por una capa de 0.35 m de arcillolita negra, con abundantes fragmentos vegetales y, sobre ésta, una capa de lodolita negra laminada, carbonosa, de 0.45 m de espesor.

A partir de los 53.5 m, y hasta el metro 54.5, se presenta una capa de lodolita gris claro verdoso, maciza, con gradación inversa hacia lodolita arenosa. Hacia la base,

se presenta un lente de lodolita carbonosa fisible. Hacia el tope de esta capa, en contacto tajante con la misma, se presenta una capa de carbón de 0.1 m, seguida por una capa de lodolita de 1.3 m con gradación inversa a lodolita arenosa, con restos de hojas fósiles y, en la base, laminación convoluta (Figura. 8).



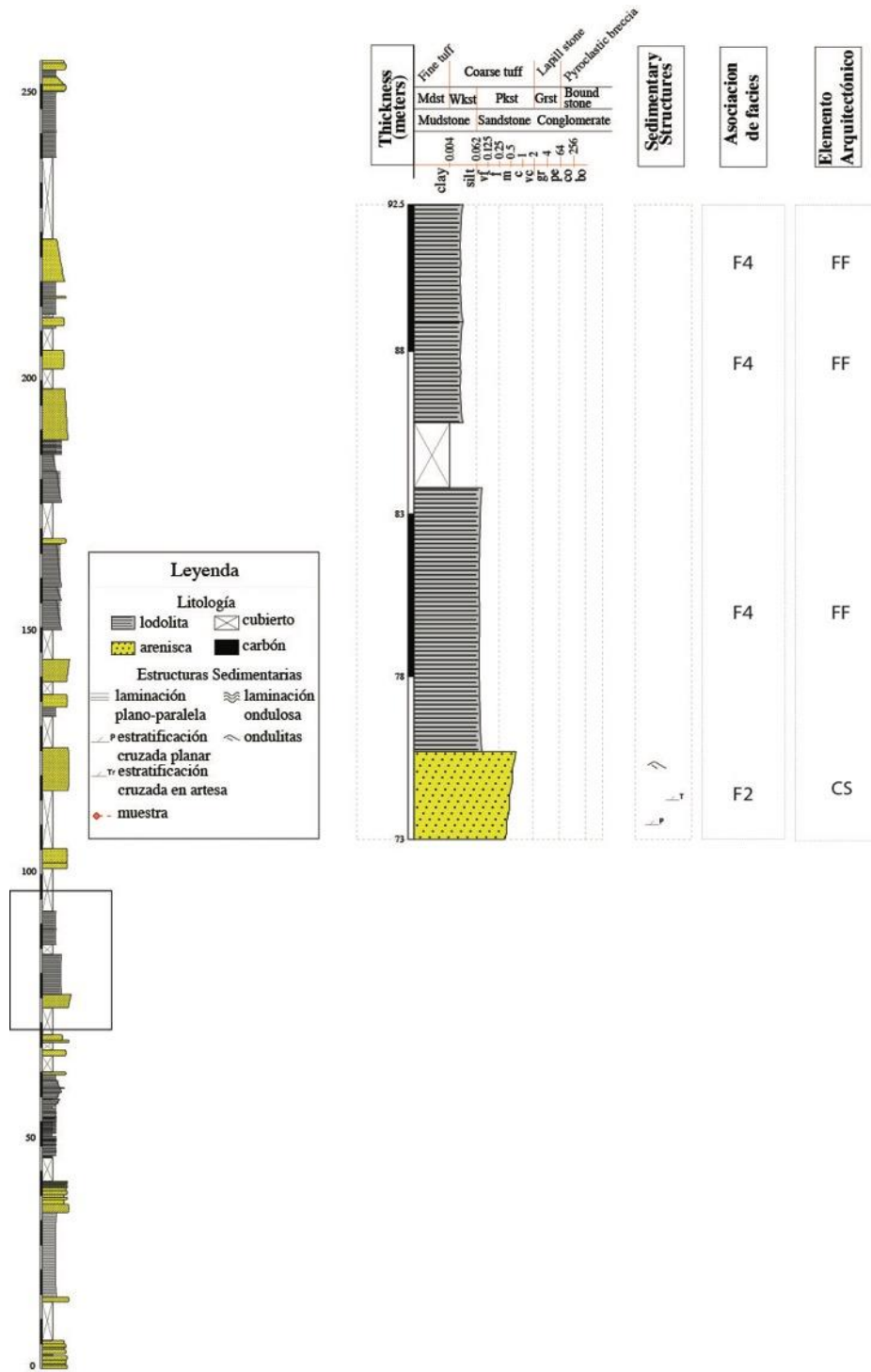
Figura 9. a. Intercalación de lodolitas negras fisibles, con lodolitas arcillosas y carbón. b. Litoarenita con estratificación cruzada a la base y ondulitas al tope. c. Restos de hojas fósiles en lodolita.

Entre 55.9 m y 58.4 m aflora una capa de lodolita arenosa con gradación normal a lodolita. Hacia la base, esta capa presenta laminación ondulosa. A 0.4 m de la base se encuentra un nivel con concreciones redondeadas, de material lodoso y, a 0.9 m un lente de litoarenita muy fina de 0.05 m de espesor. Hacia el tope de la capa se observan también concreciones redondeadas del mismo material. La lodolita en el tope de la capa es maciza. Sobre ésta, en contacto gradacional, se encuentra una capa de 1.05 m de espesor de lodolita gris oscura con abundantes restos de hojas y raíces. A partir del tope de esta capa la sección vuelve a ser dominada por litoarenitas (Figura 8).

Así, entre 59.5 m y 75.7 m, se encuentran 4 capas espesas de litoarenita y una de lodolita arenosa, separadas por intervalos cubiertos. La primera de estas capas de litoarenita, que cubre desde 59.5 hasta 60 m y está en contacto erosivo con la adyacente capa de lodolita, está compuesta por clastos muy finos a finos que gradan hacia el tope a finos, subredondeados, moderadamente seleccionados, presentando ondulitas a la base. Esta capa está separada de la siguiente capa de litoarenita por un intervalo cubierto de 3.3 m. Sobre éste, y hasta 64.5 m, aflora una capa de litoarenita muy fina a fina, con ondulitas y laminación heterolítica, con clastos subredondeados y moderadamente seleccionados.

Después de un intervalo cubierto de 1.5 m, entre 66 y 66.5 m, se presenta una capa de litoarenita fina a media, con clastos subredondeados, moderadamente seleccionados, con estratificación cruzada a la base y ondulitas al tope, e intraclastos de carbón y lodolita. En contacto neto sobre esta capa, y hasta 67.5 m, aflora una lodolita arenosa con ondulitas y un lente de lodolita hacia el tope. Luego de un intervalo cubierto de 5.5 m de espesor, y hasta 75.7 m, aflora un paquete grueso de litoarenitas de 2.7 m de espesor (Figura 9b), con gradación inversa desde arena fina hasta arena media, con estratificación cruzada planar hacia la base y ondulitas (Figura 9b) y estratificación cruzada planar y en artesa hacia el tope. Los clastos que la componen son de subangulosos a subredondeados y moderadamente a bien seleccionados (Figura 10).

Después de esta capa, la sección vuelve a ser dominada por material más fino. La siguiente capa, que va hasta 83.8 m, corresponde a una capa de lodolita arenosa gris verdosa oscura, maciza, cementada, con materia orgánica y moscovita. Al tope de ésta, después de 2 m cubiertos, aflora una capa de lodolita maciza, gris oscura, de 3.1 m de espesor, con abundantes fragmentos de hojas y raíces, seguida por una capa de lodolita arenosa de 3.6 m de espesor, maciza, gris azulosa moteada, con evidencias de pedogénesis y láminas de arcilla del mismo color. Esta capa es seguida por un intervalo cubierto de 8.7 m (Figura 10).



Sobre el intervalo cubierto (entre 101.2 y 105.3 m) afloran dos capas muy similares de litoarenita fina, la primera con estratificación cruzada planar y la segunda maciza. Ambas están compuestas por granos subredondeados, con moderada selección. Entre 105.3 y 117 m la sección se encuentra cubierta. Posteriormente, y hasta 125.7 m, aflora un paquete muy espeso de litoarenita con gradación inversa de fina-media a media, con estratificación cruzada planar hacia la base (Figura 11a), estratificación cruzada en artesa hacia el centro y estratificación cruzada plana y en artesa hacia el tope. Los clastos que componen las capas son subangulares, pobre a moderadamente seleccionados y de esfericidad media a baja. Esta capa está seguida por una capa de 8.5 m de lodolita arenosa gris verdoso oscuro, con laminación heterolítica a la base y maciza al tope.



Figura 11. a. Litoarenita con estratificación cruzada planar y gradación inversa b. Lodolita arenosa moteada c. Lodolita arenosa moteada con gradación normal a arcillolita moteada d. Intercalación de lodolitas y limolitas macizas, moteadas e. Litoarenita con laminación ondulosa y lodolita maciza f. Litoarenita laminada

A 132.25 m se observa un lente de lodolita y en contacto ondulado neto se encuentra una capa de litoarenita fina de 2.5 m de espesor, bien seleccionada, con estratificación cruzada planar y en artesa (Figura 12). Esta capa da paso a un intervalo cubierto de 2.65 m, llegando hasta los 139 m de la sección.

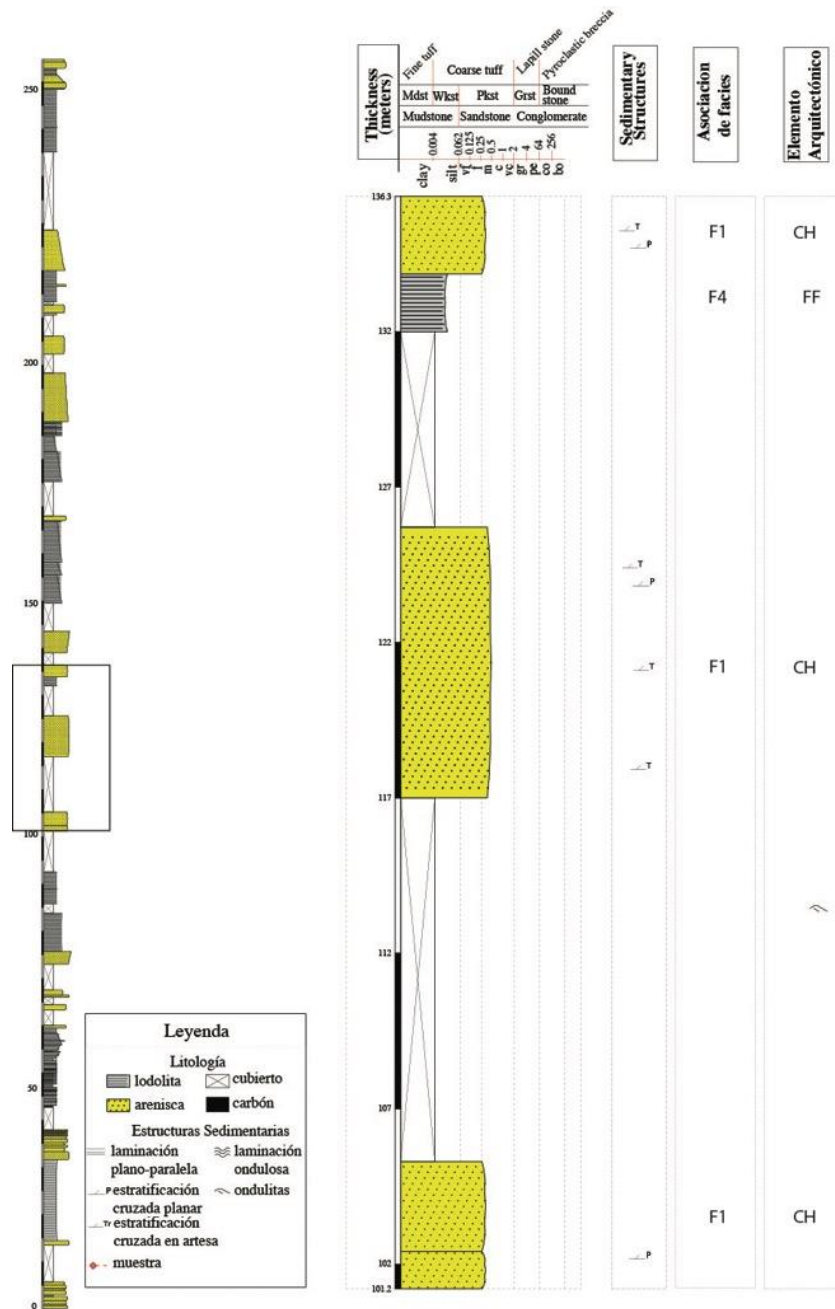


Figura 12. Columna estratigráfica entre los metros 101.2 y 136.3.

Posterior al intervalo cubierto, aflora un paquete de 4.6 m de litoarenita más cuarzosa con gradación inversa de fina a media, con estratificación plano-paralela hacia la base y cruzada planar al tope. Los granos son subangulares, moderadamente seleccionados y de esfericidad media. Al tope de esta capa, desde 143.6 y hasta 167 m, aparecen 5 capas, cada una con gradación inversa, de lodolita arenosa a lodolita, moteadas, macizas, con marcas de raíces, fragmentos de hojas y oxidadas, correspondiendo, en el tope, a 4 capas de paleosuelos arcillosos, que terminan con la aparición, a 167 m y hasta 168.1 m (Figura 13) de una capa de litoarenita muy fina a fina, verde oscura, bien seleccionada, muy cementada, con clastos redondeados y micas.

Al tope de esta capa la sección vuelve a estar nuevamente cubierta hasta 175.3 m, donde aflora una capa de 6.4 m con gradación normal de lodolita arenosa a arcillolita moteada (Figura 11b), gris azulosa y roja, maciza, con marcas de raíces, correspondiendo a un paleosuelo, seguida por una capa con las mismas características de 3.3 m de espesor (Figura 11c). Desde el tope de esta capa, a 185 m, y hasta 188 m, se observa una intercalación de limolitas macizas (Figura 11d), con lodolitas arcillosas macizas, moteadas con rojo. El final de la intercalación está marcado por un contacto neto ondulado, con una capa de litoarenita con gradación normal de arena fina-media a muy fina-fina, cuarzosa, con clastos subangulares, moderada a pobremente seleccionada. La capa presenta estratificación cruzada a la base y planar hacia el medio. También se observa una gradación composicional de más cuarzosa a la base a más lítica al tope. Al final de esa capa la sección se encuentra cubierta por un intervalo de 4 m (Figura 13).

Sobre esta última capa, desde 202.3 m y hasta 206.1 m (Figura 14), aflora una capa de litoarenita muy fina (Figura 11e), con laminación ondulosa a la base, y *flaser* al tope. Sobre ésta, se encuentran dos capas de lodolita arenosa maciza gris oscuro que cubren hasta 211 m, donde aflora nuevamente una capa de litoarenita muy fina, con laminación heterolítica, de 1.7 m de espesor (figura 10f). Esta capa es seguida por un intervalo cubierto de 0.7 m, seguido a su vez por una capa de 3.2 m de

espesor de lodolita moteada, maciza, con marcas de raíces, correspondiendo a un paleosuelo. El límite superior de esta capa está marcado por la aparición, a 216.6 m de una capa lenticular de litoarenita con estratificación cruzada, de 0.4 m de espesor (Figura 15).

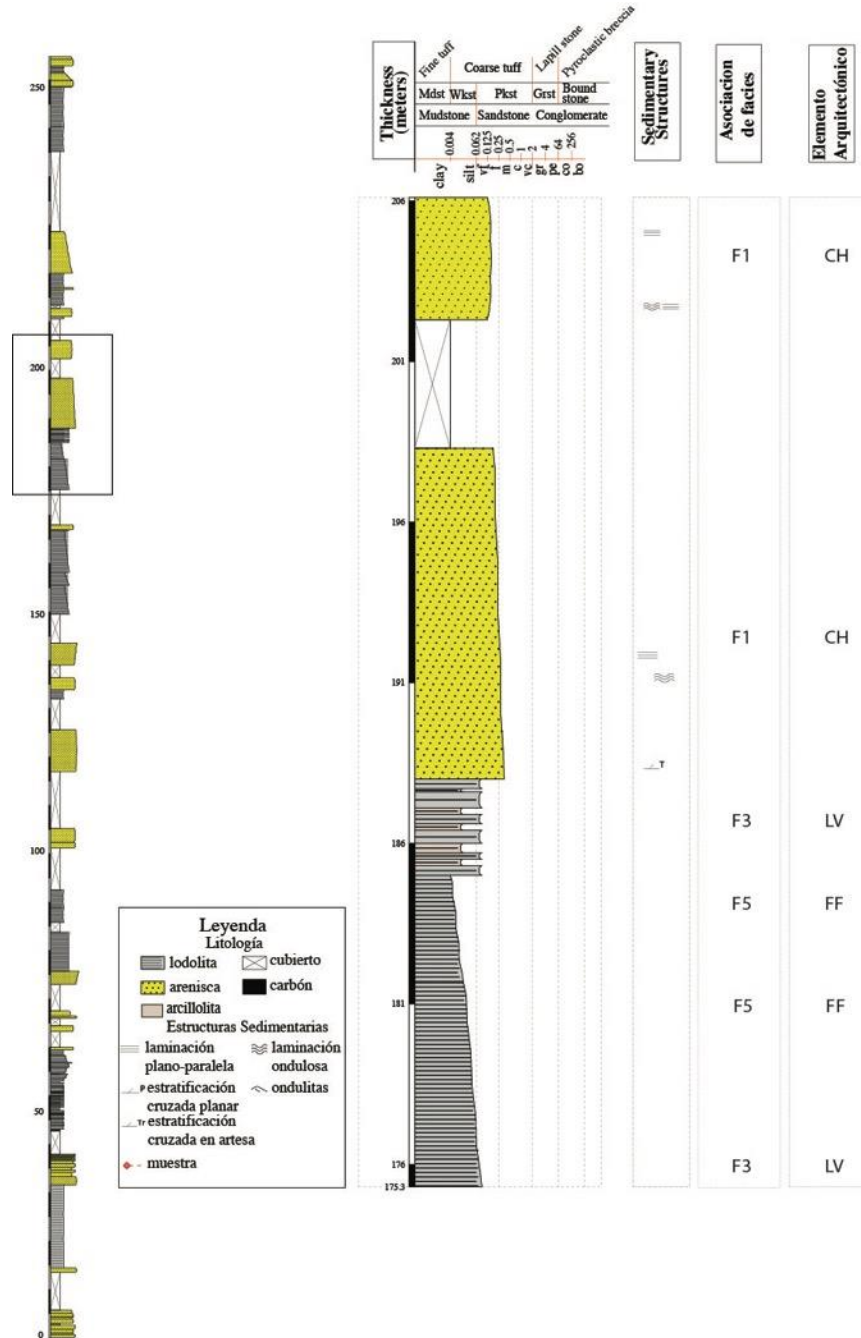


Figura 14. Columna estratigráfica entre los metros 175.3 y 206.

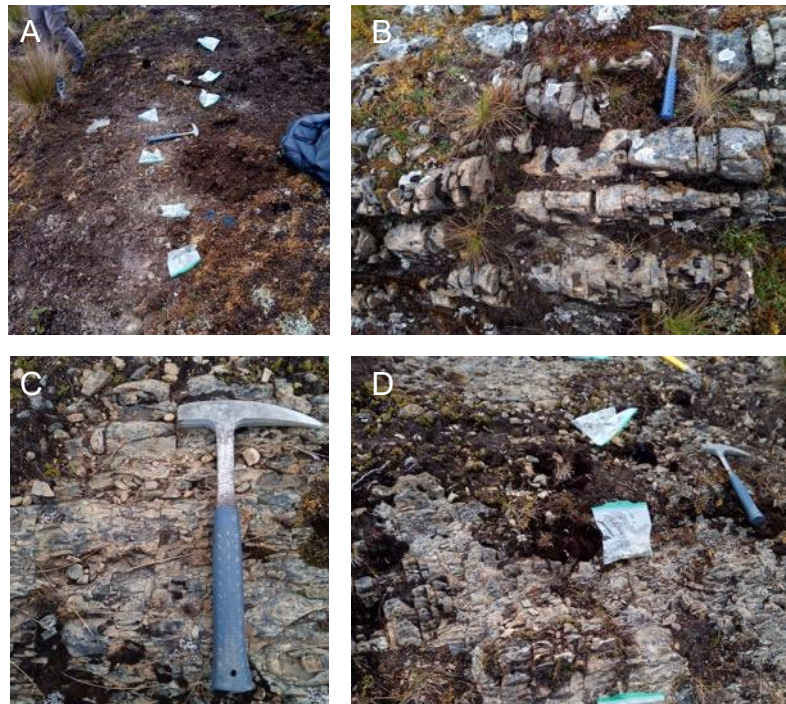
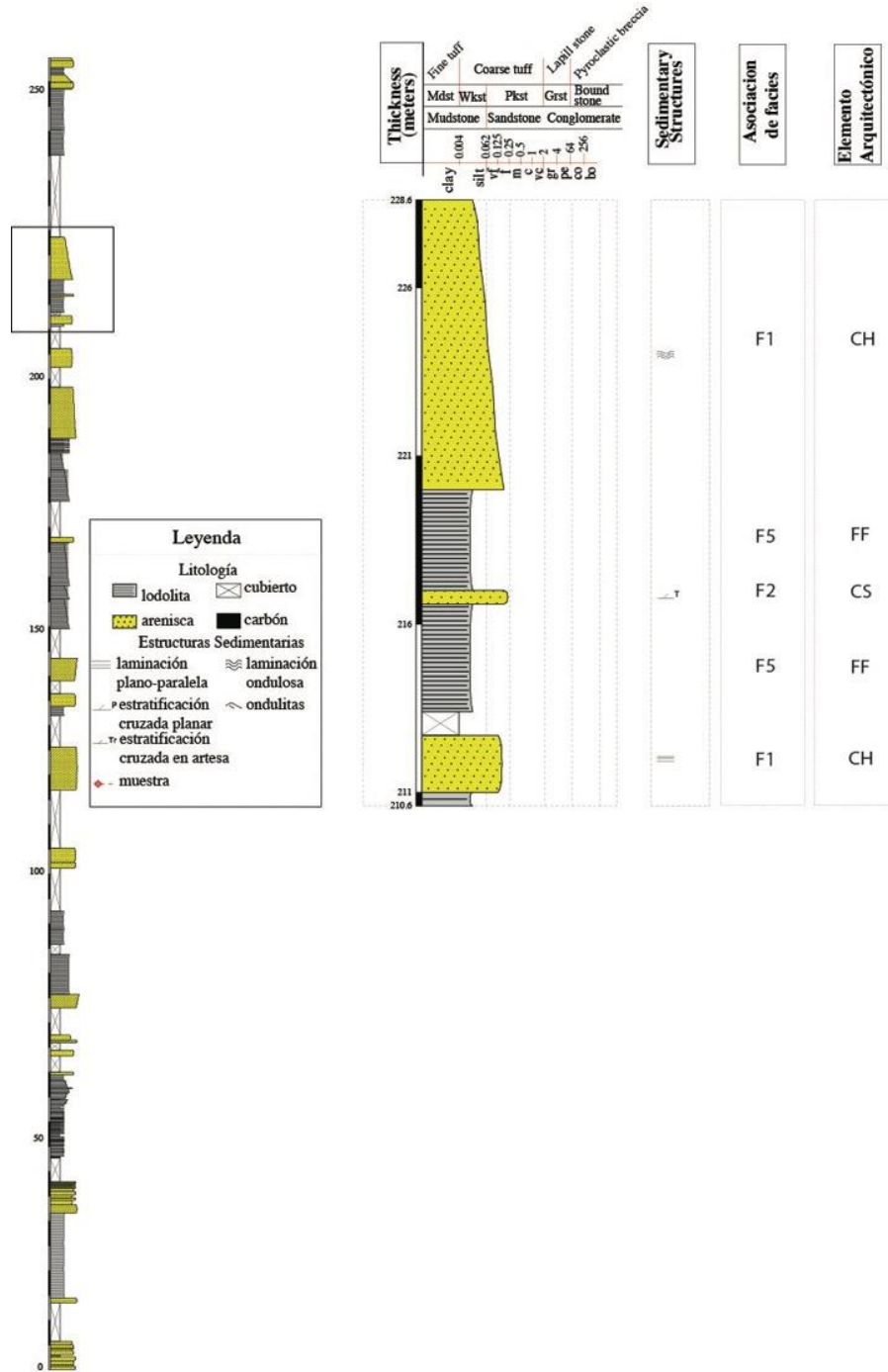


Figura 15. a. Lodolita moteada b. Litoarenita maciza con intercalaciones lenticulares de lodolita c. Lodolita ligeramente moteada con laminación discontinua, d. Lodolita moteada.

A continuación de dicha capa, a 217 m aflora una lodolita arenosa hacia la base y limosa hacia el tope (Figura 15a), localmente moteada, con lentes de arenisca muy fina. Sobre ésta, en contacto neto ondulado, se encuentra una capa de 8.6 m de espesor, con gradación normal, de litoarenita muy fina-fina a lodolita. Hacia la base, la litoarenita es maciza (Figura 15b), con lentes de lodolita y, hacia el tope, la lodolita presenta laminación ondulosa discontinua (Figura 15c y 15d). Esta capa termina a los 228.6 m (Figura 16), donde la sección se encuentra cubierta por un intervalo de 16.5 m.

Después de esta capa, a los 245.1 m afloran dos capas de lodolita, la primera, de 5.2 m, maciza, moteada, con nódulos de hierro y señales de pedogénesis, y la segunda de 8.1 m, maciza, muy competente, localmente oxidada. El final de esta está marcado por el contacto con las suprayacentes litoarenitas muy finas, macizas que, a su vez, dan lugar a una capa de 1.6 m de espesor con gradación normal de arenisca muy fina a lodolita moteada. Sobre esta, a 261.4 m y hasta 262.9 m se

presentan tres capas de igual composición, correspondientes a lodolitas macizas, moteadas. Desde este punto, y hasta 264.7 m, que corresponde al final de la sección, afloran dos capas de sublitoarenita, con ondulitas.



3.2 FACIES SEDIMENTARIAS Y AMBIENTES DE ACUMULACIÓN

Basado en la litología, textura, estructuras sedimentarias, geometría de las capas, tipos de contactos y espesores identificados en la columna, definí 12 litofacies (Tabla 3), agrupadas en 5 asociaciones (F1, F2, F3, F4, F5) y reconocí 4 elementos arquitectónicos (Canal, *Crevasse splay*, *Levee*, y Finos de llanura de inundación) que serán presentados en la sección 3.2.2.

Tabla 3. Códigos, descripción e interpretación de litofacies

Litofacies	Descripción	Estructuras Sedimentarias	Interpretación
Sm	Arenisca fina a media	Maciza	Depósito rápido de arena
St	Arenisca muy fina a media	Estratificación cruzada en artesa	Depósito de arenas asociado a migración de dunas subacuáticas
Sr	Arenisca muy fina a media	Ondulitas	Depósito de arenas asociado a flujo unidireccional de baja energía
Sw	Arenisca muy fina a media	Laminación ondulosa	Depósito de arenas asociado a flujo de baja energía
Swf	Arenisca muy fina a fina y lodolita	Laminación heterolítica ondulosa	Depósitos de tracción baja intercalados con depósitos de material en suspensión
Sh	Arenisca muy fina a media	Laminación plano-paralela	Depósito de arena asociados a regímenes de alto flujo
Sp	Arenisca muy fina a media	Estratificación cruzada planar	Depósito en el <i>foreset</i> de dunas u ondulitas en régimen de flujo bajo
Ml	Lodolita, lodolita arenosa y arcillolita	Laminación plano paralela	Depósito de material en suspensión en aguas someras sin corriente
Mw	Lodolita y lodolita arenosa	Laminación Ondulosa	Depósito de lodo asociado a corrientes de baja energía, posiblemente próximos al <i>levee</i>
Mm	Lodolita y lodolita arenosa maciza	Maciza	Depósito de material en suspensión en la llanura de inundación, afectado por bioturbación
Mx	Lodolita y lodolita arenosa	Maciza, con raíces, moteada	Depósito de lodo en la llanura de inundación afectado por procesos pedogenéticos
C	Carbón	Laminación plano-paralela	Depósitos de plantas en <i>backswamps</i>

3.2.1 Asociaciones de facies

F1(Sp, St, Sr, Sh, Sm)

La asociación F1 corresponde a paquetes espesos de capas amalgamadas de areniscas finas y finas a medias, en general moderadamente a bien seleccionadas, con clastos subredondeados. Las capas presentan estratificación cruzada planar, en artesa y, localmente hacia el tope, ondulitas o laminación plano-paralela (Figura 17). Estas capas pueden o no presentar gradación o tener una ligera gradación inversa y los contactos con las capas subyacentes suelen ser irregulares y pueden presentar localmente intraclastos de lodolita. Esta asociación se interpretó como correspondiente a ambientes de acumulación de canales.



Figura 17. Capas y litofacies típicas de la asociación F1

F2 (Sr, St, Swf, Mw)

La asociación F2 corresponde a capas con gradación inversa de arenisca muy fina a fina y lodolita arenosa. Las capas de arenisca están compuestas por clastos subredondeados, moderadamente a bien seleccionados y presentan ondulitas, estratificación cruzada en artesa y laminación heterolítica (Figura 18). Esta asociación corresponde a depósitos de *crevasse splay*, evidenciando avulsión en los canales (Miall, 2014).

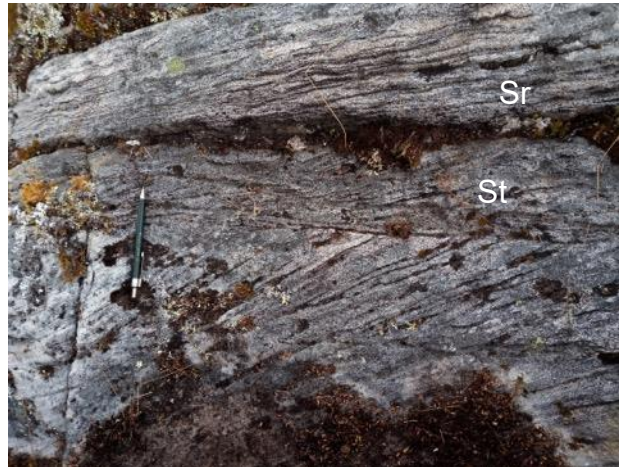


Figura 18. Litofacies características de la asociación F2.

F3 (Mw, MI, Mm, C)

La asociación F3 corresponde a lodolitas arenosas, lodolitas y arcillolitas, las primeras dos con laminación ondulosa, laminación plano-paralela y, en ocasiones, macizas y la tercera, generalmente con laminación plano-paralela, aunque en ocasiones se encuentran macizas. Las lodolitas y lodolitas arenosas presentan principalmente gradación normal, mientras que las arcillolitas no presentan gradación. En general, las tres litologías presentan alto contenido de materia orgánica hacia la base de la sección y pueden estar intercaladas con lentes o capas finas de carbón.



Figura 19. Afloramiento y litofacies típicas de la asociación F3

En la sección esta asociación se presenta en intercalaciones de lodolitas y arcillolitas y como capas espesas de lodolita arenosa con gradación a lodolita y arcillolita (Figura 19). Esta asociación, cuando se presenta en capas delgadas intercaladas de lodolitas y arcillolitas se interpretó como depósitos de *levee*, mientras que aquellas con gradación normal de lodolita arenosa a lodolita o arcillolita fueron interpretados como depósitos de llanura de inundación proximal, asociado a depósitos de *overbank*.

F4 (MI, Mm, C)

La asociación F4 corresponde a lodolitas y lodolitas arenosas con laminación plano-paralela o macizas, dispuestas en capas espesas sin gradación. Los contactos pueden ser netos o gradacionales. Las lodolitas presentan alto contenido de materia orgánica y pueden presentar incluso láminas de carbón o estar intercaladas con capas delgadas de este. Esta asociación corresponde a depósitos de llanura de inundación y es exclusiva de los depósitos del Paleoceno.



Figura 20. Afloramiento característico de la asociación F4

Las capas de lodolita con laminación paralela y alto contenido de materia orgánica, al igual que las láminas o lentes de carbón, pueden representar la parte más distal del depósito en la llanura de inundación, posiblemente asociada a un *backswamp*, mientras que las de lodolita arenosa y arenisca muy fina, representan la parte más proximal al canal. La ausencia de estructuras en las capas se debe a bioturbación por parte de raíces, asociada a desarrollo de suelo incipiente.

F5 (Mx)

La asociación F5 comprende capas espesas de lodolitas moteadas y varicoloreadas, macizas, bioturbadas (Figura 21). En esta asociación, el material predominantemente arcilloso, la ausencia de estructuras sedimentarias, el carácter moteado y los abundantes óxidos sugieren la presencia de paleo-suelos formados a partir de la meteorización química de los depósitos finos de la llanura de inundación. Esta asociación aparece únicamente en el Eoceno.



Figura 21. Afloramiento típico de la asociación F5

3.2.2 Análisis de Elementos Arquitectónicos

Para una correcta interpretación del ambiente de depósito es necesario tener en cuenta también, además de la litología y las estructuras sedimentarias, la arquitectura de las capas y las relaciones verticales entre éstas (Miall, 2014). Dicha arquitectura está dada por la forma, el espesor, la extensión y los contactos (Miall, 2016).

Para los depósitos fluviales Miall (2006) definió 8 elementos arquitectónicos a identificar en un depósito fluvial y que pueden ayudar a la correcta interpretación del subambiente en el que se depositaron las capas observadas. Además de las características morfológicas, para cada elemento arquitectónico Miall (2006, 2014) describe también las litofacies y, por tanto, las asociaciones de facies características de cada elemento.



Figura 22. Elementos arquitectónicos identificados en la localidad de San Roque

Siguiendo la nomenclatura y descripciones propuestas por este autor, a partir de la geometría, litología y textura de las capas, en la sección de San Roque se pudieron identificar los siguientes elementos:

Canales (CH)

Este elemento está representado por la asociación **F1**. En éste, las capas, de entre decenas de centímetros y algunos metros de espesor son, en general, en forma de cinta (*Ribbon*) y algunas lenticulares (Figura 22), con bases erosivas, irregulares y topes planos.

Levee (LV)

Este elemento está representado por la asociación **F3**. Aquí, las capas son tabulares (Figura 22), con contactos gradacionales y netos y geometría tabular, que se extienden lateralmente por cientos de metros. Las capas presentan, en general, gradación normal desde lodolita arenosa o arenisca muy fina a lodolita o arcillolita correspondiente a la primera parte de la llanura de inundación.

Crevasse Splay (CS)

Este elemento está representado por las capas de arenisca y lodolita arenosa de la asociación **F2**. Las capas son, en general, tabulares (Figura 22), con bases planas, correspondientes a contactos netos y topes con contactos gradacionales, generalmente, con capas de la asociación **F3**. Estas pueden alcanzar hasta 4 metros de espesor. Las capas presentan gradación inversa.

Finos de llanura de inundación (FF)

Este elemento hace referencia a las capas de lodolita y lodolita arenosa de las asociaciones F4 y F5. Las capas son espesas, de hasta 15 m, en forma de sábana, con extensiones laterales de kilómetros (Figura 22). Los contactos son predominantemente netos y en ocasiones gradacionales. Las capas no presentan gradación y tienden a ser laminadas, a menos que presenten bioturbación.

3.2.3 Ambiente de acumulación

La estratificación cruzada presente en varias capas de las asociaciones F1 y F2, la geometría lenticular de algunas capas que las componen, la inequívoca evidencia de acumulación subaérea registrada en los paleosuelos de la asociación F5 y la ausencia de conglomerados en toda la sección, permiten inferir para ésta un ambiente de acumulación fluvial de gradiente bajo y, en general, de baja energía (Makaske, 2001).

Las facies arenosas en las que las capas interpretadas como depósitos de canal (F1) presentan forma de cinta y lenticular, sin gradación o con gradación normal, con espesores centimétricos o métricos y, predominantemente, con estratificación cruzada en artesa, permiten inferir un sistema con múltiples canales en el que la agradación prima sobre la acreción lateral (Horiuchi, 2012).

La asociación F3 y el elemento arquitectónico LV, asociados a depósitos de *levee*, presentes en capas espesas con gradación normal, evidencian abundantes depósitos aparentemente cíclicos (Figura 13). La gradación normal de lodolita arenosa del *levee* a lodolita o arcillolita de la llanura de inundación evidencia también rápida agradación en una corriente de baja energía asociada a baja pendiente en un ambiente húmedo (Makaske, 2001). Por su parte, la asociación F2 y el elemento arquitectónico CS, correspondientes a *crevasse splay*, evidencian eventos de avulsión en los canales, que corresponde también a un importante mecanismo de agradación de los canales.

Las facies lodosas de las asociaciones F4 y F5, que corresponden a depósitos de llanura de inundación, comprenden el 60% del total de la sección de San Roque. Estos están generalmente dispuestos en capas espesas de hasta decenas de metros. La proporción de finos respecto a depósitos de canal, el espesor de las capas, la presencia de carbón hacia la base de la sección y el intenso desarrollo de suelo de la asociación F5 hacia el tope, permite inferir un ambiente de depósito relativamente estable (Miall, 2014).

La geometría predominantemente en forma de cinta (*ribbon*) de las capas de canal, la predominancia de agradación sobre eventos de acreción lateral evidenciado en las estructuras sedimentarias de estas mismas capas, la mayor proporción de depósitos de llanura de inundación sobre depósitos de canal, la presencia de eventos de avulsión y *crevasse splay*, la evidencia de baja pendiente y en general baja energía, corresponden todos a elementos descritos por Miall (2014) para depósitos asociados a ríos anastomosados (Figura 23), en particular, dichas características, sumadas al hecho de que no se observan cambios significativos en las asociaciones de facies y elementos arquitectónicos a lo largo de la sección, permiten inferir un río anastomosado de rápida agradación y larga duración (Makaske, 2001; Miall, 2016) (Figura 23), comparable con depósitos modernos en ambiente húmedos (Morozova y Smith, 1999)

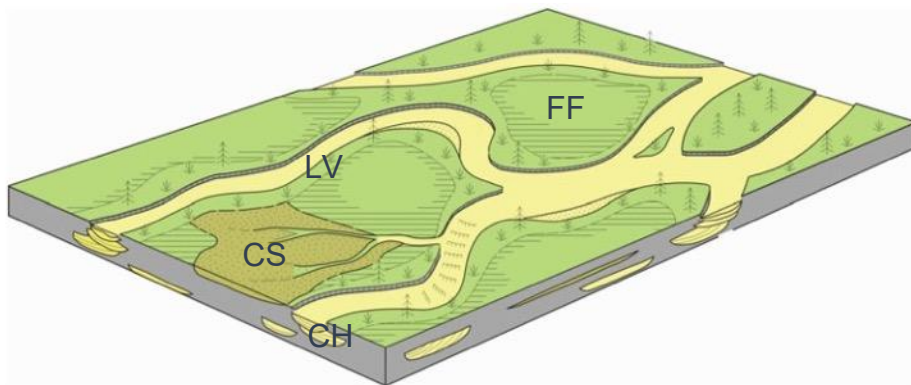


Figura 23. Ambientes de depósito en un sistema de río anastomosado presentando la ubicación del canal (CH), *crevasse splay* (CS), *levee* (LV) y finos de llanura de inundación (FF). Tomado y modificado de Miall (2016).

Si bien en la sección de San Roque no es posible afirmar con certeza la existencia de varios canales activos al mismo tiempo sin tener dataciones precisas de los depósitos de canal, elemento que es fundamental para la definición de un río anastomosado (Smith, 1983), los elementos anteriormente descritos, que coinciden con los descritos para ríos anastomosados en ambientes tropicales húmedos actuales y con secciones estratigráficas interpretadas como depósitos de este mismo tipo de río, es posible interpretar que la sección levantada en la localidad de San Roque, que comprende la Formación Arcillas de Socha, corresponde a depósitos asociados a un ambiente fluvial de tipo anastomosado.

3.3 PETROGRAFÍA

Las diez muestras colectadas y separadas de acuerdo a la edad se clasificaron según su composición mineralógica usando el diagrama de Folk (1980) (Figura 24) y según la configuración tectónica de la fuente usando el diagrama de Dickinson (1983) (Figura 25).

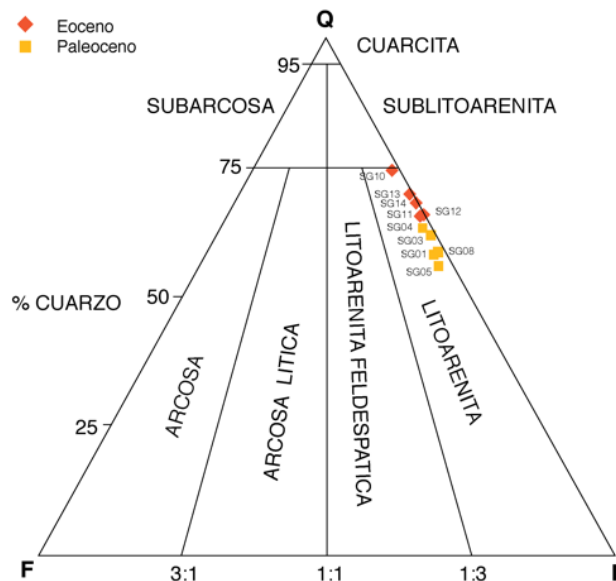


Figura 24. Clasificación composicional de las muestras según Folk (1980).

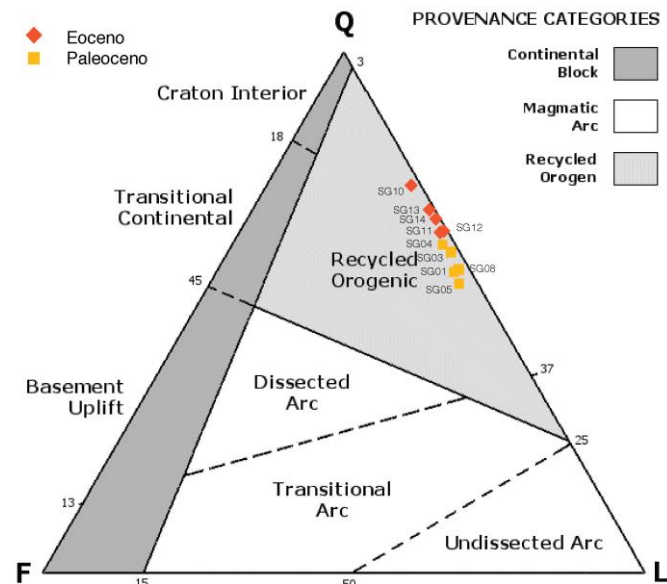


Figura 25. Clasificación de las muestras según Dickinson (1983).

La descripción de las muestras se hará de base a techo.

Paleoceno:

SG01 (0.5 m)

Fue clasificada como litoarenita por presentar 58.7 % de cuarzo, 39.3 % de líticos y 2 % de feldespato. Los granos son subangulares (Figura 26a y 26b) de cuarzo predominantemente monocristalino, líticos metamórficos, sedimentarios y, en menor medida, volcánicos. Los contactos entre los granos son generalmente tangenciales y longitudinales. La matriz (8 %) es arcillosa y, localmente, se presenta cemento silíceo.

SG03 (14 m)

Fue clasificada como litoarenita por presentar 61.7 % de cuarzo, 37 % de líticos y 1.3 % de feldespato (Figuras 26c y 26d). Los clastos, en su mayoría subangulares, son de cuarzo predominantemente monocristalino, los líticos metamórficos corresponden generalmente a esquistos y los sedimentarios a limolitas, se presenta

también chert, matriz arcillosa y cemento ferruginoso. Los contactos entre los granos son en general tangenciales y longitudinales.

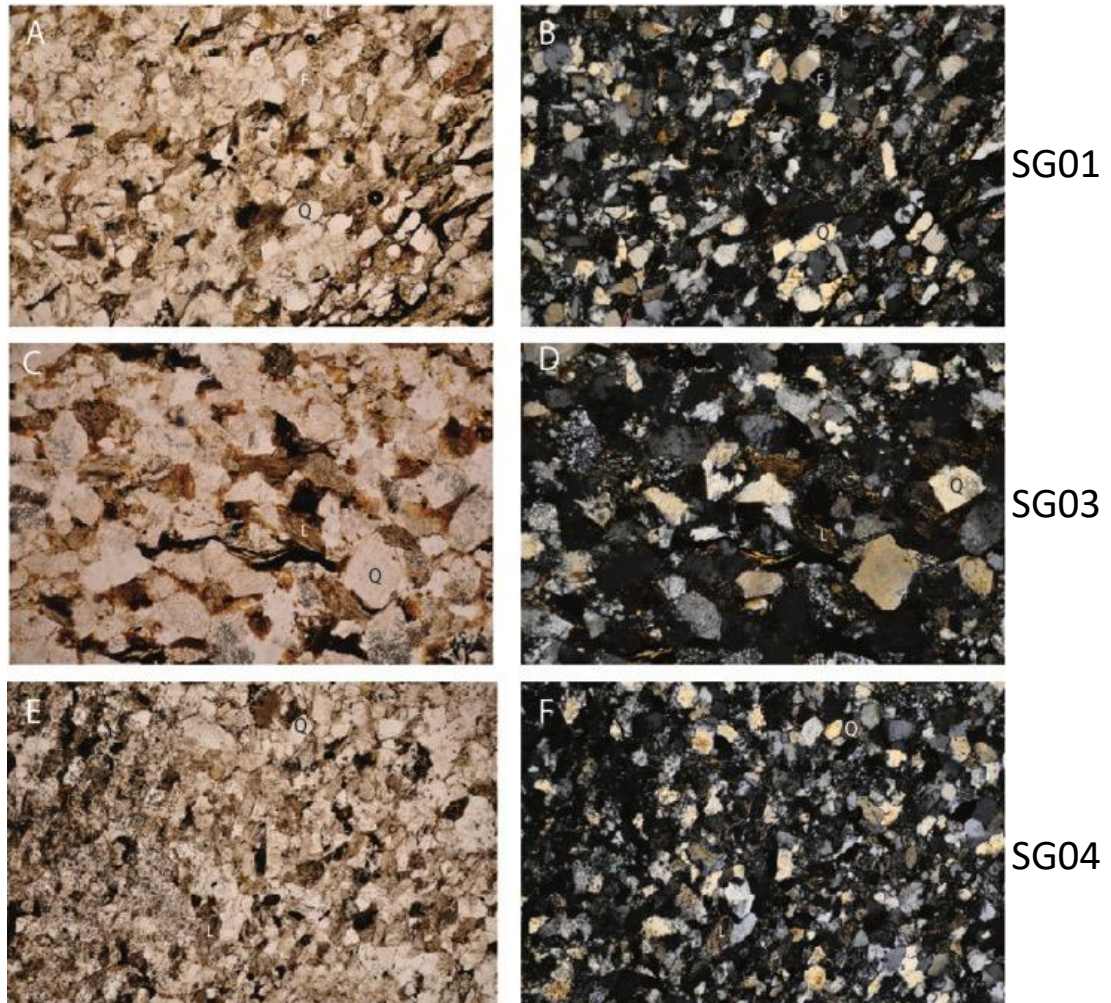


Figura 26. Secciones delgadas de muestras del Paleoceno. A, B y C con nicoles paralelos y B, D y F con nicoles cruzados. (Q:Cuarzo, F: Feldespato, L: Líticos)

SG04 (36 m)

Corresponde a una litoarenita fina con 62.7 % de cuarzo, 35.3 % de líticos y 2 % feldespato (Figuras 26e y 26f). Los granos son subangulares, principalmente de cuarzo monocristalino, con contactos tangenciales, chert, esquistos y limolitas.

Tiene menor cantidad de matriz que las anteriores y el cemento es ferruginoso y localmente silíceo.

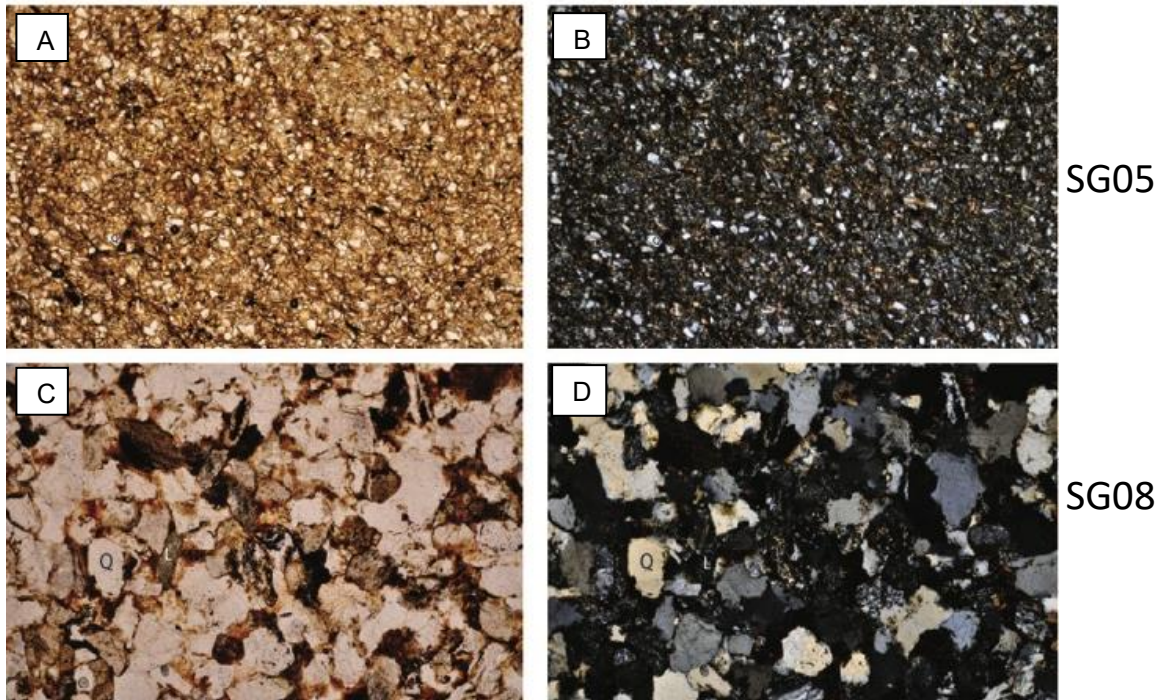


Figura 27. Secciones delgadas de muestras del Paleoceno. A, C con nicols paralelos y B y D con nicols cruzados. (Q: Cuarzo, F: Feldespato y L: Líticos)

SG05 (60 m)

Fue clasificada como litoarenita muy fina con 56.7 % de cuarzo, 41 % de líticos y 2.33 % de feldespato (Figuras 27a y 27b). Los granos son redondeados a subredondeados, principalmente de cuarzo monocristalino. Presenta un matriz arcillosa más abundante que en las muestras anteriores y el cemento es ferruginoso.

SG08 (105 m)

Litoarenita con 58.9 % de cuarzo, 39.7 % de líticos y 1.4 % de feldespato (Figuras 27c y 27d). Los granos son subangulosos y están en contactos tangenciales, longitudinales y cóncavo-convexo. Los granos son principalmente de cuarzo monocristalino, chert, esquistos y limolitas y tienen cemento ferruginoso. Se presenta poca matriz arcillosa.

Eoceno:**SG10 (149.5 m)**

Corresponde a una litoarenita con 65.7 % de cuarzo, 33.3 % de líticos y 1 % de feldespato (Figuras 28a y 28b). Los granos son subangulares a subredondeados, con contactos longitudinales y cóncavo-convexo, y corresponden en su mayoría a cuarzo monocristalino, acompañado de chert y, en menor medida, líticos metamórficos y sedimentarios. Presenta cemento ferruginoso.

SG11 (198.3 m)

Fue clasificada como litoarenita por contener 74.7 % de cuarzo, 24 % de líticos, 1.3% de feldespato (Figuras 28c y 28d). Los granos, subangulares, son principalmente de cuarzo monocristalino, chert y, en menor medida, líticos metamórficos. Los contactos entre los granos son generalmente tangenciales, longitudinales y cóncavo-convexo. La matriz es muy escasa y el cemento ferruginoso.

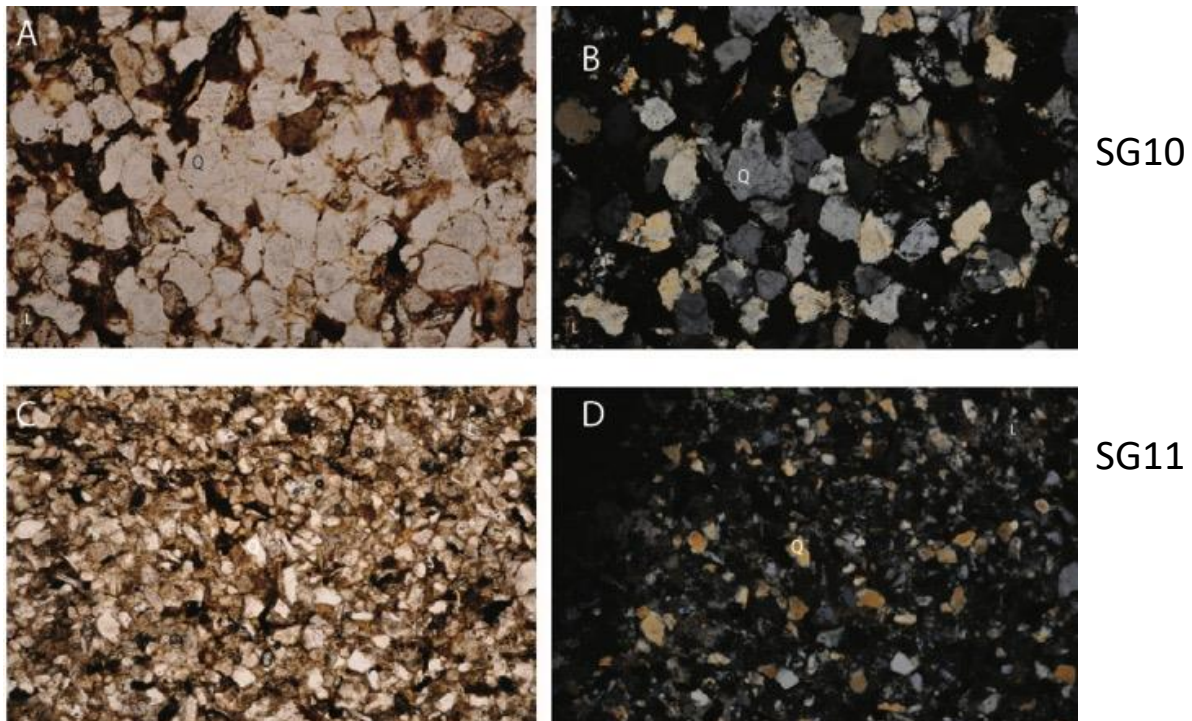


Figura 28. Secciones delgadas de muestras del Eoceno. A, C con nicoles paralelos y B y D con nicoles cruzados. (Q: Cuarzo, F: Feldespato y L: Líticos)

SG12 (220 m)

Corresponde a una litoarenita con 65.6 % de cuarzo, 34.1 % de líticos y 0.3 % de feldespato (Figuras 29a y 29b), compuesta por granos subredondeados y subangulares de cuarzo monocristalino, chert, líticos metamórficos en menor medida y limolitas. Tiene poca matriz y el cemento es localmente ferruginoso y en mayor medida calcáreo.

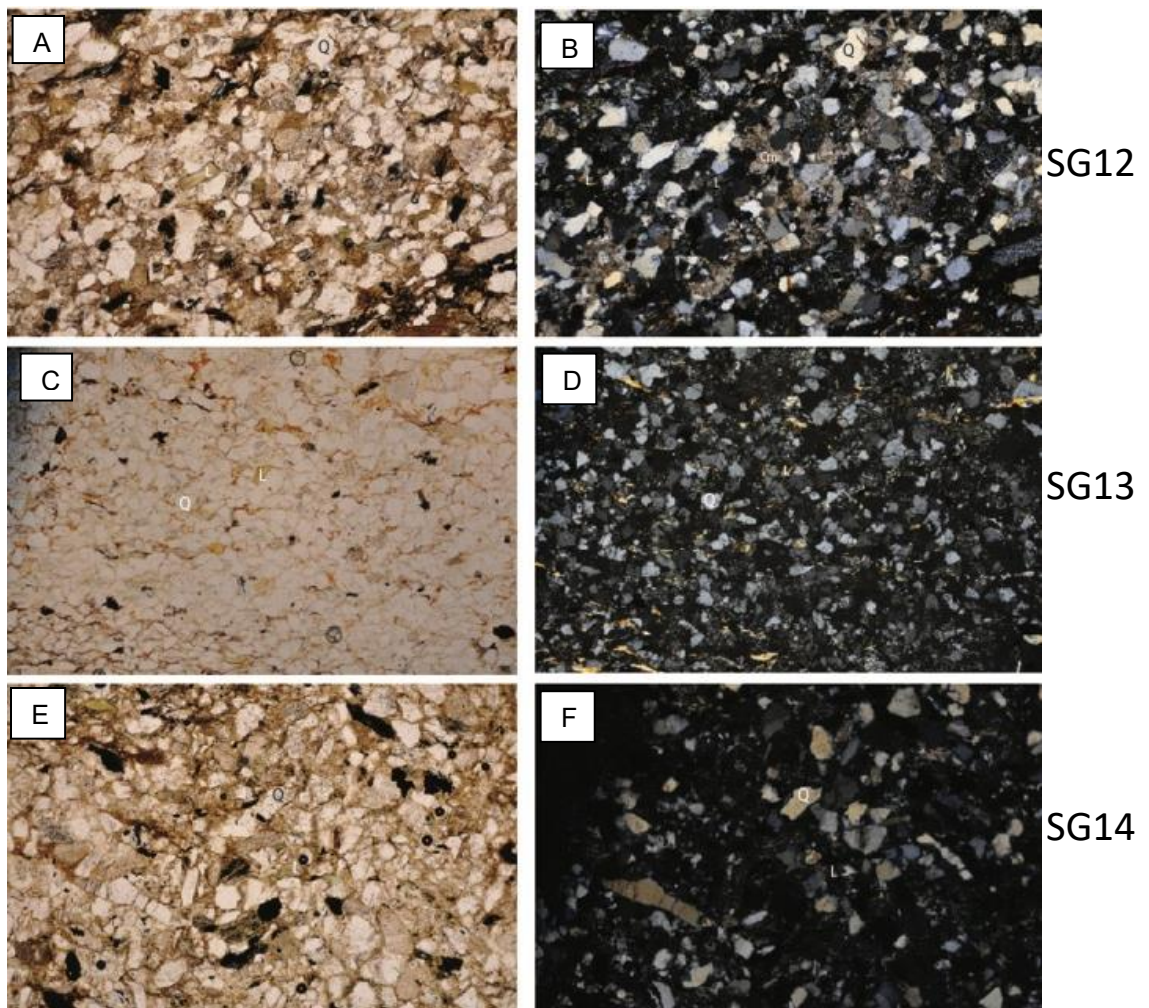


Figura 29. Secciones delgadas de las muestras del Eoceno. A, B y C con nicols paralelos y B, D y F con nicols cruzados. (Q:Cuarzo, F: Feldespato, L: Líticos)

SG13 (258.4 m)

Fue clasificada como litoarenita por contener 70 % de cuarzo, 29.3 % de líticos y 0.7 % de feldespato (Figuras 29c y 29d). Los granos son subredondeados y subangulares, compuestos principalmente por cuarzo monocristalino acompañado por chert, líticos metamórficos. El cemento es ferruginoso.

SG14 (264 m)

Clasificada como litoarenita por su composición de 68.4 % de cuarzo, 31.3 % de líticos y 0.3 % de feldespato (Figuras 29e y 29f), esta muestra tiene granos de cuarzo monocristalino subangulares, chert y líticos metamórficos. La matriz, muy escasa, es arcillosa y el cemento ferruginoso.

La Figura 25 muestra que todas las muestras, tanto del Paleoceno como del Eoceno, están asociadas a una misma configuración tectónica que corresponde a una orogenia reciclada. Esta observación está en concordancia con lo propuesto por Saylor (2011) y Bayona (2006) para la cuenca de Floresta a partir del Paleoceno. Si bien estos valores no dan cuenta de manera precisa de las unidades siendo erodadas y depositadas, sí permiten inferir, en concordancia también con lo expuesto por Saylor (2011), una procedencia relativamente estable desde la Cordillera Central, al occidente.

3.4 METEORIZACIÓN

En la Figura 30 se observa la ubicación de las muestras en un espacio euclidiano de tres dimensiones, dadas por las categorías usadas para la clasificación de las muestras (Q, F, L) y agrupadas según la edad (Eoceno y Paleoceno). Para verificar si esta agrupación tenía sentido estadístico en términos de la composición mineral de las rocas, se realizó una prueba T y se calculó el Tamaño de efecto (g).

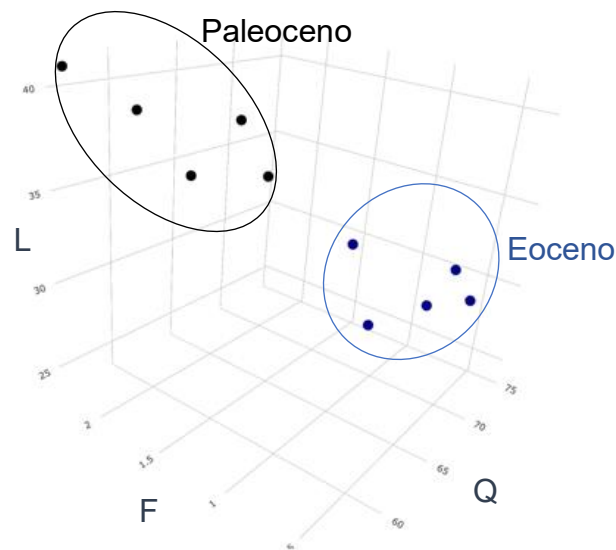


Figura 30. Ubicación de los conjuntos de muestras de arenisca del Paleoceno y el Eoceno en un espacio euclidiano de tres dimensiones dado por Q, F y L.

En la Tabla 4 se presentan los resultados de los T-test y el cálculo del Tamaño del efecto. Tanto para la comparación entre las distancias de las muestras del Eoceno entre sí y las distancias de las muestras del Paleoceno y el Eoceno ($P - PE$), como para la comparación entre estas últimas y las distancias de las muestras del Paleoceno entre sí ($E - PE$) el valor de p-value de los T-test es menor a 0.01, lo que indica que la diferencia entre ambas variables es significativa. Es decir, que la media de la distancia entre los puntos del Paleoceno y el Eoceno es mayor a la media de la distancia entre los puntos del Paleoceno entre sí y es también mayor que la media de las distancias de los puntos del Eoceno entre sí. Por lo tanto, las muestras pueden ser efectivamente agrupadas en dos conjuntos diferentes según la edad.

Del mismo modo, tanto para $P - PE$, como para $E - PE$, en ambos casos el valor g del tamaño del efecto es mayor a 1, lo que indica un alto tamaño de efecto (Hedges, 1981). Es decir, que el efecto, en este caso el tiempo transcurrido (Paleoceno vs Eoceno), aumenta la media de las distancias entre las muestras del Paleoceno y el

Eoceno respecto a la media de las distancias de las muestras del Paleoceno entre sí y el Eoceno entre sí.

Tabla 4. Resultados de la prueba T y el Effect Size (Tamaño del efecto) entre las medias de las distancias entre los puntos del Paleoceno (P) y el Eoceno (E) y la distancia entre cada uno de estos y los puntos del otro conjunto (PE).

T-Test			
	t	df	p-value
P - PE	-5.8657	32.9950	7.17E-07
E - PE	-3.0894	22.4950	0.002632
Effect Size			
	g	Intervalo de confianza de 95%	
P - PE	1.5647	0.7137	2.4158
E - PE	1.0151	0.2148	1.8153

Como consecuencia de ambos resultados, es posible asegurar que los conjuntos mostrados en la figura 21, propuestos a partir de las edades (Paleoceno y Eoceno) corresponden efectivamente a dos conjuntos diferentes y, además, que las areniscas del Paleoceno son efectivamente diferentes de las del Eoceno en términos de composición mineralógica.

4 DISCUSIÓN

La composición, textura, geometría, color y estructuras de los sedimentos depositados en una cuenca dependen de controles tanto tectónicos como climáticos que determinan el espacio de acomodación, la energía del sistema, el aporte de sedimentos y las tasas de meteorización y erosión. Todos estos elementos actúan conjuntamente en mayor o menor medida en un intervalo de tiempo determinado (Miall, 2016). Debido a que un mismo cambio en litofacies o ambientes sedimentarios puede ser explicado aisladamente por controles tectónicos y/o por controles climáticos, el determinar el grado de incidencia de cada uno de estos factores se hace de suma importancia para la correcta interpretación de un depósito y la reconstrucción de un ambiente sedimentario.

Por esta razón, la constancia en la tasa de subsidencia de la cuenca de Floresta a lo largo del límite Paleoceno-Eoceno (Bayona, 2006) puede favorecer la estabilidad del ambiente de depósito y, por lo tanto, eliminar, al menos parcialmente, la posibilidad de un control tectónico en las diferencias sedimentológicas a lo largo de la sección estudiada en este trabajo. Además, la homogeneidad de la fuente en este mismo intervalo de tiempo (Saylor et al., 2011), permite descartar también un cambio litológico en la fuente como responsable del cambio facial. Esto, sumado a la presencia de un sistema anastomosado, en el que los ambientes se mantienen estables por más tiempo que en otros sistemas fluviales (Makaske, 2001), hacen de la Formación Arcillas de Socha un escenario casi ideal para verificar los efectos del clima sobre los depósitos fluviales en un ambiente tropical.

En esta formación, como se vio en la sección 3.2, en los depósitos de la llanura de inundación se observa un cambio marcado entre el Paleoceno y el Eoceno. Los sedimentos del Paleoceno tienen mucha materia orgánica, presentando hasta capas y lentes de carbón. Esto, que se evidencia también en el excelente recobro de polen (Pardo, 2004), indica un ambiente muy húmedo, con pocas variaciones en la tabla de agua, pobremente drenado, sugiriendo además baja estacionalidad.

De otra manera, hacia el tope de la sección, los depósitos de la llanura de inundación están marcados por un descenso significativo en la cantidad de materia orgánica, evidenciado no solo en el color de la roca y en la ausencia de carbón, sino también en el escaso recobro de polen. Estas capas presentan también intensos procesos pedogenéticos y superficies altamente oxidadas, asociados a meteorización química en suelos bien drenados (Pardo, 2004). Esto último concuerda con lo sugerido por Hyland et al. (2017) que indica que las altas temperaturas del Eoceno temprano causaron un ciclo hidrológico más intenso, con mayor precipitación y una estacionalidad más marcada, favoreciendo la generación de suelos y disminuyendo la cantidad de materia orgánica en las llanuras de inundación, que es lavada y transportada aguas abajo.

Debido a que la temperatura, la humedad y la concentración de CO₂ en la atmósfera controlan las tasas de meteorización química (Sun et al., 2018), y que además la sección San Roque presenta la misma fuente de sedimentos durante un régimen tectónico no cambiante, la composición mineralógica de las areniscas de canal depositadas en el final del Paleoceno y en el inicio del Eoceno puede usarse para verificar el impacto de las condiciones climáticas en el sistema (i.e. cambio en las proporciones de cuarzo (más resistente) respecto a clastos de fragmentos líticos y feldespatos).

Así, como se mostró en la sección 3.3, si bien las areniscas tanto del Paleoceno como del Eoceno son clasificadas en la categoría de litoarenitas de Folk (1980), la diferencia significativa en el porcentaje de líticos y feldespatos, como se vio en los análisis estadísticos, permite diferenciar las capas del Paleoceno de las del Eoceno. Además, si se asume, basados en las evidencias anteriormente expuestas, que las condiciones de sedimentación en la sección descrita estaban principalmente controladas por variables climáticas, el alto efecto temporal, medido en el análisis de estadístico, puede ser entendido como un efecto climático, correspondiendo el Paleoceno a condiciones más secas y frías y el Eoceno a condiciones más calientes y húmedas, que favorecen la meteorización química.

Este control climático se ve traducido en la composición de las areniscas, empobrecidas en líticos y feldespatos en el Eoceno, debido a las condiciones climáticas que favorecen la meteorización química. De este modo, la intensa meteorización química inferida a partir de la formación de suelos en los depósitos de llanura de inundación, pueden ser corroborados en el cambio en la composición mineralógica entre las areniscas del Paleoceno y las del Eoceno.

Si bien se podría esperar una mayor concentración de arcilla en las muestras del Eoceno como resultado de la meteorización de feldespatos y fragmentos líticos inestables debido a la intensa meteorización, esta falta de arcillas puede explicarse como consecuencia de las altas precipitaciones y lo bien drenado del ambiente,

como sugieren los depósitos de llanura de inundación, que podrían lavar dichas arcillas.

Además, el cambio facial observado en los depósitos de llanura de inundación de lodolitas laminadas ricas en materia orgánica a paleosuelos intensamente oxidados coincide con lo descrito por diversos autores (e.g. Song et al. 2018; Chen et al. 2017; Bataille et al. 2019; Hyland and Nathan. 2013) quienes sugieren, en secciones con buen control cronoestratigráfico a lo largo del mundo, esta característica como evidencia del efecto del EECO en la dinámica fluvial.

De este modo, la integración de los depósitos de canal y de llanura de inundación en la parte superior de la Formación arcillas de Socha concuerdan con productos de ambientes con alta temperatura, alta precipitación y alta estacionalidad, lo que permite concluir que, efectivamente, el control climático asociado al EECO se registró en ambientes neotropicales.

5 Conclusiones

La Formación Arcillas de Socha corresponde a una sección ideal para estudiar los efectos del EEOC y posiblemente de otros eventos climáticos de menor duración temporal sobre un sistema fluvial tropical.

La Formación Arcillas de Socha se depositó en un ambiente fluvial de bajo gradiente, asociado a un sistema anastomosado.

El cambio en las facies y la composición mineralógica de las rocas entre el Paleoceno y el Eoceno observados en la columna estratigráfica, pueden ser explicados por un aumento en la temperatura, la precipitación y la concentración de CO₂, que pueden ser asociados a las condiciones del EECO.

Los cambios en la composición mineralógica y en las facies lodosas, puede servir para predecir la ubicación estratigráfica del EECO en una sección con pobre control cronológico, pero que abarque el límite Paleoceno-Eoceno.

6 Referencias

Alvarado, B., and R. Sarmiento. (1944). Informe geológico sobre los yacimientos de hierro, carbón y caliza de la región de Paz del Río, Departamento de Boyacá, Bogotá, Servicio Geológico Nacional, informe 468 (No publicado), p. 132.

Bataille, C. P., Ridgway, K. D., Colliver, L., and Liu, X. M. (2019). Early Paleogene fluvial regime shift in response to global warming: A subtropical record from the Tornillo Basin, west Texas, USA. *Bulletin of the Geological Society of America*, 131(1–2), 299–317.

Bayona, G., Jaramillo, C., Rueda, M., Reyes-harker, A., and Torres, V. (2007). Paleocene-middle Miocene flexural-margin migration of the nonmarine Llanos foreland basin of Colombia. *Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3, 141–160.

Bayona, G., Reyes-Harker, A., Jaramillo, C., Rueda, M., Aristizabel, J., Cortes, M., and Gamba, N. (2006). Distinguishing tectonic versus eustatic flooding surfaces in the Llanos Basin of Colombia, and implications for stratigraphic correlations. *Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos Del Petróleo (ACGGP)*, (November 2017), 13.

Chen, Z., Ding, Z., Tang, Z., Yang, S., Wang, X., and Cui, L. (2017). Paleoweathering and paleoenvironmental change recorded in lacustrine sediments of the early to middle Eocene in Fushun Basin, Northeast China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(1), 41–51.

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A., and Ryberg, P. T. (1983). Provenance

of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 222-235.

Elliot Smith, M., Carroll, A.R., Mueller, E.R. (2008). Elevated weathering rates in the rocky mountains during the early eocene climatic optimum. Nature Geoscience 1, 370–374.

Etayo-Serna, F., Laverde, M. F., and Instituto nacional de investigaciones geol gico-mineras (Colombie). (1985). Proyecto Cret cico: Contribuciones. Bogot , Colombia: República Colombia, Ministerio de Minas y Energ a, Instituto Nacional de Investigaciones Geol gico-Mineras.

Folk, R. L. (1980). Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin, Texas, 154 pp.

Gómez, E. and E. Jordan, T. and Allmendinger, Richard and Cardozo, N. (2005). Development of the Colombian foreland basin as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL. 117. 10.1130/B25456.1.

Guerrero, J., and Sarmiento, G. (1996). Estratigrafía física, palinológica, sedimentológica y secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero, Implicaciones en Exploración petrolera: Geología Colombiana, v. 20, p. 3-66.

Hedberg, H. D., 1976, International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure: Wiley, New York, 200 p.

Hedges, L. (1981). Distribution Theory for Glass's Estimator of Effect Size and Related Estimators. Journal of Educational Statistics. Vol. 6, No. 2 (Summer, 1981), pp. 107-128.

Hessler, A., Zhang, J., Covault, J., and Ambrose, W. (2017). Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America. Geology. 45. 10.1130/G39245.1.

- Horiuchi, Y., Charusiri, P., & Hisada, K. (2012). Identification of an anastomosing river system in the Early Cretaceous Khorat Basin, northeastern Thailand, using stratigraphy and paleosols. *Journal of Asian Earth Sciences*, 61, 62–77.
- Hyland, E. G., Huntington, K. W., Sheldon, N. D., and Reichgelt, T. (2018). Temperature seasonality in the North American continental interior during the Early Eocene Climatic Optimum. *Climate of the Past*, 14(10), 1391–1404. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1391-2018>.
- Hyland, E., and Sheldon, N. (2013). Coupled CO₂-climate response during the Early Eocene Climatic Optimum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 369. 125–135. 10.1016/j.palaeo.2012.10.011.
- Hyland, E. G., Sheldon, N. D., and Cotton, J. M. (2017). Constraining the early Eocene climatic optimum: A terrestrial interhemispheric comparison. *Bulletin of the Geological Society of America*, 129(1–2), 244–252.
- Jaramillo, C., Rueda, M., and Torres, V. (2011). A Palynological Zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos Foothills of Colombia. *Palynology*. 35. 46-84. 10.1080/01916122.2010.515069.
- Makaske, B. (2001). Anastomosing rivers: A review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*. 53. 149-196. 10.1016/S0012-8252(00)00038-6.
- Miall, A. (1996). *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Berlin, Germany: Springer-Verlag.
- Miall, A. (2006). *Geology of Fluvial Deposits*. Berlin, Germany: Springer.
- Miall, A. (2014). *Fluvial Depositional Systems*. Berlin, Germany: Springer.
- Miall, A. (2016). Stratigraphy: The modern synthesis. In *Stratigraphy: A modern synthesis*. Berlin, Germany: Springer.

Morozova, Galina and Smith, Norman. (1999). Holocene Avulsion History of the Lower Saskatchewan Fluvial System, Cumberland Marshes, Saskatchewan–Manitoba, Canada. *International Association of Sedimentologists Special Paper*. 28. 231 - 249. 10.1002/9781444304213.ch18.

Ortiz, J. R. and Jaramillo, C. A. (2018). [Dataset] "SDAR: A Toolkit for Stratigraphic Data Analysis in R." Distributed by Smithsonian Research Online.

Pardo, A. (2004). Paleocene-Eocene palynology and palynofacies from northeastern Colombia and western Venezuela. [PhD. Thesis]: Université de Liege.

R Core Team (2017). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>.

Saylor, J. E., Horton, B. K., Nie, J., Corredor, J., and Mora, A. (2011). Evaluating foreland basin partitioning in the northern Andes using Cenozoic fill of the Floresta basin, Eastern Cordillera, Colombia. *Basin Research*, 23(4), 377–402.

Saylor, J. E., Stockli, D. F., Horton, B. K., Nie, J., and Mora, A. (2012). Discriminating rapid exhumation from syndepositional volcanism using detrital zircon double dating: Implications for the tectonic history of the Eastern Cordillera, Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 124(5–6), 762–779.

Song, B., Zhang, K., Zhang, L., Ji, J., Hanlie, H., Wei, Y., Xu, Y., Algeo, T. and Wang, C. (2018). Qaidam Basin paleosols reflect climate and weathering intensity on the northeastern Tibetan Plateau during the Early Eocene Climatic Optimum. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 6-22. 10.1016/j.palaeo.2018.03.027.

Smith, D. G. (1983). Anastomosed fluvial deposits: modern examples from western Canada. *Modern and ancient fluvial systems*. v. 6. 155-168.

Sun, M., Wu, W., Ji, X., Wang (王相力), X., and Qu, S. (2018). Silicate weathering rate and its controlling factors: A study from small granitic watersheds in the Jiuhua Mountains. *Chemical Geology*. 504. 10.1016/j.chemgeo.2018.11.019.

Toro, J. (1990). The Termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia [M.Sc. thesis]: Tucson, Arizona, University of Arizona, 60 p.

Tucker, M. E. (2011). *Sedimentary Rocks in the Field (Fourth Edition)*. Wiley-Blackwell.

Ulloa, C., Rodríguez, E., and Rodríguez, G. I. (2001). Geología de la plancha 172 Paz de Río. Escala 1:100 000: INGEOMINAS, p. 114.

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30: 377-392.

Zachos, J. C., Dickens, G. and Zeebe, R. (2008). An Early Cenozoic perspective on Greenhouse warming and carbon cycle dynamics. *Nature*. 451. 279-83. 10.1038/nature06588.